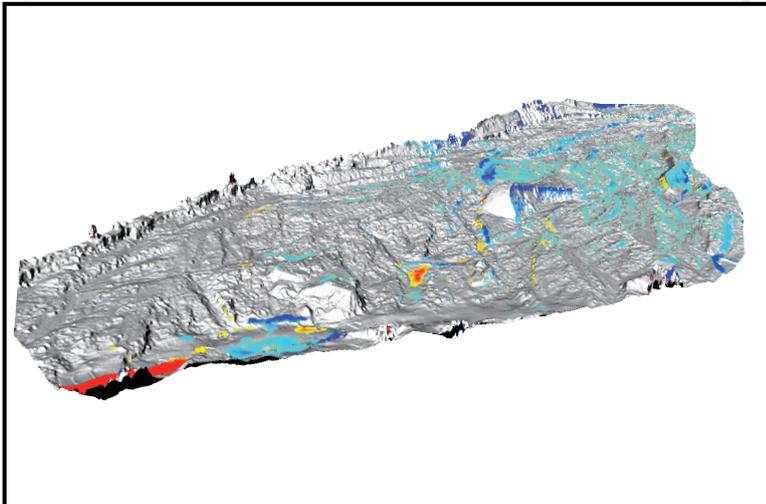


Téledétection des impacts à long terme de l'extraction de l'eau
sur un système sédimentaire d'une vallée latérale alpine

Benoît Regamey

Sous la direction du Prof. Stuart Lane
Expert : Frédéric Herman



> Image de la page de titre - MNT des différences d'un tronçon de la Borgne d'Arolla entre le 10.07.12 et le 12.07.12 drapé sur le MNT en relief ombré et en 3 dimensions du 10.07.12

Avant- propos

Etant écrit sous forme d'articles, ce mémoire possède une structure en trois parties peu commune qu'il convient de commenter pour offrir un guide de lecture. La première regroupe l'introduction, la problématique qui définit deux objectifs principaux pour ce travail et le cadre théorique. Deux articles scientifiques suivent dans la deuxième partie, l'un pour le premier objectif méthodologique et l'autre pour le deuxième objectif géomorphologique. Partant, les méthodes, résultats et discussions sont présentés dans ces derniers. La troisième partie représente une conclusion générale qui reprend celles des articles et discute des limites et perspectives liées à cette recherche.

Dans ce contexte, plusieurs redondances sont à attendre, notamment entre l'introduction et la conclusion du mémoire et celles des articles. Celles-ci sont nécessaires pour garantir l'indépendance et la structure classique de ces derniers. Partant, le lecteur peut s'intéresser directement aux articles sans prendre en compte la première et la dernière partie. Ceux-ci sont fortement liés entre eux puisque le premier développe des concepts méthodologiques nécessaires aux objectifs du second. Par ailleurs, le cadre théorique n'étant pas utile aux articles, il est quand même ajouté au mémoire pour assurer tous les éléments aux lecteurs les moins avertis.

Remerciements

En préambule à ce mémoire, je souhaite adresser des remerciements aux personnes qui m'ont apporté leur aide et qui ont contribué à l'élaboration de ce mémoire.

Je tiens à remercier sincèrement Stuart Lane, qui, en tant que Directeur de mémoire, s'est montré très disponible tout au long de la conception de ce travail. Son aide, sa maîtrise du sujet ainsi que sa contribution sur le terrain ont été de première utilité.

Je remercie Nathan Micheletti et Jim Chandler des conseils techniques et de l'aide qu'ils m'ont apporté sur le terrain.

Par ailleurs, je tiens à souligner ma reconnaissance envers Nico Bätz, Corentin Neuffer et Jonas Racine pour leur contribution à l'acquisition des données. Sans oublier mes collègues de master avec qui j'ai pu partager tout au long de l'élaboration de ce mémoire. Finalement, je remercie Valentine pour son soutien et son aide sur le terrain.

Résumé

L'extraction de l'eau dans les écoulements naturels et sa diversion vers des retenues est une activité courante dans les complexes hydroélectriques alpins. Néanmoins, un tel système requiert une gestion particulière des sédiments, résultant de leur accumulation dans les infrastructures de diversion. Ceux-ci sont communément relâchés par des purges dans le système naturel, en aval des aménagements. Les forçages hydrologiques qui en résultent induisent un taux de sédimentation élevé et des réponses morphologiques marquées des cours d'eau. Malgré l'importance de ces complexes, peu d'études se sont intéressées à ces impacts, où l'extraction de l'eau coïncide avec des purges de charge solide, sur une durée satisfaisante. Cette recherche, par le développement d'une méthode adéquate, quantifie ces modifications à long terme pour le système sédimentaire du Val d'Arolla au sud-ouest des Alpes suisses. Pour ce faire, la complémentarité de la photogrammétrie d'archives et du scannage laser (lidar) terrestre permet d'obtenir des données altimétriques sur plus de 50 ans et à plusieurs échelles spatio-temporelles. Ainsi, les impacts sur le transfert sédimentaire d'une vallée latérale alpine sont discutés à une temporalité pertinente, sans oublier ses dynamiques propres grâce aux mesures des échelles plus courtes.

1 Introduction - Hydroélectricité et géomorphologie fluviale	1
1.1 Aménagements fluviaux et artificialisation des cours d'eau	3
1.2 Le système fluvial	4
1.3 Complexes hydroélectriques	6
1.4 Réponses morphologiques	7
1.5 Les prises d'eau hydroélectriques	8
2 Problématique - Extraction de l'eau et transfert sédimentaire	11
2.1 Question générale	13
2.2 Etat de la recherche	14
2.2.1 Transfert sédimentaire	14
2.2.2 Impacts de l'hydroélectricité	15
2.2.3 Méthodes en géomorphologie fluviale	15
2.2.4 Manques	15
2.3 Objectif général	16
2.3.1 Un double objectif : méthodologique et géomorphologique	16
2.3.2 Modèles conceptuels et hypothèses	16
2.3.3 Intérêts et apports de l'étude	18
2.4 Sous-objectifs	20
2.4.1 Sous-objectif méthodologique A	20
2.4.2 Sous-objectif méthodologique B	21
2.4.3 Sous-objectif géomorphologique A	21
2.4.4 Sous-objectif géomorphologique B	21
2.5 Choix des méthodes	22
2.5.1 Démarche générale - Analyse de mesures altimétriques	22
2.5.2 Photogrammétrie d'archives	22
2.5.3 Orthophotos	22
2.5.4 Scannage laser (lidar) terrestre	23
2.6 Choix du terrain d'étude	23
3 Cadre théorique	25
3.1 Introduction	27
3.2 Les systèmes de coordonnées et leur transformation	27
3.3 Les modèles d'interpolation spatiale	28
3.4 Transport et budget sédimentaire	32

4 Article I - Objectif méthodologique	35
4.1 Introduction	37
4.2 Méthodes	38
4.2.1 Terrain d'étude	38
4.2.2 Principes de la photogrammétrie d'archives et acquisition d'un nuage de points	39
4.2.3 Principes du lidar et acquisition d'un nuage de points	41
4.2.4 Des nuages de points aux MNT des différences	42
4.2.5 Evaluation de la qualité des données	44
4.2.6 Estimation de l'erreur	46
4.3 Résultats	47
4.3.1 Qualité de l'alignement des données lidar et du <i>bundle adjustment</i> de la photogrammétrie	47
4.3.2 Nuage de points	48
4.3.3 Qualité des modèles d'interpolation spatiale et influence de la résolution	49
4.3.4 Erreur, incertitude et seuil de détection	52
4.3.5 MNT et MNT des différences	53
4.4 Discussion	56
4.4.1 <i>Workflow</i> pour l'acquisition d'un MNT des différences	56
4.4.2 Comparaison des méthodes et objectifs géomorphologiques	60
4.5 Conclusion	61
5 Article II - Objectif géomorphologique	63
5.1 Introduction	65
5.2 Méthodes	67
5.2.1 Terrain d'étude	68
5.2.2 Télédétection et changements morphologiques	70
5.2.3 Scannage laser (lidar) terrestre	70
5.2.4 Photogrammétrie	71
5.2.5 Orthophotos	71
5.2.6 Du MNT des différences aux informations géomorphologiques	72
5.3 Résultats	73
5.3.1 Changements morphologiques à long terme	73
5.3.2 Changements morphologiques à court et moyen terme	81
5.4 Discussion	86
5.4.1 Taux et structures spatio-temporelle des réponses morphologiques	86
5.4.2 Processus du transfert sédimentaire associé	88
5.5 Conclusion	90

6 Conclusion générale	91
6.1 Synthèse des résultats	93
6.2 Limites et perspectives	94
7 Références bibliographiques	97

1 Intro-

duction

Hydroélectricité et géomorphologie fluviale



> Prise d'eau du *Bas Glacier d'Arolla*.
Durant cette photo, l'aménagement
était ouvert, laissant passer l'eau
dans le système naturel

1.1 Aménagements fluviaux et artificialisation des cours d'eau

Depuis longtemps, les sociétés ont modifié et exploité leur cadre naturel pour assurer leur développement et leur prospérité. Dans ce contexte, les cours d'eau n'ont pas été épargnés et font l'objet d'un niveau d'anthropisation élevé (Newson, 1997). En effet, une large partie des écoulements naturels est influencée par des aménagements fluviaux (Surian, 1999 ; Minor et Hager, 2004), notamment dans les pays développés (Newson, 1997). En allant plus loin, Newson (1997) estime la part des rivières modifiées par une quelconque action humaine à deux tiers à l'échelle mondiale.

Pour le système fluvial, les aménagements ont principalement deux buts : la protection des activités humaines et l'exploitation des biens et services offerts par les cours d'eau. Ce sont les aléas des processus fluviaux, tels que les inondations et les laves torrentielles, qui nécessitent des infrastructures pour protéger et assurer la viabilité des activités anthropiques (Petts, 1984). Mais, les cours d'eau représentent également plusieurs aménités pour l'homme. L'eau y est exploitée comme ressource pour l'industrie, l'agriculture, l'utilisation domestique et comme support pour la navigation, la pêche et autres activités de récréation (Newson, 1997). Son énergie est également utilisée pour la production d'électricité. De plus, les sédiments contenus dans le système fluvial sont aussi exploités pour produire des matériaux de construction (p. ex. Surian, 1999).

Ces nombreuses activités, nécessitant des aménagements sur les cours d'eau, produisent des modifications du système fluvial plus ou moins marquées. Ainsi, les dynamiques, ou ce qu'on peut appeler les régimes (Petts and Gurnell, 2005), sont modifiées par ces infrastructures (Klingeman *et al.*, 1998 ; Surian, 1999 ; Loizeau and Dominik, 2000 ; Pizzuto, 2002). L'exemple de l'endiguement est peut-être le plus visible, où un canal rectiligne remplace les méandres divaguant sur plusieurs centaines de mètres de large. Toutefois, ces changements ont des magnitudes et structures très variables suivant les impacts causés. Il est également possible que des aménagements ne modifient peu ou pas les rivières. Par des effets indirects, d'autres activités humaines qui ne sont pas liées aux écoulements peuvent aussi produire des modifications (Gurnell, 1983). L'urbanisation, par l'imperméabilisation des sols, tend à augmenter le ruissellement et donc l'ampleur des débits maximum par exemple (Malavoi et Bravard, 2010). La déforestation augmente également le ruissellement et la production sédimentaire par l'affaiblissement de la cohésion dans les versants (Lane *et al.*, 2008).

Toutefois, l'avènement du courant pour la protection de l'environnement et le développement durable a fait changer la perception des cours d'eau. Ainsi, d'autres types d'aménagements fluviaux voient le jour, ceux qui essaient de respecter les besoins de tous les usagers, aussi bien ceux des hommes que ceux de la faune et de la flore (Minor et Hager, 2004). D'anciennes infrastructures sont mêmes modifiées pour revitaliser et restaurer les rivières en leur redonnant au mieux des dynamiques naturelles. Bien que ce tournant devrait représenter la nouvelle façon de régulariser les cours d'eau, il est relativement récent et peine à se généraliser.

En d'autres termes, ces modifications anthropiques exercent un forçage sur les dynamiques naturelles, provoquant des impacts géomorphologiques sur les cours d'eau. Ce travail s'interroge sur la problématique des réponses morphologiques induites par l'ajustement des rivières à ces nouvelles conditions.

1.2 Le système fluvial

Avant de continuer plus loin, il est intéressant de dresser le cadre thématique des cours d'eau à l'état naturel, pour mieux comprendre les effets des forçages discutés ci-dessus. Le système fluvial est complexe, nourri d'interrelations nombreuses et souvent cycliques (rétroactions) (Ashworth and Ferguson, 1986). Ainsi, la modification d'un élément du système induit des réponses variées dans le temps et l'espace, qui elles-mêmes pourront provoquer un impact sur ce dernier (Gordon *et al.*, 2004). Il est aussi souvent qualifié de dynamique et d'ouvert. En effet, les cours d'eau ont une variabilité importante et plusieurs caractéristiques externes au système ont des impacts forts, comme le climat, la météorologie, la géologie, la géomorphologie aux échelles plus larges ou bien entendu les activités humaines. D'un point de vue géomorphologique, le système fluvial peut être vu par la figure 1.1. Les ouvrages de Malavoi *et al.* (2011) et Malavoi et Bravard (2010) offrent une compréhension simple mais complète de ce système.

Les processus responsables pour les formations morphologiques des cours d'eau sont l'érosion et le dépôt associés au transport sédimentaire. Ils sont insérés dans le sous-système plus précis du cours d'eau ou plutôt d'un tronçon de celui-ci. Ainsi, les débits liquides et solides (sédiments) tributaires des conditions à l'amont sont considérés comme des *inputs* à ce dernier. Nous l'appelons le système fluvial au sens strict.

Plusieurs variables exercent un forçage naturel sur ces processus, elles sont ainsi caractérisées comme variables de contrôle (Malavoi et Bravard, 2010). Le débit liquide correspond à la quantité d'eau par unité de temps (m^3s^{-1}) livrée de l'amont et des apports latéraux. Une diminution de celui-ci favorisera le dépôt par exemple. Le débit solide est la quantité de sédiments par unité de temps (kgs^{-1}) également issu des livraisons amont et latérales et a des implications directes sur le transport sédimentaire. La géométrie de la vallée résume les formes à grande échelle héritées par les processus géologiques et géomorphologiques à long terme. Elles sont contenues dans le substratum rocheux

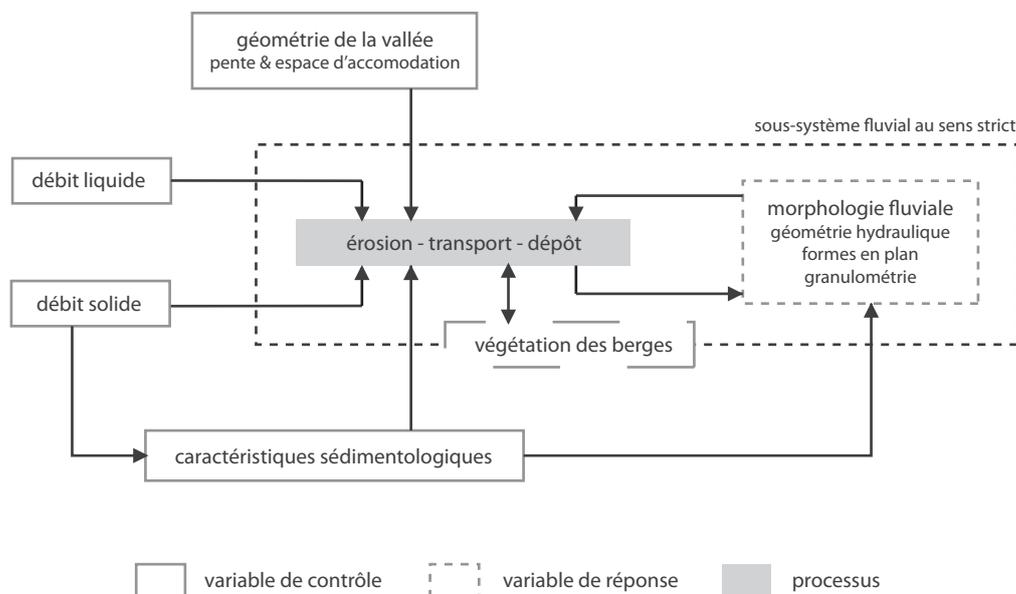


Figure 1.1 - Interactions entre formes, processus et variables de contrôle

ou dans des matériaux non-consolidés mais considérés comme stables. Une vallée étroite et raide provoquera une érosion et un transport assez élevés pour faire évoluer la rivière sur de la roche par exemple. Les caractéristiques sédimentologiques, c'est-à-dire la taille et la forme des éléments du débit solide, influencent directement la granulométrie du lit, sans érosion ou dépôt nécessaire, ainsi que l'érodabilité des berges. Des éléments fins favoriseront une bonne cohésion entre eux par exemple.

Les processus vont quant à eux modifier la morphologie du cours d'eau. Elle est habituellement décrite par la largeur, la profondeur et la pente du chenal (géométrie hydraulique) et par la sinuosité et le nombre de chenaux (morphologie en plan). La granulométrie peut aussi être considérée comme une micromorphologie. Par opposition, ces différents éléments forment les variables de réponse (Malavoi et Bravard, 2010). Néanmoins, celles-ci peuvent produire plusieurs impacts sur les processus de départ par des rétroactions positives ou négatives parfois complexes (Gordon *et al.*, 2004). Par exemple, l'érosion est guidée par la forme des méandres et concentrée dans leurs bords extérieurs. Globalement, une rivière large et peu profonde possède peu d'énergie et donc peu de capacité pour éroder. Néanmoins, son flux peut être concentré par des structures du lit, favorisant une érosion locale (de Jong and Ergenzinger, 1998). Par ailleurs, une aggradation de matériel augmentera la pente du lit et favorisera par la suite la dégradation (Ferguson *et al.*, 2006). Le rôle de la végétation est aussi important mais particulier. En effet, elle ne fait pas partie du cours d'eau au sens strict mais évolue de la même manière que les formes (Malavoi et Bravard, 2010). Sa lente dynamique par rapport aux formes géomorphologiques explique cette particularité. Si les processus sont stables, le développement de la végétation est possible. En retour, elle augmente la stabilité puisqu'elle renforce la cohésion des berges.

Cet aller-retour entre formes et processus permet aux cours d'eau de s'adapter aux conditions données (variables de contrôle). Bien entendu, elles changent dans le temps et l'espace. Ainsi, ces interactions sont variables, mais trouvent un état plus ou moins stable autour de valeurs moyennes. Malavoi *et al.* (2011) appellent ça l'équilibre dynamique, équivalent au régime (Petts and Gurnell, 2005). Néanmoins, cette notion est controversée vu la nature changeante des rivières. Dès lors, les cours d'eau atteignent plutôt un état plus ou moins dynamique, défini par des conditions attribuées au système.

Les ajustements des formes sont finalement rares et ne se produisent que sous des conditions précises, lorsque les variables de contrôle ont un impact suffisamment important. Le reste du temps, ce sont plutôt les processus qui sont tributaires des formes (Gordon *et al.*, 2004). Les changements dans les cours d'eau sont donc soudains et souvent marqués. Un état, tel que discuté ci-dessus, peut toutefois être déstabilisé par des événements inhabituels, naturels ou artificiels (Newson, 1997). Notons que le principe de stabilité dépend surtout de l'échelle temporelle de référence. Si la perturbation est temporaire, le cours d'eau pourra retrouver son régime initial. Si elle est pérenne, les conditions initiales (variables de contrôle) ont donc changé. Ainsi, la rivière trouvera un nouvel état (Newson, 1997). Une perturbation temporaire mais violente peut également changer le régime durablement. En effet, les nouvelles formes auront plus d'influence que les variables de contrôle revenues à l'état antérieur.

Les aménagements fluviaux discutés dans la partie 1.1 provoquent donc une modification des variables de contrôle ou directement de la morphologie des cours d'eau. Un barrage diminue les débits solides par le piégeage des sédiments par exemple. Une végétalisation des berges diminue leur érosion, en renforçant leur cohésion par enracinement. Alors que les digues modifient directement les formes du chenal et augmentent la pente du lit. Notons que les variables de contrôle sont tributaires d'autres processus, externes au système, d'où son caractère ouvert. En effet, les débits

liquides sont dépendants du climat, de la météorologie, de la perméabilité du sol et du stock d'eau à l'état solide ou liquide disponible. Les débits solides et la géométrie de la vallée sont tributaires des processus géomorphologiques et géologiques à l'échelle de la vallée.

1.3 Complexes hydroélectriques

Ce chapitre reprend la section 1.1 en précisant le cadre thématique sur les aménagements pour la production hydroélectrique. En effet, l'hydroélectricité et la construction de barrages jouent un rôle prépondérant dans la régularisation des rivières. Ils provoquent des changements substantiels dans les débits solides et liquides, induisant des réponses morphologiques marquées des cours d'eau (p. ex. Gurnell, 1983 ; Surian, 1999 ; Pizzuto, 2002 ; Petts and Gurnell, 2005).

Mise à part la production d'énergie, les barrages servent à l'usage de l'eau à des fins industrielles, domestiques et agricoles. Leur utilité est mise en avant par Newson (1997) qui montre que l'eau utilisable sur la terre ne représente que 3 mm de profondeur dans chaque rivière avec un temps de résidence de seulement deux semaines par année. Grâce à leur propriété de stockage, les barrages sont ainsi essentiels à l'usage de l'eau. Dans la configuration alpine de cette recherche, la taille et le nombre de barrages pour l'exploitation hydroélectrique mettent cette activité au centre des impacts géomorphologiques sur les rivières de montagne (Bonalmi *et al.*, 2011). Partant, le contexte de cette étude se limite autour de cette activité.

Dans les Alpes, la construction de barrages a décollé dans les années 50, jusque dans les années 70. Durant cette période, environ deux aménagements par jour étaient mis sur pied (Petts and Gurnell, 2005). Actuellement, quelques 48'000 barrages ont été construits dans le monde, 40% de la production agricole profite de l'irrigation et donc d'un certain stockage, 19% de l'électricité provient de l'énergie hydraulique, dont un tiers des pays en sont dépendants (Bonalmi *et al.*, 2011). En Suisse, cette énergie est très développée et prend une place importante grâce à des conditions naturelles favorables et un savoir faire avancé. Le pays comporte le plus vieux barrage poids d'Europe et le plus haut du monde (Schnitter et Mörgeli, s. d.). Ainsi, 80 édifices de plus de 15 mètres de haut produisent 60% de l'électricité du pays, une part plus importante que la plupart des pays européens (OFEN, 2010).

L'exploitation hydroélectrique se divise en deux procédés pour la production de l'énergie, par des barrages à accumulation et des centrales au fil de l'eau (Schnitter et Mörgeli, s. d.). Le premier système utilise la hauteur de chute de l'eau comme énergie, en la stockant à une certaine altitude. Pendant les périodes de hautes eaux, les retenues se remplissent. En Suisse et dans les autres régions de haute montagne, cette période correspond à la saison estivale où les apports solides du reste de l'année (neige et glace) fondent. Puis, l'eau est libérée et turbinée pour fournir l'énergie de pointe. Le deuxième système turbine simplement l'eau directement dans le courant. Dès lors, il produit l'énergie en bande puisqu'elle n'est pas disponible sur demande et a une magnitude plus faible. En effet, ce concept utilise directement l'énergie cinétique des cours d'eau et il n'y a pas ou très peu de stockage. En Suisse, ces deux procédés se répartissent la production d'hydroélectricité de manière équitable (OFEN, 2010).

De manière générale, nous distinguons deux procédés pour le stockage de l'eau. Le premier est la simple accumulation naturelle d'eau derrière un barrage. La quantité est donc pratiquement inchangée mais les dynamiques largement bouleversées. Le deuxième rajoute l'extraction de l'eau d'un

écoulement naturel externe pour alimenter le stockage. En aval de cette diversion, la quantité et les dynamiques sont impliquées.

1.4 Réponses morphologiques

Tel que discuté précédemment, les aménagements transversaux produisent des impacts sur les dynamiques morphologiques des cours d'eau. Néanmoins, nous pouvons aller plus loin dans les conceptualisations de ces réponses. Pour cela, nous reprenons la dichotomie accumulation et extraction du chapitre précédent.

Les rivières possèdent beaucoup d'interactions dans leur système qui s'expriment à travers l'espace et le temps (voir section 1.2). Partant, elles utilisent toute leur étendue et un changement d'une variable à un endroit implique souvent une réponse à un autre emplacement (Gordon *et al.*, 2004). Plusieurs auteurs (p. ex. Newson, 1997 ; Klingeman *et al.*, 1998) parlent ainsi de continuum du cours d'eau. Vannote *et al.* (1980) donnent des informations supplémentaires sur ce concept de continuité. Globalement, il décrit des changements naturels de l'amont à l'aval, dus à la corrélation entre l'évolution des débits, de la granulométrie, de la morphologie et de l'écologie des rivières. De ce fait, les infrastructures transversales interrompent cette continuité avec un lot de perturbations des régimes solides et liquides. En s'éloignant, les apports des cours d'eau transversaux non modifiés et l'atténuation des impacts redonnent peu à peu des dynamiques naturelles au chenal principal (Nicholas *et al.*, 1999). Ainsi, les perturbations à l'aval des aménagements ont une implication limitée dans l'espace. Des modifications en amont sont aussi possibles avec des changements de morphologie du cours d'eau (Pizzuto, 2002).

Impacts de l'accumulation

Le schéma de Petts dans l'ouvrage de Newson (1997) offre une synthèse intéressante des effets des barrages sur les débits des rivières. A une échelle temporelle courte, les purges associées aux processus d'exploitation augmentent la variabilité des débits. Néanmoins, ces événements sont rares et n'arrivent qu'une fois pour plusieurs dizaines d'années. A plus long terme, la fréquence et le niveau des hautes eaux diminuent, alors que celles des basses eaux augmentent. Les crues sont également moins présentes et importantes, provoquant un lissage de l'hydrogramme. Même dans les exploitations où l'eau est redonnée entièrement au système fluvial, les phénomènes d'infiltration et d'évaporation inhérents induisent une légère diminution de la quantité d'eau disponible. Les débits solides sont également limités derrière un barrage puisqu'il piège les sédiments dans son lac de retenue.

Bien que les implications morphologiques de ces changements soient très variées, Petts et Gurnell (2005) proposent un résumé de ces effets. En fonction de la disponibilité en sédiments et de la résistance des berges et du lit à l'érosion, une diminution dans les débits solides induit souvent une dégradation, traduite par une incision et un rétrécissement du cours d'eau. Ils mettent également en évidence le rôle de la végétation, qui tend à augmenter dans ces situations où les débits régulés diminuent la variabilité des phénomènes. Ainsi, les changements sont plus vite stabilisés par la consolidation des berges. De plus, les auteurs soulignent les interactions entre les débits modifiés et les apports naturels des rivières transversales, avec une désynchronisation parfois problématique entre les deux. Ils observent également une évolution dans l'espace avec une majorité de dégradation en amont des tronçons perturbés et de l'aggradation en aval. Gardons encore à l'esprit l'importance des rétroactions des nouvelles formes sur les processus, qui peuvent inverser certaines situations.

Impacts de l'extraction

Cet aspect est beaucoup moins documenté que le précédent, et pourtant tout aussi important. La raison est peut-être que les aménagements nécessaires sont beaucoup moins imposants et visibles que ceux pour l'accumulation. Il est vrai que les barrages ont toujours suscité une certaine admiration de la part des hommes.

Logiquement, l'extraction de l'eau diminue considérablement la moyenne des débits liquides. De plus, la magnitude et la fréquence des crues sont diminuées par la régularisation qu'impliquent ces aménagements (Gurnell, 1983). Gurnell (1983) parle aussi des problèmes liés à la gestion des sédiments. En effet, l'extraction de l'eau induit une augmentation de la charge solide proportionnellement au débit liquide. Dès lors, la capacité de transport de la rivière diminue et des problèmes de dépôts excessifs de matériel en aval de l'extraction s'ensuivent (Klingeman *et al.*, 1998). Petts et Gurnell (2005) discutent également d'aggradation suite à une diminution des débits de l'eau. Ce deuxième groupe d'impacts est au centre de la problématique de cette recherche, notamment pour combler ce manque d'informations.

1.5 Les prises d'eau hydroélectriques

Maintenant que les concepts généraux de perturbations morphologiques des cours d'eau par des aménagements sont introduits, nous pouvons discuter de l'infrastructure responsable des impacts au centre de cette recherche. En effet, ce travail s'intéresse plus particulièrement aux problèmes d'extraction de l'eau pour l'hydroélectricité. L'aménagement fluvial associé à cette pratique, est une prise d'eau qui relie les rivières aux lacs de retenue formés par les barrages. Si ces derniers en sont l'expression la plus visible, les systèmes d'exploitation sont bien souvent plus complexes. En effet, plusieurs autres aménagements secondaires permettent leur fonctionnement optimal (Schnitter et

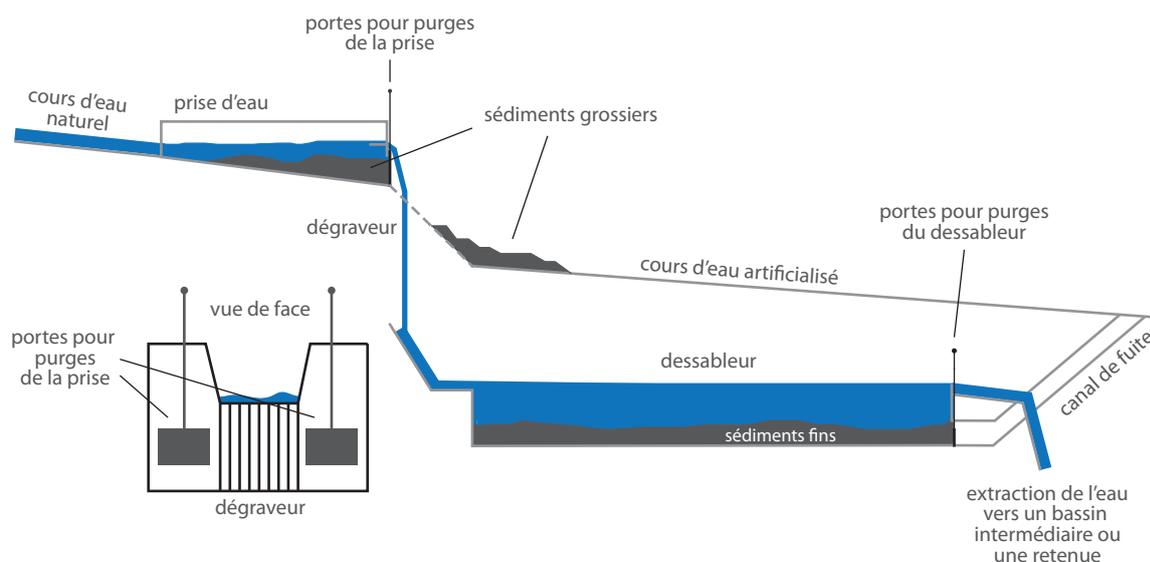


Figure 1.2 - Fonctionnement d'une prise d'eau pour l'exploitation hydroélectrique

Mörgeli, s. d.).

Pour augmenter leur rentabilité, les systèmes hydroélectriques ne se contentent pas des ruissellements naturels qui remplissent leur retenue, mais vont puiser l'eau dans plusieurs autres bassins versants via un réseau d'adduction qui relie les prises d'eau au lac de retenue. Ces prises sont l'équivalent de micro barrages qui divergent l'eau dans le réseau (figure 1.2).

Elles sont équipées d'un dégraveur et d'un dessableur pour retenir le plus possible les sédiments, qui comblent les retenues, diminuent leur capacité et usent les infrastructures de production d'énergie (Schnitter et Mörgeli, s. d.). Le premier retient les éléments grossiers par de simples grilles, dont une partie est directement piégée par la prise. Le deuxième retient les éléments plus fins en retenant l'eau temporairement dans un bassin de plusieurs dizaines de mètres, favorisant la sédimentation. Ce dernier n'est souvent pas visible car souterrain. La figure 1.3 permet de visualiser rapidement le fonctionnement du système hydroélectrique en question et les principaux forçages morphologiques associés déjà introduits ou discutés plus loin.

Une question légitime est de savoir pourquoi ne pas construire plusieurs barrages, un dans chaque bassin versant. Newson (1997) donne une réponse intéressante en expliquant qu'un seul grand barrage est plus rentable que plusieurs petits. De plus, il y a une certaine course au prestige qui motive l'édification d'infrastructures imposantes. De tels projets sont aussi mieux acceptés par les

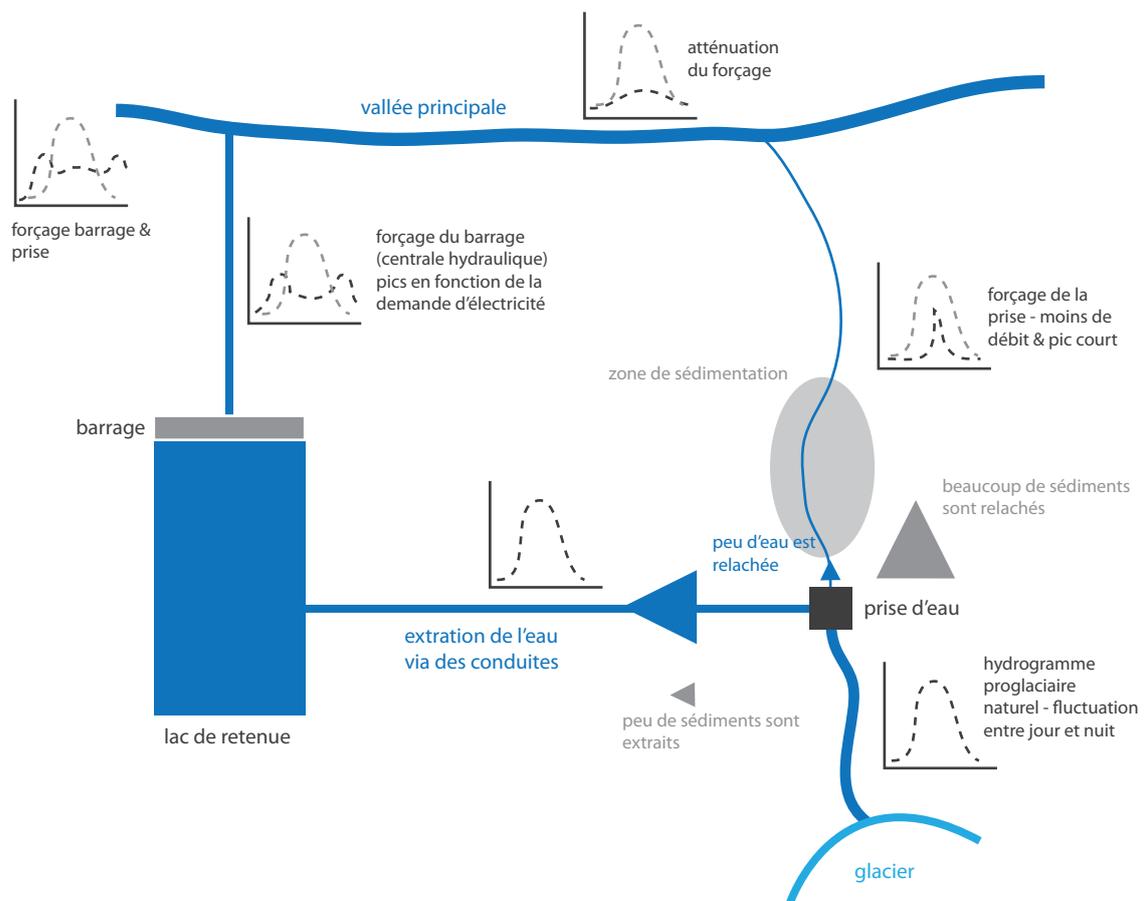


Figure 1.3 - Complexe hydroélectrique à accumulation avec extraction de l'eau

communautés au niveau des implications pour le paysage.

La problématique des sédiments dans les prises d'eau discutée ci-dessus oblige les exploitants à organiser des purges régulières pour remobiliser les sédiments retenus, et ainsi dégager la prise et vider son dessableur. En milieu alpin et durant la saison estivale, l'apport important de matériel nécessite une opération quasi journalière. Comme discuté dans la section précédente, un tel procédé induit un forçage particulier sur la morphologie des cours d'eau, qui occupe le cœur de la problématique de cette étude. Le problème étant une extraction de l'eau du système naturel pour la production d'électricité avec une livraison de sédiments qui reste elle inchangée.

2 Problé-

matique Extraction de l'eau et géomorphologie fluviale



> Prise d'eau du *Haut Glacier d'Arolla*

2.1 Question générale

Le contexte global étant introduit, nous pouvons préciser le contexte particulier ou la problématique particulière, évoluant autour d'une question générale. Cette recherche s'intéresse à la problématique de l'extraction de l'eau pour l'hydroélectricité et de savoir quelles sont les réponses morphologiques d'un cours d'eau de vallée latérale alpine ?

La question est traitée d'un point de vue géomorphologique, sous l'angle du transfert sédimentaire qui semble être le plus problématique dans ce contexte. Il regroupe les processus d'érosion, de transport et de dépôt (voir section 1.2). L'érosion peut se diviser en deux sous-processus : la simple mobilisation de sédiments non consolidés et la production et mobilisation de matière par l'abrasion des cours d'eau contre des éléments consolidés. Dans ce travail, le second, agissant sur des échelles temporelles très longues, est beaucoup moins présent et n'est pas discuté dans cette recherche.

Ashworth et Ferguson (1986) donnent un modèle conceptuel (figure 2.1) intéressant pour les réponses morphologiques des cours d'eau face aux changements des variables de contrôle, tels que les forçages d'une prise d'eau. Il ressemble au modèle de la figure 1.1, toutefois en plus précis et spécifique pour notre contexte. Il résume les interactions entre variables de contrôle, processus et formes. Il permet aussi une bonne synthèse du comportement théorique du transfert sédimentaire et forme une base pour ce travail.

Nous retrouvons les deux variables de contrôle, le débit liquide et solide, qui agissent sur la morphologie du cours d'eau. Ces dernières, mais aussi la structure du lit ou granulométrie et la morphologie fluviale, vont définir les vitesses d'écoulement, qui sont responsables de la contrainte de cisaillement, force nécessaire à l'érosion et au transport de sédiments. Cette érosion et transport, induisant un quelconque dépôt, modifient à leur tour la géométrie fluviale et la granulométrie. La distribution

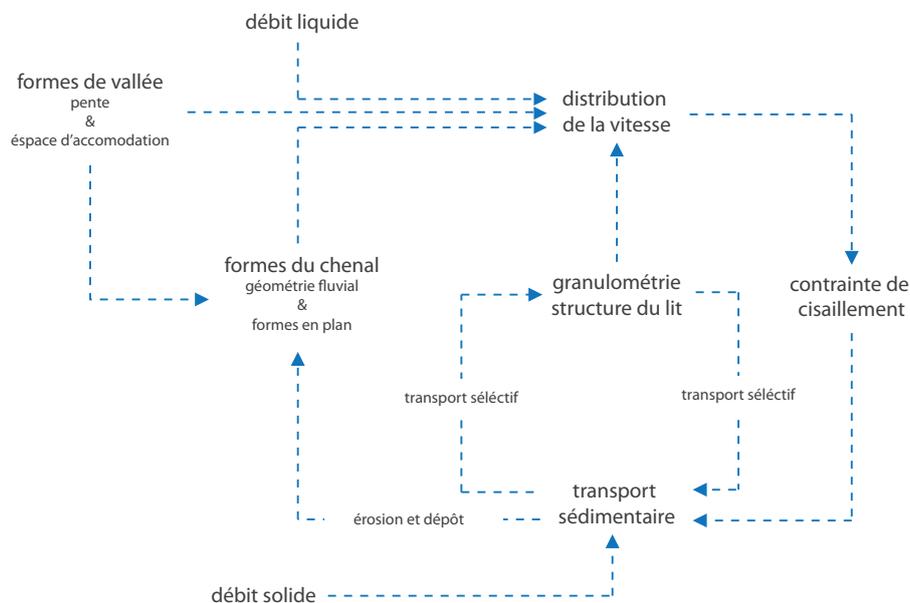


Figure 2.1 - Modèle conceptuel du transport sédimentaire de fond. D'après Ashworth et Ferguson (1986)

des vitesses sera ainsi remodifiée. C'est le même aller-retour qu'au chapitre 1.2, qui rend les rivières très dynamiques et réactives aux perturbations. Nous retrouvons également le forçage induit par les formes de la vallée. Par contre, les caractéristiques sédimentologiques, moins importantes pour notre étude, sont ici confondues dans le débit solide. La végétation est également supprimée même si elle peut avoir une implication non négligeable.

Le contexte alpin de cette étude induit une dynamique des cours d'eau élevée (Fenn and Gurnell, 1987). En effet, les fortes pentes, la quantité importante de sédiments grossiers et le manque de végétation font que les rivières possèdent beaucoup d'énergie et peu de cohésion dans les berges. De plus, les débits liquides sont variables, puisqu'ils sont tributaires des fluctuations de température, induisant une fonte plus ou moins importante de la neige et de la glace. Dans de telles conditions, la morphologie en plan est souvent tressée (Malavoi et Bravard, 2010). Cette forte dynamique et faible stabilité font que les changements morphologiques sont rapides, avec un temps de réaction court (Surian, 1999). Dès lors, l'extraction de l'eau par la prise devrait avoir un effet marqué sur les dynamiques morphologiques d'une rivière de montagne.

2.2 Etat de la recherche

2.2.1 Transfert sédimentaire

Les questions de géomorphologie fluviale, de transport et de transfert sédimentaire font l'objet de beaucoup de recherches. Néanmoins, ces deux éléments ne sont pas à confondre. Le premier traite des processus responsables de l'érosion, le transport et le dépôt de la charge solide à petite échelle. Quant au second, il correspond à l'inévitable déplacement des sédiments de l'amont à l'aval sur des échelles plus grandes. Depuis les années 50, avec la nouvelle géographie et le développement des méthodes quantitatives, plusieurs formules et lois générales ont été écrites. Pour les processus de transport, ces éléments théoriques, qualitatifs et quantitatifs sont disponibles dans plusieurs ouvrages généraux (p. ex. Knighton, 1998 ; Gordon *et al.*, 2004 ; Malavoi et Bravard, 2010 ; Malavoi *et al.*, 2011). Ainsi, les concepts de conditions de transport, notamment expliqués par la contrainte de cisaillement, sont bien développés. Les processus de déplacement et les interactions entre les formes le sont également (p. ex. Lane *et al.*, 1996). Plusieurs ouvrages sont aussi spécifiques aux rivières de montagne (Fenn and Gurnell, 1983 ; Ashworth and Ferguson, 1987 ; Goff and Ashmore, 1994 ; Lane, 2006 ; Marti and Bezzola, 2006).

Le sujet du transfert sédimentaire étant trop vaste pour être revu en quelques paragraphes, nous résumons uniquement les éléments qui agissent sur le système naturel grâce à la figure 2.1. Premièrement, la livraison sédimentaire et les débits liquides ont des impacts importants sur le système (p. ex. Lane *et al.*, 2008). La première peut notamment être vue comme une source dans le transfert (p. ex. Reid *et al.*, 2007). Dans le système fluvial, plusieurs rétroactions entre les formes à l'échelle du cours d'eau (p. ex. Gomez, 1983 ; Lisle, 1982 ; Lane, 2006 ; Church, 2006 ; Ferguson *et al.*, 2006) et celles à l'échelle du grain (p. ex. de Jong and Ergenzinger, 1998 ; Seal *et al.*, 1998) et les processus de transport garantissent un certain transfert des sédiments de l'amont à l'aval, sans oublier les stockages temporaires possibles (Harbor and Warburton, 1993 ; Warburton, 1999). A cette échelle, le transfert est aussi tributaire de l'évolution logique de l'amont à l'aval des variables du système fluvial (Vannote *et al.*, 1980).

2.2.2 Impacts de l'hydroélectricité

Depuis les années 90, une importante lecture est disponible et se renouvelle chaque année sur les implications de l'hydroélectricité et autres aménagements fluviaux sur la morphologie des cours d'eau (p. ex. Petts, 1984 ; Newson, 1997 ; Nicholas *et al.*, 1999 ; Surian, 1999 ; Pizzuto, 2002 ; Surian, 2006) mais aussi sur les débits liquides (p. ex. Weingartner et Aschwanden, 1994) et sur le transfert sédimentaire (p. ex. Loizeau and Dominik, 2000 ; Curtis *et al.*, 2010 ; Bonalumi *et al.*, 2011). Prédire les réponses morphologiques du système fluvial face aux forçages, qu'ils soient naturels ou artificiels n'est pas évident, du moins sur le long terme. Néanmoins, plusieurs théories (p. ex. Malavoi *et al.*, 2011 ; Malavoi et Bravard, 2010 ; Surian, 2006), modèles conceptuels (p. ex. Ashworth and Ferguson, 1986 ; Petts and Gurnell, 2005), observations empiriques (p. ex. Gurnell, 1983 ; Petts, 1984) et modèles numériques (p. ex. Curtis *et al.*, 2010 ; Marti and Bezzola, 2006) permettent d'estimer les réactions morphologiques futures.

Les études sur l'extraction de l'eau sont également présentes mais beaucoup moins nombreuses (p. ex. Klingeman *et al.*, 1998). Souvent, l'extraction de l'eau va de pair avec celle de la charge solide (p. ex. Hicks *et al.*, 2006). De plus, Gurnell (1983) a déjà publié une étude sur les réponses morphologiques face aux prises d'eau de la rivière étudiée dans ce travail. Les conclusions sont surprenantes et nous confortent dans l'intérêt de mener cette recherche à nouveau. En effet, l'auteure n'avait trouvé que peu de changements significatifs dans les formes et prônait que le cours d'eau était déjà en équilibre avec ses nouvelles conditions.

2.2.3 Méthodes en géomorphologie fluviale

L'intérêt de la géomorphologie fluviale à mesurer les formes des rivières a motivé le développement de plusieurs méthodes au fil des années (Lane, 2000). Ce constat est amplifié par le besoin de données nombreuses pour étudier les dynamiques du système fluvial déjà discutées.

Premièrement, les géomorphologues se sont vite aperçus que mesurer les formes et inférer les processus permettaient de contourner les problèmes liés à la mensuration des seconds (p. ex. Reid *et al.*, 2007). Ainsi les méthodes dites inverses voient le jour (p. ex. Ashmore and Church, 1998 ; Lane, 1998). Dans ce contexte, les techniques classiques se résument à mesurer les sections transversales et cartographier les formes en plan (p. ex. Ashworth and Ferguson, 1986). Mais les limitations de ces mesures trop réductrices d'informations se font rapidement sentir (p. ex. Lane *et al.*, 1994). Pour surmonter cette faiblesse, les scientifiques ont vu dans la téledétection une méthode salutaire (p. ex. Lane *et al.*, 1994 ; Lane *et al.*, 1996 ; Lane, 2000 ; Westaway *et al.*, 2003 ; Milan *et al.*, 2007). En effet, les données peuvent être acquises sur de grandes étendues avec une résolution spatiale et temporelle fine. De nos jours, ces méthodes sont encore en plein développement.

2.2.4 Manques

Bien que les lectures soient très abondantes sur le sujet, plusieurs manques dans les connaissances subsistent. En effet, Ashmore et Church (1998) avancent que presque aucune étude n'a réussi à connaître de manière précise et complète le transfert sédimentaire pour un cours d'eau, qu'il soit naturel ou régularisé. Bien que la théorie soit maîtrisée et que le transport des sédiments soit connu de manière générale, une quantification précise des processus et formes reste rare et difficile. Ces faiblesses sont dues à la forte variabilité spatiale et temporelle des rivières qui nécessite des mesures très complètes. Or, toutes les études ayant utilisé les méthodes classiques citées dans la section pré-

cédente ne génèrent pas d'informations suffisantes. Dès lors, considérer les interactions entre formes et processus, primordiales pour le transfert sédimentaire, reste difficile ou se limite à des descriptions qualitatives (Lane *et al.*, 1994). De plus, l'emplacement des mesures classiques joue un rôle important pour les résultats et leur mise en place laborieuse induit une résolution temporelle faible (Gordon *et al.*, 2004).

Bien que les recherches contemporaines soient en grande partie basées sur la télédétection, les mesures à long terme (plusieurs dizaines d'années) et à échelles spatio-temporelles multiples sont encore rares (p. ex. Petts and Gurnell, 2005 ; Fonstad and Marcus, 2010). Ce constat vient probablement du manque de méthode utilisant des données d'archives et celle profitant de la complicité de plusieurs techniques de télédétection. Ces techniques ne sont également pas toujours utilisées de façon optimale (p. ex. Lane, 2000). La raison peut être trouvée dans l'automatisation croissante de ces manipulations par les suites logicielles ayant repoussé leur compréhension dans l'oubli.

Par ailleurs, peu d'études sur l'extraction de l'eau ont été entreprises dans un contexte où la livraison sédimentaire ne diminue presque pas. Les rares cas (Gurnell, 1983 ; Klingeman *et al.*, 1998) souffrent des mêmes manques méthodologiques cités plus haut. Par contre, les processus de transfert liés à une augmentation soudaine mais temporaire de sédiments sont étudiés par quelques auteurs (p. ex. Madej and Ozaki, 1996 ; Lisle *et al.*, 2001 ; Venditti *et al.*, 2010 ; Tullos and Wang, sous considérations). Néanmoins, cette augmentation ne vient pas d'une diminution dans les débits liquides.

2.3 Objectif général

2.3.1 Un double objectif : géomorphologique et méthodologique

Cette recherche vise un double objectif général : l'étude des réponses morphologiques d'un cours d'eau de vallée latérale alpine face aux forçages d'une prise d'eau pour la production d'hydroélectricité et le développement d'une méthode en géomorphologie fluviale basée sur deux techniques de télédétection, le scannage laser (lidar) terrestre et la photogrammétrie d'archives. Ainsi, le deuxième permettra d'obtenir des données à long terme et à plusieurs échelles spatio-temporelles nécessaires au premier.

2.3.2 Modèles conceptuels et hypothèses

Nous établissons ici plusieurs hypothèses associées à des modèles conceptuels amenant à un postulat général sur le transfert sédimentaire et les réponses morphologiques du cours d'eau face à l'extraction de l'eau.

Le premier modèle (figure 2.2) représente le transfert sédimentaire dans un tronçon de cours d'eau. Nous retrouvons les forçages géomorphologiques et hydrologiques à large échelle déjà discutés (voir section 1.2), ainsi que l'interaction entre les processus d'érosion et de dépôt du lit et des berges et les morphologies à l'échelle du cours d'eau. Les forçages de la prise d'eau sont ajoutés, ils définissent les débits solides et liquides d'entrée du tronçon étudié. Ce modèle représente également un budget sédimentaire, où l'*input* de sédiments moins l'*output*, qui est une fonction du transport de ces sédiments et de ceux déjà présents dans le tronçon, définit la quantité finale de matériel qui transite dans le tronçon d'intérêt (Warburton, 1990). Ainsi, si cette valeur est plus petite que l'*input*,

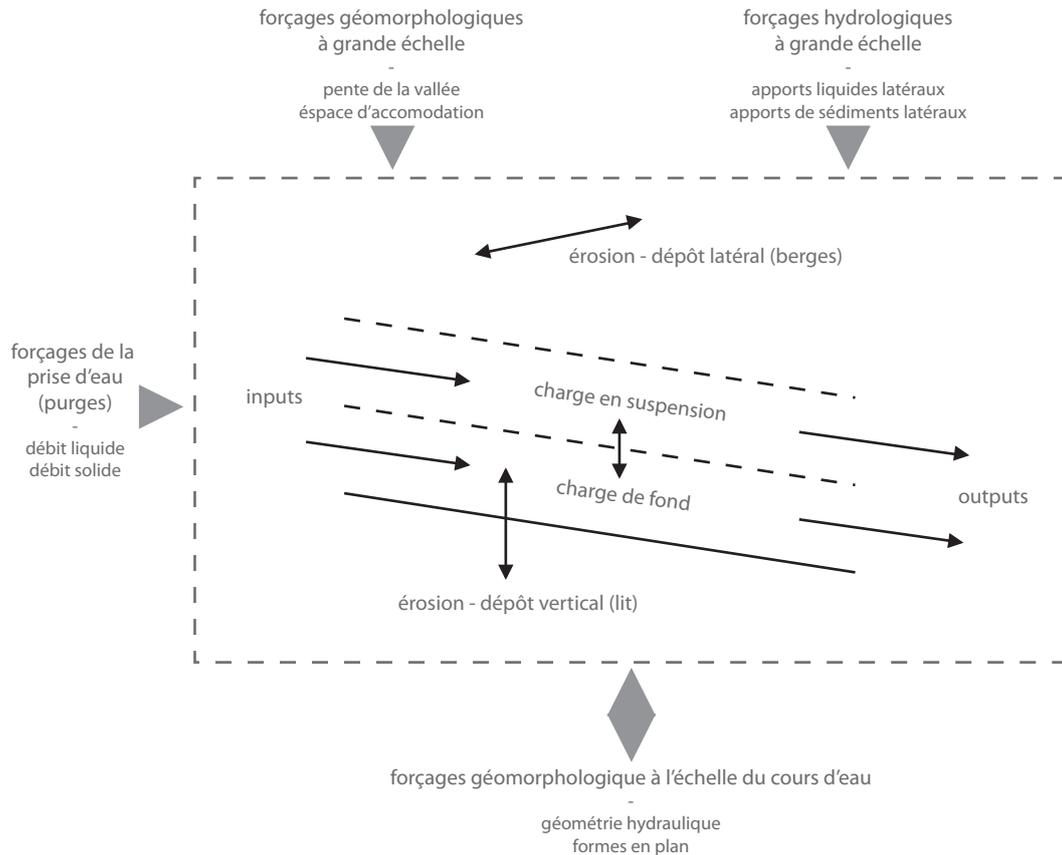


Figure 2.2 - Modèle conceptuel du budget sédimentaire avec forçages de la prise d'eau

le tronçon est en aggradation, et inversement pour une valeur plus grande. Nous faisons l'hypothèse que l'extraction de l'eau, provoquant une diminution des débits liquides et donc de la capacité de transport du cours d'eau, diminue l'érosion et le transport de sédiments. Or, la livraison sédimentaires (*input*) reste inchangée puisque les purges les remobilisent entièrement. Suivant la règle du budget sédimentaire, les *inputs* dépasseront les *outputs* et une dynamique d'aggradation du tronçon devrait se manifester.

Le deuxième modèle (figure 2.3) représente l'évolution spatiale de cette aggradation. Puisque la vitesse des sédiments est globalement moins élevée que celle de l'eau, le dépôt de matériel se fait à une certaine distance en aval de la prise. Néanmoins, celle-ci est remobilisée par les purges successives et redéposée plus loin. Ainsi, il y a une évolution de l'accumulation vers l'aval. Cette dynamique de l'aggradation postulée devrait également être tributaire des formes à l'échelle de la vallée. Le dépôt devrait être concentré dans les zones plates et larges alors que les sections raides et étroites devraient uniquement transporter la charge solide.

L'augmentation de la pente du lit provoquée par l'aggradation devrait être aussi responsable de ce phénomène. En effet, elle permettrait aux sédiments d'aller chaque fois un peu plus loin par l'augmentation des vitesses et donc de la capacité de transport du cours d'eau. Les effets des apports liquides et solides latéraux régularisés ou non sont également importants, ainsi que les rétroactions entre les processus et formes à l'intérieur de chaque zone de dépôt. Partant, il est possible que les zones de dépôts préférentiels définis par les formes de la vallée se remplissent jusqu'à ce que le

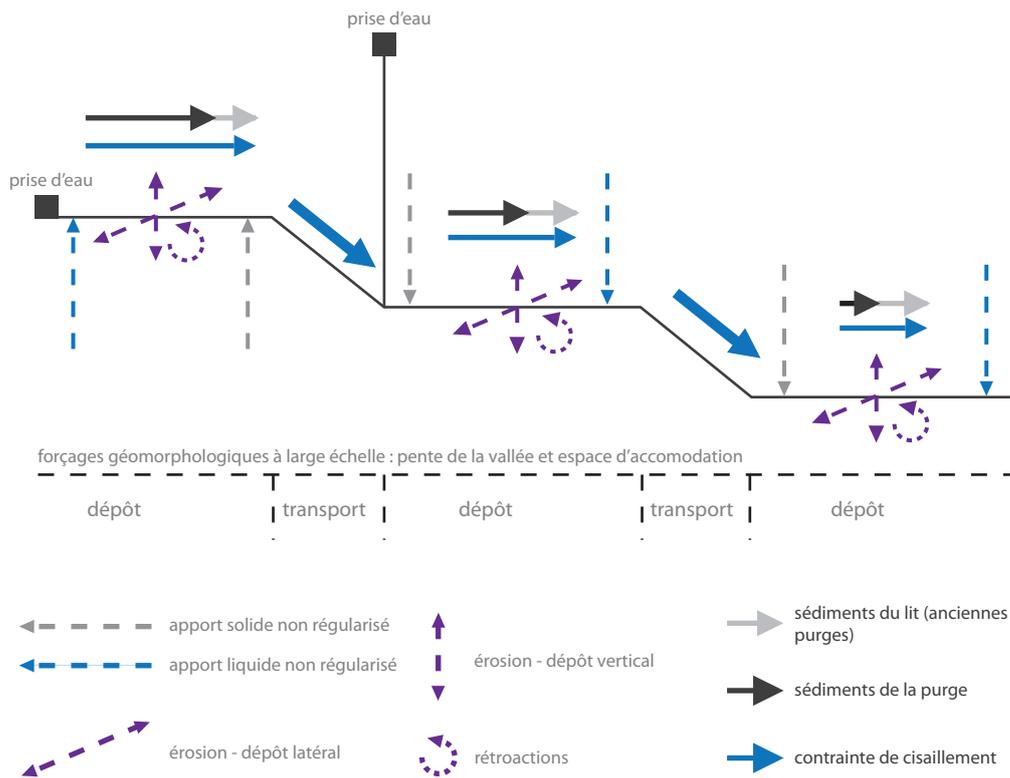


Figure 2.3 - Modèle conceptuel des dynamiques spatiales du transfert sédimentaire associé à la prise d'eau

transport redevienne efficace.

La prise d'eau provoque donc une discontinuité dans le transfert sédimentaire, comme discuté dans la section 1.3. Ainsi, nous faisons l'hypothèse générale d'une aggradation en aval de l'infrastructure qui évolue en direction de l'écoulement (figure 1.3). Globalement, la vitesse des sédiments est fortement réduite, provoquant leur accumulation en amont du tronçon d'intérêt et donc une diminution de la livraison sédimentaire en aval de cette dernière. Cette dynamique pourrait, à terme, rétablir la continuité sédimentaire. Pour ces considérations, nous ne tenons compte que de la charge de fond. En effet, nous faisons l'apriori que la charge en suspension est en partie captée dans les eaux d'usage. Lors des purges, elle ne se dépose pas non plus dans notre zone d'étude, le cours d'eau possédant assez de turbulences pour la maintenir en suspension. De plus, elle a une importance moindre pour la question des changements morphologiques (Reid *et al.*, 2007).

2.3.3 Intérêts et apports de l'étude

Intérêts généraux

Les intérêts et applications de remplir un tel objectif sont nombreux et justifient d'entreprendre une telle recherche. Premièrement, l'intérêt de confirmer l'hypothèse générale du chapitre précédent, à savoir si cette discontinuité est permanente ou si cette aggradation pourrait, en évoluant vers l'aval, reconnecter le transfert sédimentaire général est prépondérant. En effet, dans le deuxième cas de figure, la vallée principale en aval des systèmes latéraux recevrait une livraison de sédiments impor-

tante, accumulés pendant plusieurs années dans les vallées latérales. L'enjeu dans le contexte alpin est que les vallées principales sont fortement anthropisées avec un cours d'eau endigué. Ainsi, une augmentation de charge solide pose d'importants problèmes de gestion et un risque d'inondations accru (Ried *et al.*, 2007). Partant, l'étude permettra de quantifier l'évolution de ces zones d'accumulations. Cette dernière peut aussi poser des problèmes et comporter des risques dans un avenir plus court pour les populations locales. En effet, des observations personnelles du tronçon étudié dans cette recherche ont permis d'apprendre qu'un lac et des champs ont déjà été recouverts par des sédiments.

Deuxièmement, le contexte énergétique européen, caractérisé par une demande en augmentation et une volonté d'accroître la part de production d'énergie renouvelable, donne une importance particulière à l'hydroélectricité. C'est le cas en Suisse où la production d'électricité par l'eau représente plus de la moitié de la production totale et réalise des bénéfices substantiels via son exportation dans d'autres pays (Office fédéral de l'énergie OFEN, 2010). Bien que la construction de nouveaux grands barrages ne soit plus envisagée, plusieurs d'entre eux réalisent des agrandissements pour améliorer leur capacité. Dès lors, il serait bien de connaître de façon précise leurs implications sur la géomorphologie. Depuis longtemps, la Confédération suisse s'est inquiétée de la protection de l'environnement face aux aménagements hydroélectriques, notamment au travers de deux lois : celle de la protection des eaux et celle des forces hydrauliques. L'instrument le plus intéressant pour notre cas est celui des « débits résiduels minimaux » de la Loi fédérale sur la protection des eaux de 1991 (LEaux). En effet, son but est de laisser un certain débit dans tous les cours d'eau, même après des retenues ou des prises d'eau. Mais ces débits ne sont pas encore respectés par tous les exploitants de barrages. En effet, selon la Loi fédérale sur l'utilisation des forces hydrauliques de 1916, chaque exploitant doit acquérir une concession d'utilisation limitée dans le temps pour un cours d'eau. Il est donc soumis à l'état des lois de l'année d'acquisition de cette concession. C'est notamment le cas pour la rivière étudiée dans cette recherche. Dès lors, plusieurs exploitants seront amenés à renouveler leur concession et donc à respecter ces débits minimaux. Cette étude donnera des éléments pour évaluer les réponses morphologiques du cours d'eau face à un tel débit et les conséquences positives ou négatives associées.

Finalement, les scénarios climatiques pour les Alpes prévoient une augmentation claire des températures, une diminution des précipitations en saison estivale et une augmentation en saison hivernale (Prudent-Richard *et al.*, 2008 ; Reynard *et al.*, 2012). Dans les environnements glaciaires, les températures plus chaudes induiront une fonte des glaciers marquée provoquant une hausse des débits en été, peut-être compensée par une diminution des précipitations. Par contre, elles induiront une augmentation de la quantité de sédiments mobilisables par les cours d'eau (Warburton, 1999). En effet, le retrait glaciaire mettra à disposition plusieurs moraines. Les éboulements plus nombreux et la fonte du permafrost produiront également des sédiments. Toujours selon Warburton (1999), cette augmentation sera suivie d'une diminution en raison d'une activité glaciaire en déclin. Dans ce contexte, ce travail donnera des outils pour évaluer le comportement morphologique des cours d'eau au niveau du transfert sédimentaire face aux changements climatiques.

Apports scientifiques

Cette recherche comporte également plusieurs intérêts pour la connaissance du transfert sédimentaire et l'implication géomorphologique des prises d'eau. En effet, les études ayant un monitoring suffisamment long et efficace des modifications morphologiques d'un aménagement fluvial sont rares. Par sa multiplicité des échelles temporelles et spatiales et son utilisation judicieuse des méthodes de téledétection avec des données d'archives, cette étude permettra de combler ce manque.

De plus, dans les conférences et textes sur l'exploitation hydroélectrique, les impacts sur la géomorphologie sont quasi inexistantes (Petts and Gurnell, 2005). C'est donc une nécessité de produire des études sérieuses sur cette problématique.

Tel que discuté dans la section 1.3, presque aucune étude offre une connaissance complète du transfert sédimentaire dans le domaine fluvial. Ceci est notamment dû aux manques de mesures à long terme (plus de 30 ans) et à plusieurs échelles spatio-temporelles. Grâce aux conditions naturelles favorables du cours d'eau étudié et à la télédétection sur des données d'archives, ce travail pourra corriger cette situation. En effet, les rivières de montagne connaissent des dynamiques importantes, induisant des changements rapides et fréquents. Ainsi, leurs études apportent beaucoup d'informations relativement rapidement (Ashworth and Ferguson, 1986). De plus, les débits sont très faibles pendant plusieurs heures par jour, et la végétation est quasi inexistante. Les mesures de télédétection sont donc facilitées. Cet aspect est sensiblement amélioré pour notre cas, où le régime des débits imposé par la prise offre de larges périodes sans eau. Elle représente donc un terrain idéal pour l'application de ce genre de méthodes. Le long terme, les échelles spatio-temporelles multiples et les mesures cellule par cellule de l'entier du tronçon d'intérêt permettront donc une information précieuse sur le transfert sédimentaire d'un cours d'eau de montagne.

L'intérêt d'évaluer les méthodes de télédétection est aussi important. En effet, dans ses 13 raisons pourquoi les hommes font de la science, Harré (1981) souligne l'importance des développements méthodologiques. Il retrace toutes les grandes expériences qui ont permis de faire avancer la connaissance scientifique et explique leur importance. Mais, aucune expérience n'est possible sans mobiliser des méthodes. Dans ce travail, nous développons une méthode pour acquérir des données géomorphologiques d'un nouveau standard. Bien qu'elle soit adaptée pour le domaine fluvial, d'autres études géomorphologiques devraient pouvoir en profiter. De plus, bien que les méthodes de télédétection semblent offrir de puissants outils pour la recherche en géomorphologie fluviale, elles ne sont pas simples d'utilisation et nécessitent des techniques précises et complexes pour avoir les mesures les plus justes possibles (Lane *et al.*, 2003). Partant, nous donnons aussi une compréhension de ces techniques dans ce travail. Par ailleurs, la géomorphologie, en tout cas en Suisse, est une discipline souvent dominée par la description et ne porte pas beaucoup d'intérêt aux méthodes quantitatives. Dès lors, il n'est pas rare de voir des études utiliser des méthodes trop simplistes ou complexes mais mal maîtrisées. Ainsi, les résultats ne sont pas forcément fiables et les méthodes mal comprises pas adaptées aux objectifs géomorphologiques. Ce constat prouve l'intérêt de se pencher sur une question méthodologique en géomorphologie.

Finalement, comprendre l'évolution morphologique des cours d'eau est prépondérant pour comprendre leur écologie (Petts and Gurnell, 2005). En effet, la géomorphologie fait office de trame pour la faune et la flore. De plus, les rivières et plaines alluviales ont toujours été des hauts lieux écologiques et de biodiversité.

2.4 Sous-objectifs

2.4.1 Sous-objectif méthodologique A

Pour remplir les deux objectifs principaux de cette recherche, nous définissons quatre sous-objectifs, deux pour la question méthodologique et deux pour la question géomorphologique. Nous présentons d'abord les sous-objectifs méthodologiques pour respecter la structure classique des travaux scientifiques.

Le premier sous-objectif méthodologique vise le développement d'une méthode basée sur deux techniques de téledétection, le scannage laser (lidar) terrestre et la photogrammétrie d'archives, pour acquérir des mesures en géomorphologie fluviale à long terme et à échelles spatio-temporelles multiples. Les résultats seront assimilables à deux modes d'emploi pour acquérir des données géomorphologiques à l'aide des deux méthodes mentionnées. De plus, ce but permettra de retrouver une certaine compréhension oubliée dans les boîtes noires que sont devenus les logiciels automatisés. Ainsi, ces méthodes seront mieux maîtrisées, ce qui améliorera notamment certains aspects importants mais peu investis, voire mis de côté, tels que la gestion des erreurs (Lane, 2000).

La méthode développée pourra ainsi acquérir les mesures nécessaires à l'objectif géomorphologique. Ce sous-objectif permettra également de combler le manque dans les données de ce type. Bien que le contexte de cette étude soit fluvial, cette méthode devrait aussi être applicable à d'autres domaines géomorphologiques.

2.4.2 Sous-objectif méthodologique B

Bien que la complicité des deux techniques de téledétection citées plus haut soit précieuse pour le premier sous-objectif méthodologique, le deuxième a pour but de les comparer. Dès lors, il dresse une liste des avantages et des inconvénients respectifs pour les études géomorphologiques. Cette information permet d'accentuer certains éléments de la compréhension de ces méthodes et surtout ceux responsables de la définition du design des études en géomorphologie. En d'autres termes, il aide à savoir quels phénomènes sont mesurables lesquels ne le sont pas. Finalement, leur comparaison apporte également des éléments intéressants pour expliquer leur complicité.

2.4.3 Sous-objectif géomorphologique A

Le premier sous-objectif géomorphologique est de quantifier les changements morphologiques en terme de volume (érosion et dépôt) et de surface (largeur du lit). Les résultats obtenus sont les taux et structures spatio-temporelles de l'érosion et du dépôt sur plusieurs échelles. Une grande (tronçon de 5 km) et longue (plus de 50 ans), une petite (tronçon de 700 m) et moyenne (une saison estivale) et une petite (tronçon de 700 m) et courte (une dizaine de jours).

L'échelle grande et longue permet de visualiser directement les changements morphologiques et les impacts de la prise d'eau sur ceux-ci puisque les mesures sont disponibles avant et après la construction de cette dernière. Les deux autres échelles permettent également de visualiser ces changements, mais que sous des conditions régularisées. La résolution spatiale et temporelle plus fine de ces dernières est notamment efficace pour la compréhension du transfert sédimentaire associé aux impacts de l'extraction de l'eau.

2.4.4 Sous-objectif géomorphologique B

Le deuxième sous-objectif géomorphologique essaie de comprendre les processus de transport sous l'influence de l'extraction de l'eau et des purges de sédiments associées à la prise hydroélectrique. Ces éléments permettront de discuter le transfert sédimentaire global ainsi que les questions de déconnexion et reconnexion de celui-ci. A ce stade, les interactions entre formes et processus sont primordiales. Partant, les données acquises aux échelles plus petites sont importantes pour ce sous-objectif. En effet, leur résolution plus fine permet d'apprécier les formes à l'échelle du cours d'eau.

2.5 Choix des méthodes

2.5.1 Démarche générale – Analyse de mesures altimétriques

Vu les données nécessaires pour cette étude et les caractéristiques favorables du tronçon d'intérêt, la télédétection semble être le meilleur moyen, si ce n'est le seul, pour les obtenir (Lane *et al.*, 1994). Partant, la démarche générale consiste à analyser des données altimétriques acquises par cette méthode.

Plus précisément, le but est de créer des modèles numériques de terrain (MNT) sur la base de ces données à plusieurs dates, définies par une échelle temporelle. La soustraction des MNT entre eux permet d'obtenir des MNT des différences, représentant les changements dans l'altitude. Cette démarche est devenue classique dans les études de géomorphologie utilisant la télédétection (p. ex. Westaway *et al.*, 2003). Elle permet notamment une représentation directe des volumes d'érosion et de dépôt (Milan *et al.*, 2007). Par ailleurs, ces résultats peuvent également inférer les processus responsables des formes grâce aux méthodes inverses (Ashmore and Church, 1998 ; Lane, 1998). Finalement, c'est le seul moyen raisonnable d'obtenir des informations sur les changements morphologiques sur l'entier du tronçon étudié, à long terme et avec une résolution spatiale et temporelle fine. Les techniques de télédétection mobilisées sont la photogrammétrie d'archives, l'analyse d'orthophotos d'archives et le scannage laser (lidar) terrestre.

2.5.2 Photogrammétrie d'archives

La photogrammétrie permet d'obtenir des mesures en trois dimensions d'un environnement par le traitement de photographies (Fryer *et al.*, 2007). Si les images sont anciennes, cette méthode peut acquérir des données altimétriques d'archives. Cet aspect est primordial pour cette recherche et motive le choix de cette technique. En effet, la photogrammétrie d'archives est la seule méthode pour produire rapidement des MNT sur le long terme, notamment sur des périodes passées. Elle permet aussi des échelles spatiales grandes grâce aux images aériennes (Lane *et al.*, 2000), assurant les mesures à l'échelle du tronçon complet. De ce fait, elle assure l'échelle grande et longue du sous-objectif géomorphologique A. Par ailleurs, la disponibilité, la qualité et le prix des photographies disponibles en Suisse grâce à l'office fédéral de topographie (*Swisstopo*) motivent également l'utilisation de cette méthode. De plus, l'institut responsable de cette étude possède les logiciels de photogrammétrie digitale et le savoir-faire nécessaires.

2.5.3 Orthophotos

Les orthophotos sont des images d'un environnement libérées des déformations induites par l'appareil photo et le relief de ce dernier (ERDAS, 2010). Ainsi, les formes sont représentées de manière correcte. Cet outil permet de récupérer les informations en deux dimensions et qualitatives sans perte de qualité des photographies. Par ailleurs, les manipulations nécessaires pour obtenir les orthophotos sont en grande partie les mêmes que celles de la photogrammétrie. De plus, les images utilisées sont également les mêmes que celles employées par cette dernière. Ainsi, peu de ressources sont nécessaires pour passer de la photogrammétrie aux orthophotos. Celles-ci assurent également l'échelle grande et longue définie plus haut.

2.5.4 Scannage laser (lidar) terrestre

Le scannage laser ou plus communément appelé lidar de l'acronyme anglais *light detection and ranging* est une technique basée sur le temps de vol d'un signal proche infra-rouge pour mesurer plusieurs points en trois dimensions (Abellan *et al.*, 2009). Elle permet ainsi d'obtenir un MNT de la région d'étude. Cette méthode complète les informations issues de la photogrammétrie grâce à des résolutions spatiales et temporelles plus fines mais également une étendue réduite. Ainsi, elle assure les échelles petite et moyenne et petite et courte du sous-objectif géomorphologique A.

Le choix de cette technique s'explique par le terrain adapté, possédant peu d'eau et peu de végétation (éléments ayant une faible réflectivité pour le laser) et par sa rapidité, permettant d'effectuer des mesures journalières. Par ailleurs, les accès aux sites de scannage sont facilités par des routes carrossables utilisées par les exploitants du système hydroélectrique. Bien entendu, la disponibilité d'un lidar et du savoir-faire associé au sein de l'université responsable de cette recherche est également un argument non négligeable.

2.6 Choix du terrain d'étude

Le terrain d'étude est un tronçon de 5 km de long de la *Borgne d'Arolla* en aval de la prise d'eau du *Bas Glacier d'Arolla*, au sud des Alpes suisses. Le choix est motivé par une activité hydroélectrique bien développée depuis les années 1960 par le complexe de la société *Grande Dixence S.A.* Ainsi, l'extraction de l'eau est un impact important et actif depuis longtemps. Par ailleurs, plusieurs observations font ressortir une aggradation déjà bien développée le long de ce tronçon. De plus, Gurnell (1983) s'intéresse déjà à cette problématique à la fin des années 1970 pour la même rivière. L'accessibilité discutée plus haut est également en considération pour le choix de ce tronçon. Par ailleurs, l'institut responsable de cette recherche concentre plusieurs études dans cette région. Ainsi, la mise en place de ce travail est facilitée pour ce terrain et des synergies sont possibles entre les différentes recherches.

3 Cadre théorique

Cadre théorique



> Accumulation sédimentaire de la
Borgne d'Arolla en aval de la prise
d'eau du *Bas Glacier*

3.1 Introduction

Pour compléter les articles, quelques notions théoriques mobilisées dans ces derniers sont définies dans cette partie. Pour les objectifs méthodologiques du premier, les concepts de système de coordonnées et d'interpolation spatiale sont inhérents aux données acquises par téledétection mesurant le relief en 3 dimensions. Pour le deuxième, les objectifs géomorphologiques discutant du transfert des sédiments nécessitent de comprendre la base des processus de transport sédimentaire et la notion de budget sédimentaire. Partant, les chapitres suivants reprennent ces éléments dans cet ordre.

3.2 Les systèmes de coordonnées et leur transformation

Les données en géomorphologie sont spatiales et donc définies par un système de coordonnées. Dans le monde tridimensionnel des mesures de la terre, celles-ci sont au nombre de trois, appelées X , Y et Z , représentant respectivement la direction de l'est, du nord et l'altitude (Ghosh, 1988). Elles sont déterminées par un *datum*, la référence $[0,0,0]$ duquel sont effectuées les mesures et trois vecteurs le long desquels s'exprime l'espace, plus communément appelés axes (Cooper, 1987). La transformation de ces systèmes est souvent très utile dans le management des données. Celle-ci passe par la rotation le long des axes X avec l'angle Ω , Y avec l'angle Φ et Z avec l'angle \mathbf{K} , modifiant la direction des 3 vecteurs (figure 3.1) et le déplacement du *datum* (Cooper, 1987). Ainsi, sans modifier les données dans l'absolu, il est possible de changer leurs valeurs relatives, à travers leur système de coordonnées.

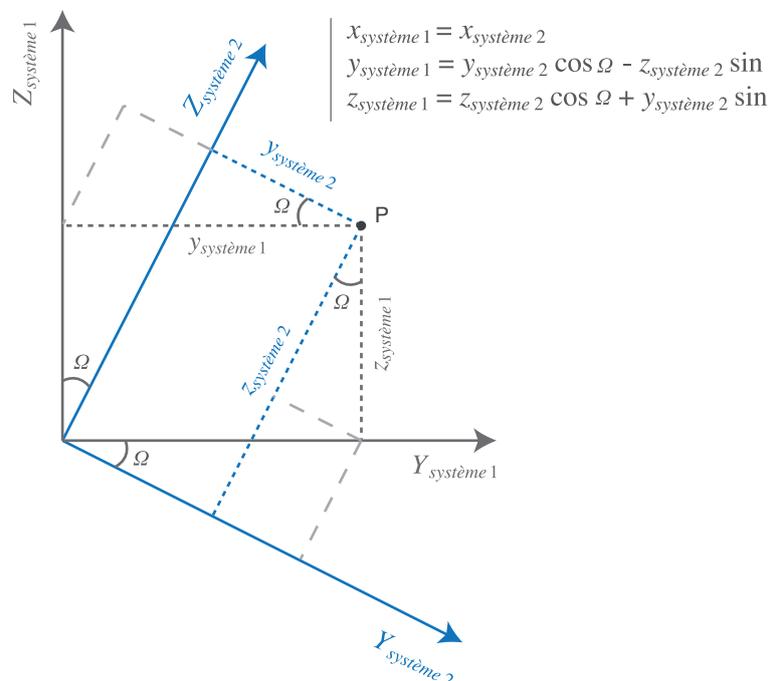


Figure 3.1 - Exemple de rotation du système de coordonnées du point P et son système d'équation associé autour de l'axe X avec l'angle Ω . Transformation du système 1 au système 2. D'après Cooper, 1987

La solution mathématique complète d'une transformation est donnée dans l'équation 3.1 (Cooper, 1987) :

$$\begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix}_{\text{ystème 2}} = \begin{bmatrix} X_0 \\ Y_0 \\ Z_0 \end{bmatrix} + (1 + \lambda) \begin{bmatrix} r_{11} & r_{12} & r_{13} \\ r_{21} & r_{22} & r_{23} \\ r_{31} & r_{32} & r_{33} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix}_{\text{ystème 1}} \quad (3.1)$$

Les paramètres r de rotation, issus des mêmes systèmes d'équations que la figure 3.1, sont intégrés dans la matrice du même nom. Ils sont fonction des trois angles Ω , Φ et K . Le paramètre λ sert à l'éventuel changement d'échelle entre les deux systèmes. La translation est comprise dans un vecteur de taille 3, correspondant aux directions X, Y et Z. Il correspond à la position du *datum* du système 2 exprimé dans le système 1 (Ghosh, 1988). Connaissant les paramètres de transformation, cette équation permet ainsi de changer de système de coordonnées. Si ces derniers sont inconnus, un minimum de trois mesures faites avec deux jeux de coordonnées permet de les calculer grâce à un système composé de l'équation 3.1.

3.3 Les modèles d'interpolation spatiale

Les mesures géomorphologiques faites dans un environnement naturel sont rarement uniformément distribuées, cause de l'hétérogénéité de ce dernier (Chappell *et al.*, 2003). Ainsi, elles ne rendent pas compte, ou pas de la même manière, de l'entier de l'espace étudié. Ceci est également vrai pour la télédétection. Bien que les appareils essayent de mesurer une région d'intérêt de la manière la plus régulière possible, les caractéristiques géométriques et physiques des éléments naturels renvoient une information hétérogène (figure 3.2).

Dès lors, l'interpolation spatiale permet de combler ces trous dans l'information et d'avoir des mesures complètes sur l'ensemble de la région d'intérêt (Kanevski and Maignan, 2004). Concrètement, cette méthode transforme un nuage de points hétérogène en une grille de mesures régulière, améliorant la couverture des valeurs et leur maniabilité. Dans les chapitres suivants, nous présentons

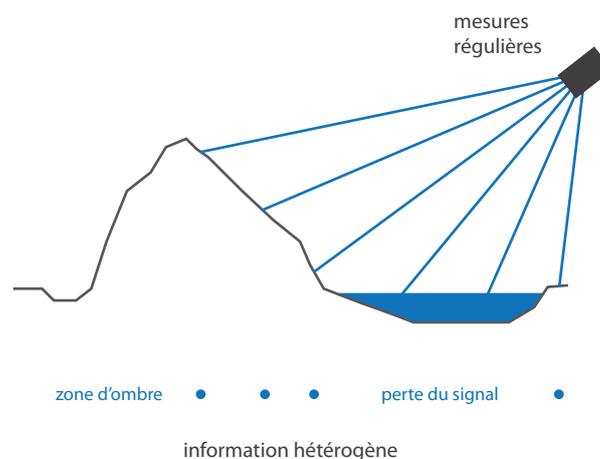


Figure 3.2 - Source d'hétérogénéité des mesures spatiales

les modèles d'interpolation les plus fréquents, regroupés en deux familles, déterministe et géostatistique.

Les modèles déterministes

Les modèles déterministes calculent la valeur Z à un point donné d'après une relation mathématique préconçue. Ainsi, la structure spatiale empirique des données n'est pas prise en compte. Ces méthodes sont simples et rapides, utilisent peu de ressources pour les calculs, mais leur performance reste discutable suivant l'objectif recherché. Dès lors, elles sont majoritairement utilisées pour la visualisation des données (Kanevski and Maignan, 2004). Avant de continuer, précisons que nous utilisons les indices 0 avec les coordonnées X et Y pour parler des points à estimer par rapport aux points mesurés. Pour l'étude du relief, Z est simplement l'altitude.

Le modèle dit du « voisin le plus proche » (*Nearest Neighbour*) est le plus trivial et consiste simplement à donner la valeur du voisin le plus proche au point à prédire (Kanevski and Maignan, 2004). Cette technique produit une interpolation relativement radicale en estimant les valeurs avec une unique mesure selon l'équation suivante :

$$Z(x_0, y_0) = Z(x_{\text{le plus proche}}, y_{\text{le plus proche}}) \quad (3.2)$$

Le modèle des « voisins naturels » (*Natural Neighbours*) utilise une moyenne pondérée des voisins pour estimer la valeur d'un point à prédire (Golden Software, 2012). Elle est donnée par :

$$Z(x_0, y_0) = \sum_i^n w_i Z(x_i, y_i) \quad (3.3)$$

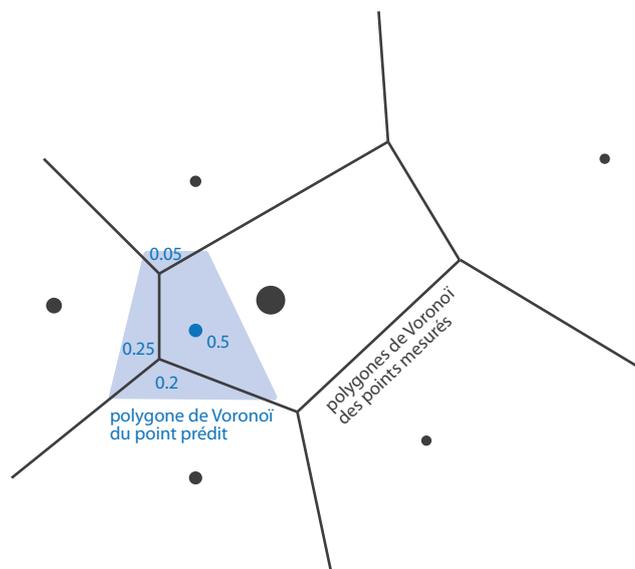


Figure 3.3 - Modèle d'interpolation des voisins naturels, avec leur poids respectif

Le nombre n de voisins est défini par le nombre d'intersection entre les aires des polygones de Voronoï formés par les points mesurés et l'aire du polygone de Voronoï issu du point à estimer (figure 3.3). Les poids w de chaque voisin sont le rapport entre la surface de chaque intersection et l'aire totale du polygone de Voronoï du point calculé.

Comme le modèle précédent, la méthode de « l'inverse de la distance à la puissance » (*Invert Distance Weighted to a Power – IDW*) emploie une moyenne pondérée des voisins. Cette technique permet d'avoir une interpolation moins radicale, car moyennée sur plusieurs valeurs (Kanevski and Maignan, 2004). Le nombre de voisins n doit être défini et leur poids est calculé par l'inverse de la distance R entre eux et le point à estimer à une puissance p donnée (Kanevski and Maignan, 2004). Cette relation est donnée par :

$$Z(x_0, y_0) = \sum_i^n \frac{1}{R^p} Z(x_i, y_i) \quad (3.4)$$

Souvent, la puissance p prend la valeur de 2. Néanmoins, ce paramètre reste libre pour ajuster le modèle aux données. Pour les autres modèles, la taille du rayon de recherche des voisins est également modifiable, ainsi que sa forme (ellipsoïdale) associée à une direction. Dès lors, l'anisotropie des données peut plus ou moins être prise en considération (Kanevski and Maignan, 2004).

Les modèles géostatistiques

Contrairement aux déterministes, les modèles géostatistiques prennent en compte la structure spatiale empirique des données. Ils sont également plus performants mais ont un coût en ressources plus important (Kanevski and Maignan, 2004). La première étape de ces méthodes consiste en une analyse exploratoire des données, au moyen de la variographie, pour décrire la structure spatiale de l'information (Kanevski and Maignan, 2004). Elle se résume à un semi-variogramme empirique. La deuxième étape s'applique à choisir un modèle retraçant au mieux cette structure. Il en ressort un semi-variogramme théorique, applicable à toutes les mesures disponibles. Finalement, ce dernier permet l'interpolation, à travers la méthode du Krigeage (Kanevski and Maignan, 2004). Nous utilisons le même formalisme que Kanevski et Maignan (2004). À savoir, la lettre h , définie par un vecteur contenant une direction et une distance, permet de définir la structure spatiale. Les coordonnées des points, qu'elles soient en deux ou trois dimensions sont simplifiées par la lettre x .

Lors de l'étape empirique, le semi-variogramme évalue la dissimilarité γ entre une mesure spatiale i et un autre groupe de mesures j (voisins) défini par le vecteur h (Kanevski and Maignan, 2004). Elle est donnée par :

$$\gamma_{ij}(h) = \frac{1}{2n(h)} \sum_i^{n(h)} (Z_i(x) - Z_j(x+h))^2 \quad (3.5)$$

Suivant le décalage donné, le nombre de direction et de distance varie pour couvrir l'entier du rayon de recherche défini. Ainsi, pour chaque vecteur, une dissimilarité est calculée selon l'équation 3.5. L'éventuelle anisotropie des données est donc prise en compte par la direction. Les résultats sont incorporés dans un graphique qui forme le semi-variogramme à proprement parlé. Celui-ci n'est représentatif que d'une seule direction, avec les distances sur l'axe des abscisses et les mesures de dissimilarité associées sur l'axe des ordonnées. Dès lors, pour rendre compte de l'anisotropie, plusieurs semi-variogrammes sont nécessaires. Logiquement, les valeurs augmentent avec la distance,

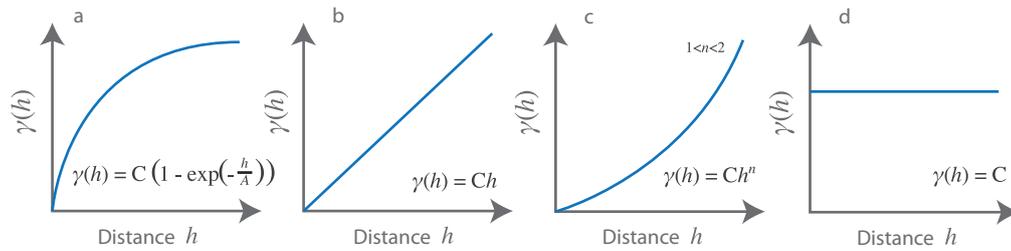


Figure 3.4 - Semivariogrammes théoriques. a) modèle exponentiel. b) Modèle linéaire. c) Modèle puissance et d) modèle d'effet pépite pure

puisque ce qui est proche tend à se ressembler. Bien que plusieurs notions inhérentes à cet outil existent, nous ne discutons ici que de l'effet pépite (*nugget effect*) et renvoyons le lecteur à Kanevski et Maignan (2004) pour plus de détails concernant la variographie. L'effet pépite traduit le décalage entre la plus petite valeur et le zéro. Il est dû notamment au fait que la corrélation spatiale ne peut être calculée à une échelle plus fine que la résolution initiale (Kanevski and Maignan, 2004).

Pour l'étape déductive, plusieurs modèles, traduits par des semi-variogrammes théoriques, existent pour exprimer le comportement spatial des données. Chacun d'eux exprime la dissimilarité comme une fonction de h avec des paramètres pour s'ajuster au mieux aux mesures. Le modèle exponentiel (figure 3.4a) décrit un plafond C dans les valeurs de dissimilarité. En effet, à une certaine distance A , la spatialité n'a plus d'importance sur les données (Golden Software, 2012). Le modèle linéaire (figure 3.4b) comprend une évolution linéaire de pente C entre les distances et les dissimilarités (Golden Software, 2012). Le modèle puissance (figure 3.4c) définit soit un plafond dans les dissimilarités ($0 < n < 1$) soit une augmentation de plus en plus rapide de celles-ci avec les distances ($1 < n < 2$). Il existe aussi un modèle d'effet pépite pur (figure 3.4d) ne décrivant aucune corrélation spatiale des mesures (Kanevski and Maignan, 2004). Dans ce cas, les valeurs tournent autour de la variance globale C de celles-ci et le modèle n'est pas très intéressant. Par contre, il est souvent mélangé aux autres et prend le nom d'effet pépite, décrit plus haut.

Lorsqu'un modèle de semi-variogramme a été choisi et paramétré pour ajuster au mieux la structure spatiale empirique d'un jeu de données, ses caractéristiques sont récupérées pour effectuer l'interpolation finale, appelée le krigeage. Il utilise également une moyenne pondérée des voisins pour modéliser les valeurs inconnues (Kanevski and Maignan, 2004) données par :

$$Z(x_0) = \sum_i^n w_i(x_i) Z_i(x_i) \quad (3.6)$$

Néanmoins, les poids sont aussi fonction de la position spatiale des voisins et sont donnés par le modèle de semi-variogramme sélectionné à l'étape précédente (Kanevski and Maignan, 2004).

3.4 Transport et budget sédimentaire

Le transport sédimentaire n'est possible que grâce à une certaine dépense d'énergie, contenue dans le cours d'eau. L'équation 3.7 reprend le théorème de Bernoulli ou le principe de la conservation de l'énergie d'un fluide (Gordon *et al.*, 2004) :

$$E_{potentielle} + E_{cinétique} + E_{élastique} = constante \quad (3.7)$$

Cette relation peut également être vue pour un cours d'eau, sans pour autant que les hypothèses de départ soient acceptées. Le premier élément, l'énergie potentielle existe grâce à la masse de l'eau, à sa position géographique possédant une certaine hauteur et à la gravité. Au fil de l'écoulement, elle se transforme en énergie cinétique, associée à la vitesse et en énergie élastique, associée à la pression (Gordon *et al.*, 2004). Le principe de conservation fait que si un élément diminue, un autre doit obligatoirement augmenter. Ainsi, lorsque l'eau freine à l'amont d'un bloc, la pression augmente. A l'inverse, la vitesse augmente au dessus d'un bloc, diminuant la pression et créant une force tirant ce dernier vers le haut. Si cette énergie élastique est suffisante, elle peut déplacer des éléments du lit et des berges et ainsi créer un transport sédimentaire. Les mécanismes de transport ne sont pas traités plus en détails, sortant du cadre de cette étude. Nous renvoyons le lecteur à Gordon *et al.* (2004) pour plus d'informations.

Le transport solide en rivière est séparé en plusieurs types de charge. Les distinctions diffèrent selon les auteurs (Gordon *et al.*, 2004). Dans ce cas, nous utilisons une différenciation simple entre la charge en suspension et la charge de fond (Malavoi *et al.*, 2011). La première se déplace à la même vitesse que l'eau et sur toute sa hauteur. Les éléments transportés restent en suspension grâce aux turbulences et ne se déposent que lorsque les vitesses deviennent très faibles, typiquement dans des bassins de sédimentation ou dans la plaine alluviale (Church, 2006). Dans cette distinction, la charge dissoute appartient aussi à cette classe. La deuxième se déplace plus lentement que l'eau, lors d'événements importants mais courts et reste à proximité du lit (Gordon *et al.*, 2004 ; Church, 2006). Dès lors, ses modes de déplacement sont le roulement et le glissement sur le fond ainsi que la saltation. Cette dernière désigne un mouvement irrégulier de sauts d'un point à l'autre. Ainsi, certains auteurs définissent cette charge de fond comme charge en suspension pour une courte durée (Malavoi et Bravard, 2010). Cette recherche ne discute que de la charge de fond, puisque elle est décisive pour les changements morphologiques (Church, 2006 ; Reid *et al.*, 2007). Par ailleurs, les éléments en suspension ne se déposent pas ou en quantité très faible dans le tronçon étudié et n'influencent pas les résultats. Cette caractéristique est typique des eaux turbulentes de montagne.

Le transport de la charge de fond est un phénomène de seuil (Reid *et al.*, 2007). C'est-à-dire qu'il n'est pas omniprésent, même dans les rivières en eau, mais ne se manifeste qu'à certains moments, lorsque les conditions nécessaires sont réunies et qu'un seuil est dépassé (Marti and Bezzola, 2006). La figure 3.5 témoigne de cette rupture. Là encore, plusieurs méthodes existent pour définir cette limite. Néanmoins, une approche par la contrainte de cisaillement reste classique (Gordon *et al.*, 2004). Cette contrainte, notée τ_0 , est une force appliquée parallèlement au lit et aux berges induite par la diminution des vitesses de l'eau due au frottement. Lorsque celle-ci dépasse le seuil ou la contrainte de cisaillement critique, notée τ_0 , la mobilisation de la charge de fond et son transport ont lieu. Cette dernière est donc définie par la taille des sédiments et surtout leur organisation spatiale (de Jong and Ergenzinger, 1998). Différentes méthodes pour mesurer ou calculer ces deux

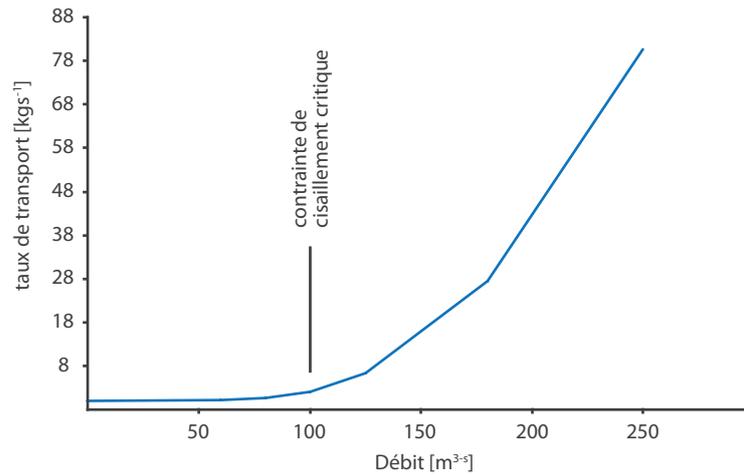


Figure 3.5 - Relation entre débit et transport sédimentaire

variables sont expliquées dans Gordon *et al.* (2004).

Partant, le transport sédimentaire peut être vu par la fonction de l'équation 3.8, comparant la contrainte de cisaillement et la contrainte de cisaillement critique (Gordon *et al.*, 2004) :

$$Q_b = f(\tau_0 - \tau_{0c}) \quad (3.8)$$

Où Q_b représente le débit de la charge de fond. Dès lors, le transport n'est efficace que lors d'évènements importants, correspondant au débit à plein bord. Ce dernier coïncide globalement à une crue annuelle à bisannuelle et il est responsable de la création des formes fluviales (Tullos and Wang, sous considérations). Le reste du temps, le cours d'eau est plutôt tributaire de sa morphologie (Warburton, 1990). Un deuxième seuil pour définir le dépôt de la charge solide en mouvement existe (Gordon *et al.*, 2004). Celui-ci se trouve plus bas que le premier en raison du coût énergétique moins élevé pour maintenir des sédiments en transport que pour les mobiliser.

D'après ces simples relations, des réponses conceptuelles aux impacts d'une prise d'eau sont données. L'extraction de l'eau induit une baisse dans la fréquence, la durée et la magnitude des évènements efficaces pour le transport. D'après l'équation 3.9 du budget sédimentaire pour un tronçon donné (Gordon *et al.*, 2004) :

$$Q_b^{amont} - f(\tau_0 - \tau_{0c}) = \frac{\rho_s \epsilon \Delta V_b}{\Delta t} \quad (3.9)$$

nous pouvons déduire l'aggradation prévue. Q_b^{amont} est le débit de la charge de fond venant de l'amont du tronçon, ρ_s la densité des sédiments, ϵ la porosité des sédiments, V_b le volume de la charge de fond et t le temps. Dans les termes de gauche, seul le transport diminue, conduisant à une augmentation du terme de droite. Or, la densité et la porosité des sédiments sont invariables, induisant une relation linéaire positive entre le volume de la charge solide et le temps.

4 Article

Objectif méthodologique



> Nuage de points acquis par lidar
d'une cible et son arrière plan

Développements des méthodes de télédétection en géomorphologie fluviale à échelles spatio-temporelles multiples

Benoît Regamey et Stuart Lane

Institut de Géographie et Durabilité (IGD), Université de Lausanne (UNIL), Suisse

Résumé

L'intérêt de la géomorphologie fluviale à mesurer la morphologie des cours d'eau motive cette recherche à établir une méthode couplant la puissance du scannage laser (lidar) terrestre à celle de la photogrammétrie d'archives pour produire des mesures à long terme et à échelles spatio-temporelles multiples. Premièrement, le but est d'offrir un mode d'emploi simple au géomorphologue pour acquérir ces données sous forme de MNT des différences. Bien que le contexte soit fluvial, cette méthode s'applique également aux autres domaines géomorphologiques.

Deuxièmement, l'étude tente de redonner une compréhension de ces méthodes oubliées dans l'automatisation croissante permise par l'informatique et les suites logicielles. Celle-ci met l'accent sur l'identification, l'explication et la gestion de l'erreur, élément majeur de cette approche, souvent flou voire absent des recherches en géomorphologie. Par cet objectif, le travail espère également faciliter la mise en place de futures études et donner des pistes pour adapter les méthodes aux buts scientifiques.

4.1 Introduction

La géomorphologie fluviale s'est depuis longtemps investie à mesurer la morphologie des rivières (Lane, 2000). Exploitant les liens étroits entre formes et processus, elle peut par inférence discuter des seconds (Ashmore and Church, 1998 ; Church, 2006) tout en contournant les problèmes liés à leur mesure (Reid *et al.*, 2007). Néanmoins, la complexité du système fluvial, nécessitant des données à l'échelle du système avec des résolutions spatiales et temporelles fines (Lane *et al.*, 1994 ; Lane *et al.*, 1996 ; Lane, 2000 ; Lane *et al.*, 2003 ; Lane, 2006 ; Fonstad and Marcus, 2010) a motivé l'utilisation de la télédétection pour améliorer la performance des mesures traditionnelles (Chappell *et al.*, 2003 ; Sambrook Smith *et al.*, 2006 ; Milan *et al.*, 2007 ; Westaway *et al.*, 2003). Ainsi, dès les premières études fluviales utilisant cette méthode dans le milieu des années 1990 (Lane *et al.*, 1994), les données d'altitude matricielles des modèles numériques de terrain (MNT) (p. ex. Lane, 2000) viennent remplacer les mesures classiques de sections transversales et de formes en plan des cours d'eau (p. ex. Ashworth and Ferguson, 1986 ; Surian, 1999). Dès lors, la démarche générale est de comparer les MNT dans le temps et d'obtenir un MNT des différences contenant les changements de formes induits par les processus fluviaux (Lane, 1998).

Malgré cette évolution, rares sont les recherches en géomorphologie fluviale exploitant pleinement les capacités de la télédétection. Premièrement, les mesures à long terme (entre 10 et 30 ans) nécessaires à la compréhension globale des dynamiques fluviales sont rares (Madej and Ozaki, 1996 ; Petts and Gurnell, 2005). Ce constat vient du fait que les techniques liées aux données d'archives sont moins connues et peu répandues et que les mesures historiques en géomorphologie sont rares (Gude *et al.*, 2002). Deuxièmement, la multiplicité des échelles spatio-temporelles permises par ces méthodes est peu exploitée. Pourtant, celle-ci est reconnue utile pour prendre en compte la variété des formes et processus actifs dans une rivière (Fonstad and Marcus, 2010). Outre le manque de techniques d'archives, l'absence de combinaison de plusieurs techniques de télédétection en est

la cause. Finalement, le développement rapide de ces méthodes induit une part d'automatisation croissante qui simplifie leur utilisation et fait oublier certains éléments essentiels, tels la prise en compte de l'erreur (Lane, 2000) et le choix de modèle d'interpolation spatiale puissant (Chappell *et al.*, 2003). De plus, le volume de données produites augmente constamment, compliquant ainsi les mesures de l'incertitude (Lane *et al.*, 2004). Cet aspect *boîte noire* favorise également l'utilisation de ces méthodes sans réelle compréhension. Partant, plusieurs études n'ont pas forcément des méthodes adaptées aux objectifs géomorphologiques.

Sur la base de ce constat, cette recherche développe une méthode simple, basée sur deux techniques de télédétection, le scannage laser terrestre (lidar) et la photogrammétrie d'archives, permettant d'obtenir des données à long terme et sur plusieurs échelles spatio-temporelles. Elle espère également redonner une compréhension de ces méthodes oubliées dans l'automatisation des suites logicielles. Dans cette explication, la qualité des données passant par l'identification et la gestion de l'erreur revêt un aspect central. Pour arriver à cette fin, deux sous-objectifs sont discutés. Le premier donne un *workflow* pour obtenir un MNT des différences à l'aide des deux techniques de télédétection les plus adaptées pour la géomorphologie à l'échelle d'un tronçon de rivière, le lidar et la photogrammétrie. En ce sens, ce travail peut être vu comme un mode d'emploi pour l'acquisition de mesures fiables à long terme et à plusieurs échelles. Le deuxième compare ces deux méthodes en relation avec les objectifs géomorphologiques. Cette discussion essaie d'apporter des éléments pour la mise en place d'études du relief. Partant, le travail s'organise en trois sections, la première explique brièvement le fonctionnement des méthodes et les étapes nécessaires ainsi que leur enjeu pour l'acquisition d'un MNT des différences, la deuxième présente les résultats obtenus pour chaque étape, alors que la dernière discute des choix faits lors de celles-ci.

4.2 Méthodes

La méthodologie pour obtenir un MNT des différences se structure en deux temps : l'acquisition d'un nuage de points grâce aux techniques de télédétection et l'utilisation de ces nuages de points pour construire des MNT et les comparer. Ce chapitre reprend cette distinction, précédé d'une brève présentation du terrain d'étude et des données utilisées dans cette recherche. Elle est également suivie d'une explication de l'identification, l'estimation et la gestion de l'erreur associée aux MNT.

4.2.1 Terrain d'étude

Dans cette étude, les mesures de télédétection pour l'acquisition de MNT des différences sont faites sur un tronçon de 5 km de la *Borgne d'Arolla*, au sud des Alpes suisses, rivière typique d'un système de vallée latérale alpine. La largeur du lit évolue entre quelques centaines de mètres pour les zones d'accumulation sédimentaire et quelques mètres pour les sections où le transport et l'érosion dominant. La pente moyenne évolue autour de 0.05 mm^{-1} . Les deux méthodes mobilisées sont le lidar et la photogrammétrie avec une échelle spatiale respective de 600 m et de l'entier du terrain d'étude, soit 5 km. Plusieurs dates dans les mesures permettent le calcul des différences, une dizaine pendant les trois mois d'une saison estivale pour le lidar et 8 pendant une cinquantaine d'années (de 1959 à 2005) pour la photogrammétrie. Un MNT produit par l'office fédéral suisse de topographie (*swisstopo*), le *swissALTI3D* offre une mesure supplémentaire pour l'ensemble du terrain en 2010. Cette importante quantité de données n'est pas nécessaire à l'objectif de cette recherche puisque deux seules dates suffisent pour l'acquisition d'un MNT des différences. En effet, ces données pro-

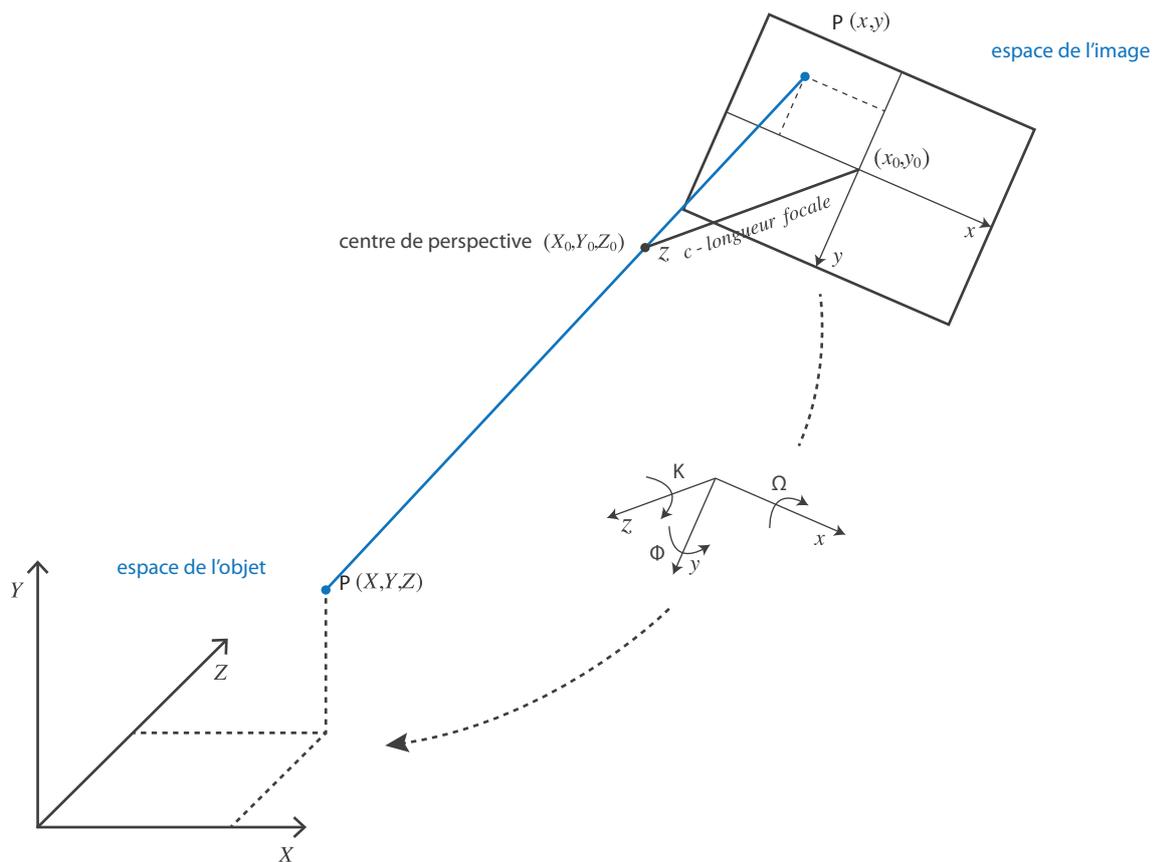
viennent d'un autre travail s'intéressant aux impacts morphologiques à long terme de la gestion du cours d'eau en question (Regamey and Lane, soumis). Cette recherche donne également une présentation plus aboutie du terrain d'étude pour le lecteur intéressé. Dès lors, seuls deux jeux de mesures par méthode sont présentés dans cette étude même si certains résultats sont agrémentés de toutes les dates pour plus de représentativité.

4.2.2 Principes de la photogrammétrie d'archives et acquisition d'un nuage de points

La photogrammétrie exploite l'information contenue dans des photographies pour reconstruire un nuage de points de l'image en trois dimensions. Cette technique est connue et souvent mobilisée pour les études fluviales (p. ex. Lane *et al.*, 1994 ; Lane *et al.*, 2000 ; Lane, 2000 ; Lane *et al.*, 2003 ; Westaway *et al.*, 2003 ; Lane *et al.*, 2004 ; Fryer *et al.*, 2007 ; Regamey and Lane, soumis). Dans cette section, une courte explication du principe est donnée. Néanmoins, nous renvoyons le lecteur vers Fryer *et al.* (2007) pour une description simple mais complète, vers Ghosh (1988) pour une explication plus poussée et vers Lane *et al.* (1994) pour un résumé bref. Pour ce travail, l'intérêt est focalisé sur la photogrammétrie d'archives où les images sont anciennes et disponibles sur une longue période, ainsi considérées comme des archives.

Dans cette méthode, chaque photographie est considérée comme une projection du monde réel, ou celui de l'objet, sur un film ou un capteur numérique. Tout d'abord, pour se défaire des distorsions radiales et aligner les coordonnées du scanner à celles du film pour les images argentiques, des paramètres de calibration donnés par le producteur doivent être entrés et une rotation interne doit être effectuée. Celle-ci se fait grâce à des points repères mesurés dans le système du scanner ayant des coordonnées de l'image connues. Ainsi, chaque point de l'espace de l'objet avec ses coordonnées propres au système de celui-ci s'inscrit sur une photo, sous la forme d'un *pixel* avec des coordonnées propres au système de l'image numérisée (Lane *et al.*, 1994). Chacune de ces projections passe par le centre de perspective de l'appareil photographique (figure 4.1). La relation entre ces deux systèmes est donnée par les équations de colinéarité (figure 4.1) (Ghosh, 1988). En ce sens, elles correspondent à une transformation du système de coordonnées. Dès lors, des paramètres fondamentaux apparaissent, tels que les éléments de la matrice de rotation et ceux du vecteur de translation. Les premiers sont fonction de l'angle de rotation ω autour de l'axe X, de l'angle ϕ autour de l'axe Y et de l'angle κ autour de l'axe Z (Fryer *et al.*, 2007). Les deuxièmes correspondent au *datum* du système de l'image, c'est-à-dire le centre de perspective, exprimé par les coordonnées du système de l'objet (Ghosh, 1988). La longueur focale, distance entre le plan de l'image et le centre de perspective, fait office de mise à l'échelle entre les deux systèmes.

Le but est de trouver ces paramètres par la solution d'un système composé d'équation de colinéarité permise par un certain nombre de points connus dans les deux systèmes (local et universel) (Ghosh, 1988). Partant, un réseau de points de contrôle dans l'espace de l'objet est mesuré par GPS (*Global Positioning System*) différentiel ou RTK (*Real Time Kinematic*) dans un système universel avec une correction en post-traitement par stations fixes selon le protocole *RINEX*. Ces points doivent être facilement reconnaissables sur des images et stables dans le temps pour être aussi mesurés dans le système de l'image. Si cette stabilité n'est pas garantie sur l'ensemble des images, le transfert de points de contrôle est possible (Lane *et al.*, 2010). Cette technique consiste à utiliser les paramètres de rotation déjà acquis pour une image pour générer un nouveau point de contrôle (du système image au système universel) considéré visible, stable et donc utile pour d'autres photographies. Lorsque la solution est connue pour toutes les images nécessaires, l'ajustement de faisceaux ou le *bundle adjustment* est atteint. C'est-à-dire que la position et l'orientation de chaque image sont



Les équations de colinéarité

$$y = \frac{-c[r_{12}(X-X_0) + r_{22}(Y-Y_0) + r_{32}(Z-Z_0)]}{[r_{31}(X-X_0) + r_{32}(Y-Y_0) + r_{33}(Z-Z_0)]} \quad x = \frac{-c[r_{11}(X-X_0) + r_{21}(Y-Y_0) + r_{31}(Z-Z_0)]}{[r_{31}(X-X_0) + r_{32}(Y-Y_0) + r_{33}(Z-Z_0)]}$$

- X, Y, Z coordonnées du point p dans l'espace de l'objet
- x, y coordonnées du point p dans l'espace de l'image
- X_0, Y_0, Z_0 coordonnées du centre de perspective dans l'espace de l'objet (vecteur de translation)
- $r_{11} \dots r_{33}$ éléments de la matrice de rotation, fonctions des angles Ω, Φ et K

Figure 4.1 - Relation entre le système de coordonnées de l'objet et de l'image décrit par les équations de colinéarité. D'après Lane *et al.*, 1994

établies et que l'extraction de nouveaux points en trois dimensions dans le système de l'objet peut commencer (Fryer *et al.*, 2007). Dans cette recherche, la grille nationale suisse (CH-1903) est utilisée. Mais, le problème central à ce domaine subsiste, le référentiel de l'image n'est qu'en 2 dimensions et provoque un déséquilibre avec l'espace de l'objet. Dès lors, le principe fondamental de la photogrammétrie est d'utiliser deux images de la même région d'intérêt (Fryer *et al.*, 2007). Ainsi, l'information en deux dimensions est doublée et la résolution des équations est possible. Dans la phase automatique de l'extraction du nuage de points, les mêmes *pixels* d'un objet sont trouvés par *stereo matching* dans les deux images (Lane *et al.*, 1994).

L'acquisition d'un nuage de points nécessite au préalable de définir le design de l'étude. Ceci permet également de rapprocher les objectifs géomorphologiques aux méthodes pour mieux définir quels phénomènes sont mesurables et quels phénomènes veulent être mesurés. Pour la photogrammétrie, les aspects de l'étendue des mesures, de la résolution spatiale initiale, de la granularité temporelle et de la précision théorique rentrent en compte. Néanmoins, ces variables ne sont pas libres mais définies par les images utilisées. Pour l'étendue, une attention particulière est donnée au recouvrement d'au moins deux photos sur la région d'intérêt. Dans cette étude, les 5 km de tronçon sont mesurés par 2 à 5 images. La précision p et la résolution r théorique des images sont données respectivement par les équations 4.1 et 4.2 (Lane *et al.*, 2004) :

$$p = \frac{d_e}{\frac{c}{h}} \quad r = 5p \quad (4.1) \quad (4.2)$$

Où d_e est la taille physique des *pixels*, c la longueur focale et H la hauteur de l'appareil. En ce sens, p est également la résolution moyenne dans l'espace de l'objet. Ainsi, la précision des images est fonction de son échelle (c/H) et de la taille physique des *pixels*. Pour ce travail, les images sont aériennes et proviennent de *swisstopo*. Elles sont disponibles sur une période de 46 ans, en 1959, 1961, 1965, 1983, 1988, 1994, 2001 et 2005. La résolution initiale choisie dans le programme de photogrammétrie digitale (à ne pas confondre avec la meilleure résolution théorique) vaut 1 m.

Mis à part la définition du design de l'étude et la résolution du *bundle adjustment*, plusieurs paramètres dans les logiciels de photogrammétrie digitale permettent d'adapter le *stereo matching* aux caractéristiques des mesures. Cette étape est importante puisqu'elle influence la qualité du nuage de points (Fryer *et al.*, 2007). Néanmoins, les valeurs par défaut de ceux-ci ont souvent de bons résultats (Lane *et al.*, 2000). Peu d'investigations ont été faites pour cette recherche mais l'influence de ces paramètres a été jugée faible pour le terrain étudié. Pour plus de détails, nous renvoyons le lecteur à Lane *et al.* (2000) qui décrit l'influence de chacun de ces paramètres. De plus, les logiciels de photogrammétrie, comme *LPS (Leica Photogrammetry Suite)* de *ERDAS*, permettent également de sortir des MNT rapidement, sans efforts de calibration. Leur comparaison sous forme de MNT des différences permet un rapide contrôle de la qualité des points, utile pour valider la suite des traitements. Dans ce travail, une date de mesure a ainsi pu être éliminée car trop douteuse par rapport aux autres résultats.

4.2.3 Principes du lidar et acquisition d'un nuage de points

La méthode du scannage laser terrestre, plus communément appelé lidar de l'acronyme anglais *light detection and ranging*, mesure la position d'une multitude de points basé sur le principe du temps de vol de pulsation laser. Cette technique est déjà bien utilisée dans le domaine fluvial (p. ex. Heritage and Hetherington, 2007 ; Milan *et al.*, 2007, 2010 ; Alho *et al.*, 2009 ; Hodge *et al.*, 2009 ; Wheaton *et al.*, 2009 ; O'Neal and Pizzuto, 2011 ; Smith *et al.*, 2012 ; Williams *et al.*, 2013). Le scanner utilisé est un Ilris 3D de Optech avec une gamme de 3 à 800 m et une fréquence d'acquisition de 2'500 points par seconde. L'appareil émet des pulsations proche infra-rouge décalées dans l'espace, selon la résolution initiale choisie, dans l'axe vertical et horizontal grâce à des miroirs. A chaque émission, le lidar capte le retour du laser issu de sa réflexion sur l'environnement étudié, et calcule selon l'équation 4.3 la distance ρ associée grâce au temps Δt que met la pulsation à faire

$$\rho = c \cdot \frac{\Delta t}{2} \quad (4.3)$$

l'aller et retour à la vitesse de la lumière c (Abellan *et al.*, 2009) :

Chaque point est donc acquis dans le système (ρ, ν, φ) , où ν et φ sont les angles horizontaux et verticaux donnés par les miroirs. Un logiciel *parser* permet de transformer ces points dans un système de coordonnées cartésien (X, Y, Z) avec le *datum* $[0,0,0]$ se trouvant au centre du scanner. Le résultat est donc un nuage de points représentant l'espace étudié en 3 dimensions.

Avant d'acquérir un nuage de points, le design de l'étude doit également être défini pour cette technique. Les mêmes paramètres que la photogrammétrie sont présentés, mais cette fois ils sont définissables par l'utilisateur. L'étendue des mesures nécessaire doit pouvoir être scannée depuis des points accessibles, sans produire de grandes zones d'ombre nécessitant des interpolations trop douteuses. Suivant les objectifs, la résolution initiale (sélectionnée sur l'appareil) et la granularité temporelle (dépendante de la rapidité des mesures) doivent également être définies. La précision théorique de l'appareil entre aussi en jeu pour savoir quel phénomène est mesurable. Pour cette recherche, l'acquisition des données s'est faite avec une résolution initiale de 0.1 m, une fois par jour pendant 10 jours depuis deux sites de scannage, l'un en rive droite et l'autre en rive gauche. Cette configuration minimise ainsi les zones d'ombre dans le nuage de points.

Par ailleurs, un nuage de points acquis par lidar reste dans un système propre à l'appareil. Transformer ce dernier pour aligner les données sur un système universel permet d'obtenir une meilleure maniabilité des données. Plusieurs nuages de points peuvent ainsi être fusionnés et le futur MNT soustrait avec d'autres pour obtenir un MNT des différences. En ce sens, cette procédure est égale au

$$\begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix}_{\text{système 2}} = \begin{bmatrix} X_0 \\ Y_0 \\ Z_0 \end{bmatrix} + (1 + \lambda) \begin{bmatrix} r_{11} & r_{12} & r_{13} \\ r_{21} & r_{22} & r_{23} \\ r_{31} & r_{32} & r_{33} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix}_{\text{système 1}} \quad (4.4)$$

bundle adjusment et est donnée par l'équation 4.4 (Cooper, 1987) :

Ainsi, les paramètres sont les mêmes, la variable lambda correspondant à l'éventuelle mise à l'échelle entre les deux systèmes. La double information nécessaire pour cette manipulation est garantie par des cibles instrumentées et mesurées de la même manière que les points de contrôle discutés ci-dessus. Pour chaque position de l'appareil, celles-ci sont scannées à très haute résolution permettant d'obtenir leur position dans les deux référentiels. Le logiciel libre *CloudCompare* permet de visualiser le nuage de points en 3D et de facilement lire les coordonnées des points lidar. La résolution du système d'équation pour trouver les paramètres d'alignement et leur application à l'entier du nuage de points se fait grâce au logiciel *MATLAB (MathWorks)*. Là aussi, le système universel choisi est la grille nationale suisse (CH-1903).

4.2.4 Des nuages de points aux MNT des différences

Sortir un nuage de points d'une des deux méthodes ci-dessus ne suffit pas pour obtenir un MNT. Plusieurs étapes plus ou moins complexes sont encore nécessaires. Pour chacune, nous présentons leurs enjeux, quelles sont les manipulations nécessaires et finalement ce qui a été fait pour ce travail. Néanmoins, les questions liées aux erreurs sont présentées dans un chapitre à part.

(i) *Un nettoyage des données* brutes une fois que celles-ci sont extraites permet de diminuer l'erreur globale et d'éliminer les mesures aberrantes (Westaway *et al.*, 2003). Le principe mobilisé

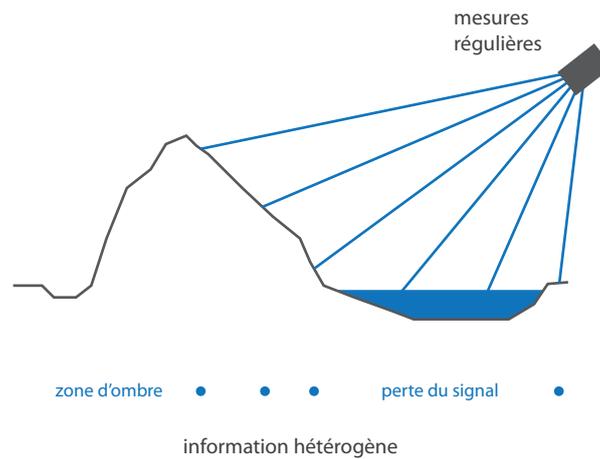


Figure 4.2 - Source d'hétérogénéité des mesures de télé-détection

consiste à supprimer les données douteuses et les remplacer par l'interpolation spatiale si nécessaire. Pour le lidar, seuls les points $[0,0,0]$ ont été éliminés et n'ont pas été remplacés dans cette étude. Pour la photogrammétrie, nous avons supprimé les points en végétation, compliquant l'interpolation et induisant des changements non morphologiques, grâce à la digitalisation dans l'environnement *ArcMap* (*ArcGIS*) de masques sur les orthophotos. Cette procédure n'est pas faite pour les données lidar car la région mesurée ne contient pas de végétation. Ces dernières correspondent aux images aériennes utilisées et sont produites par la plupart des logiciels de photogrammétrie digitale tel que *LPS*. Le logiciel *SIG Saga* offre une maniabilité entre les nuages de points et les fichiers vectoriels précieuse pour ce genre de manipulation. Dans les deux cas, nous créons également un masque pour n'extraire que les points se trouvant dans la région d'intérêt.

(ii) *L'interpolation spatiale* permet d'homogénéiser et de combler les trous des nuages de points (Kanevski and Maignan, 2004). En effet, leur répartition est hétérogène en raison des irrégularités naturelles du relief (figure 4.2). Néanmoins, plusieurs modèles sont disponibles (Kanevski and Maignan, 2004) et tester leur efficacité par l'analyse des erreurs produites permet de sélectionner le plus approprié et d'augmenter ainsi la qualité des données finales (Detweiler and Ferris, 2010). Effectuer ces traitements sur un échantillon représentatif demande moins de ressources et donc de temps de calcul, sans compromettre la significativité des résultats. Dans ce travail, nous testons les modèles déterministes et géostatistiques suivants : le modèle du voisin le plus proche (*nearest neighbour*), le modèle des voisins naturels (*natural neighbours*), le modèle de l'inverse de la distance à la puissance (*invert distance weighted to a power, IDW*) et la méthode du krigeage avec le modèle linéaire, exponentiel et puissance. Cette dernière offre la possibilité d'analyser la structure spatiale des données par des semi-variogrammes mettant en relation la dissimilarité des mesures voisines avec la distance et la direction qui les séparent.

(iii) *La résolution spatiale* des MNT, dépendante de l'interpolation, joue également un rôle dans la qualité des données finales (Lane, 1998). Globalement, plus la résolution est bonne, meilleurs sont les résultats. Néanmoins, celle-ci représente un certain coût en ressources de calcul. Dès lors, la résolution optimale est la plus grossière possible tout en induisant une perte d'information minimale (Lane, 1998). Cette dernière est calculée comme la différence de hauteur moyenne entre les MNT aux résolutions de plus en plus grandes et le MNT le plus fin (Lane, 1998). Pour un gain de temps, ce traitement peut se faire sur le même échantillon que le test des modèles d'interpolation. Dans ce

travail, ces dernières sont effectuées grâce au logiciel *Surfer* (*Golden Software*).

(iv) Une fois que le nuage de points est prêt et que le modèle d'interpolation et la résolution spatiale sont déterminés de manière optimale, *l'interpolation finale* sur toutes les mesures permet l'acquisition d'un MNT. A ce stade, un masque pour éliminer les effets de bord de l'interpolation peut aussi être nécessaire. De plus, appliquer un filtre remplaçant la valeur de chaque cellule du MNT par la médiane d'une fenêtre glissante permet de réduire le bruit et de faire ressortir les informations morphologiques (Abellan *et al.*, 2009).

(v) Finalement, soustraire un MNT à un plus récent permet *l'acquisition d'un MNT des différences* traduisant les changements morphologiques entre les deux dates. En effet, les cellules de ce dernier contiennent la différence d'altitude entre le premier et le deuxième. A ce stade, il est important de définir un seuil de détection pour distinguer les vrais changements du bruit induit par les erreurs des mesures. Cette manipulation est expliquée ci-dessous.

4.2.5 Evaluation de la qualité des données

Toutes mesures scientifiques ne représentent pas la réalité de manière parfaite et sont entachées d'erreur qu'il convient d'identifier, de diminuer au mieux et d'intégrer dans l'interprétation des résultats (Lane *et al.*, 2004). Pour cette recherche, nous utilisons deux méthodes classiques pour calculer l'erreur des données. Le *jackknife* qui laisse à plusieurs reprises une mesure non estimée et la validation croisée qui sépare les mesures pour créer un jeu de données de validation (Kanevski and Maignan, 2004). Leur approche consiste à comparer les valeurs estimées (par un modèle, un traitement ou un appareil) aux valeurs mesurées (Kanevski and Maignan, 2004). Ces dernières génèrent également une erreur, mais plus faible, qui se mélangera au résultat final (Abellan *et al.*, 2009). L'avantage de la deuxième méthode est que les données de validation (valeurs mesurées) sont indépendantes de celles estimées, ainsi l'erreur calculée de ces dernières est plus fiable que les méthodes ne respectant pas cette distinction, telle que le *jackknife*. Pour quantifier cette erreur, deux variables sont généra-

$$ME = \frac{1}{n} \sum_i^n (Z_{i \text{ estimé}} - Z_{i \text{ mesuré}}) \quad (4.5)$$

lement utilisées : L'erreur moyenne (*mean error – ME*), appelée aussi biais qui mesure la fiabilité et traduit une erreur systématique (Kanevski and Maignan, 2004), donnée par :

$$SDE = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_i^n \left[(Z_{i \text{ estimé}} - Z_{i \text{ mesuré}}) - \frac{1}{n} \sum_i^n (Z_{i \text{ estimé}} - Z_{i \text{ mesuré}}) \right]^2} \quad (4.6)$$

et l'écart-type de l'erreur (*standard deviation of error – SDE*) qui mesure la variabilité de l'erreur et donc la précision des données (Wheaton *et al.*, 2010) donnée par :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_i^n (Z_{i \text{ estimé}} - Z_{i \text{ mesuré}})^2} \quad (4.7)$$

L'erreur-type est aussi souvent mesurée (notamment dans les suites logicielles) et correspond à la racine de la moyenne des erreurs au carré (*root mean square error – RMSE*) donnée par :

Toutefois, cette variable ne distingue pas le biais de la précision, mais les mélange dans une seule valeur. Elle est donc moins performante que les deux définitions précédentes (Lane *et al.*, 2004). Les

$$\sigma_{différence} = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} \quad (4.8)$$

mesures d'erreurs doivent également suivre les traitements effectués aux données. Pour l'élaboration d'un MNT des différences, la propagation de cette dernière entre deux jeux de mesures est nécessaire (Lane *et al.*, 2003) et est donnée par :

Où σ est l'écart-type de l'erreur (à ce stade, le biais n'a plus lieu d'être puisqu'il doit être corrigé). Celle-ci est vue comme une fourchette dans laquelle la valeur des données s'exprime et permet de définir un intervalle de confiance à l'intérieur duquel toutes les valeurs sont considérées statistiquement égales à la moyenne (figure 4.3) (Bavaud, 1998). Pour créer cet intervalle, une distribution théorique de l'incertitude et une probabilité d'avoir une mesure à l'extérieur de celui-ci alors qu'elle devrait s'y trouver (erreur de première espèce) sont nécessaires. Dans ce travail, la distribution du *t* de *Student* et une probabilité de 0.05 (5%) et de 0.33 (33%), partagée en deux (0.0025 et 0.165) pour les extrémités positives et négatives sont utilisées (Bavaud, 1998). Avec ces configurations, les limites de confiance sont données respectivement par l'écart-type multiplié par 1.96 et l'écart-type lui-même. Ces intervalles comprennent ainsi 95% et 67% des valeurs statistiquement égales à la moyenne (figure 4.3) (Milan *et al.*, 2007).

$$seuil\ de\ détection = t \cdot \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} \quad (4.9)$$

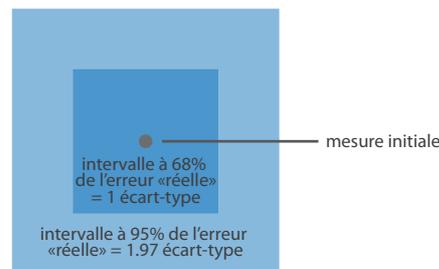


Figure 4.3 - Incertitude et intervalle de confiance.

Dans la différence entre deux jeux de données pour y étudier les changements, ces limites de confiance sont vues comme un seuil de détection. A l'intérieur de l'intervalle, les différences ne sont alors que du bruit. Ainsi, ce seuil est donné par l'incertitude multipliée par *t*, variable définie par le choix de l'erreur de première espèce (Wheaton *et al.*, 2010) :

4.2.6 Estimation de l'erreur

Dans la pratique, l'erreur provient de plusieurs sources, de l'appareil de mesure directement et d'autres manipulations des données contenues dans les étapes citées ci-dessus (Wheaton *et al.*, 2010). La figure 4.4 résume les sources des erreurs et ce qu'il faut faire pour les mesurer et les diminuer. Parfois, l'identification individuelle d'une source n'est pas possible, ainsi celle-ci sera évaluée avec d'autres dans l'erreur globale. Pour le lidar, cette dernière est composée de l'erreur de l'interpo-

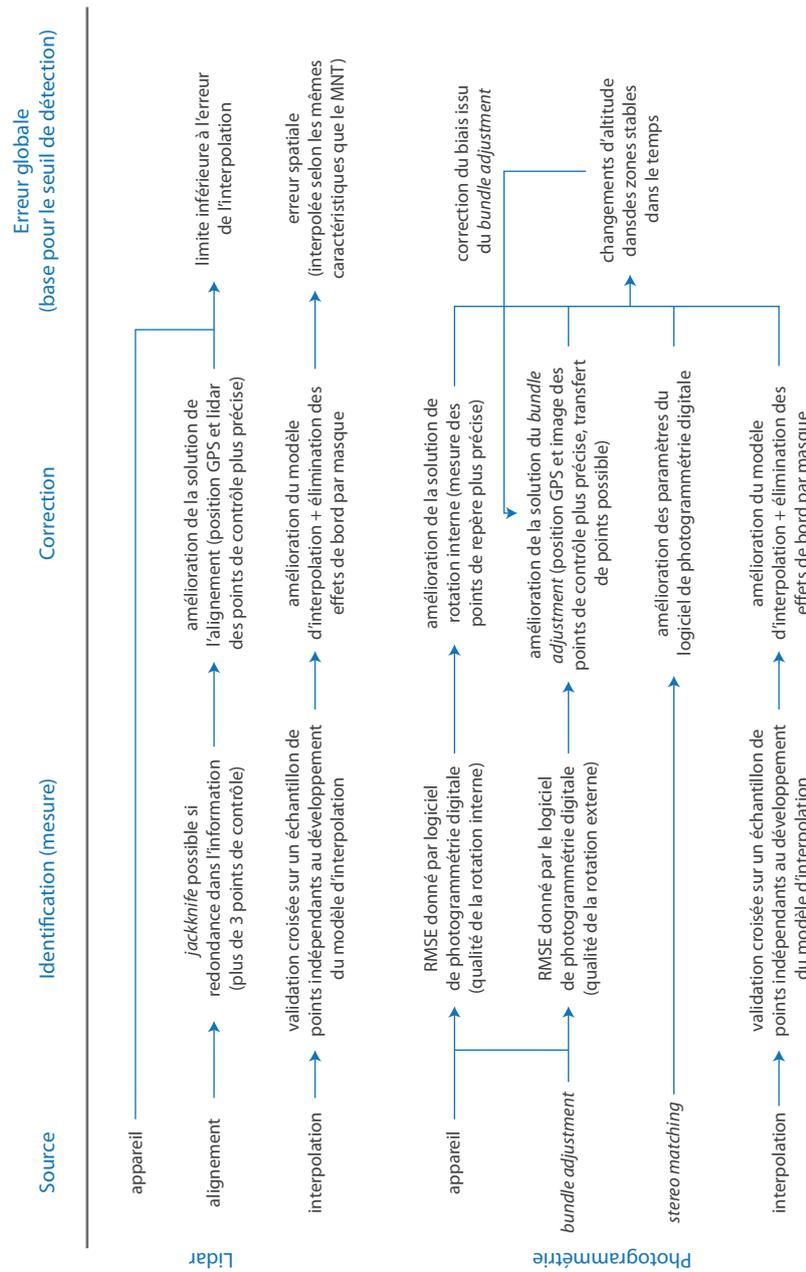


Figure 4.4 - Identification et gestion de l'erreur des données acquises par lidar et photogrammétrie

lation et de l'alignement (influencée par l'erreur de l'appareil). La première possède une information spatiale (points de validation avec coordonnées) permettant de la gérer à l'échelle du MNT grâce à l'interpolation de l'erreur selon les mêmes paramètres que le MNT final. Ainsi, un seuil de détection peut être estimé pour chaque cellule du MNT des différences. L'erreur de l'alignement est incluse comme limite inférieure dans l'erreur de chaque cellule. Pour calculer l'écart-type de l'erreur de façon spatiale, une fenêtre glissante de 200 *pixels* de côté est utilisée. Peu d'investigation a été faite sur la taille de celle-ci. Néanmoins, plus la taille est importante et plus le seuil est strict. D'autre part, une taille suffisamment grande est nécessaire pour garantir la représentativité de l'incertitude. Pour la photogrammétrie, mesurer la fiabilité et la précision reste un problème difficile à résoudre (Gooch *et al.*, 1999 ; Lane *et al.*, 2004). La difficulté vient notamment du manque de données de validation. Les seuls points envisageables comme tels sont les points de contrôle, déjà utilisés pour la solution du *bundle adjustment* et ne garantissant donc plus l'indépendance de la qualité de cette étape. De plus, l'erreur produite par certaines manipulations dépendantes de cette méthode n'est pas quantifiable directement. Ainsi, l'incertitude est mesurée directement à l'aide du MNT des différences où les changements dans des zones supposées stables sont considérés comme de l'erreur. Partant, elle englobe toutes les sources d'erreur de deux MNT et rend ainsi inutile la propagation de celle-ci. De plus, le biais associé à ce calcul permet de corriger les incertitudes du *bundle adjustment*. En effet, l'erreur aléatoire de cette étape provoque un alignement erroné des données et donc une erreur systématique (un biais) dans les MNT des différences (Lane *et al.*, 2004). Une attention particulière doit être donnée à cette correction qui n'est juste que si le biais est uniforme dans l'espace et que les zones sont topographiquement stables (Lane *et al.*, 2004). De plus, celles-ci ne devraient pas être entachées d'erreur de *stereo matching*. Au cas contraire, la correction se ferait aussi sur une erreur aléatoire dans l'espace.

4.3 Résultats

4.3.1 Qualité de l'alignement du lidar et du *bundle adjustment* de la photogrammétrie

Scan (date)	Moyenne de l'erreur [m]	Ecart-type de l'erreur [m]
09.07.12	$1.2 \cdot 10^{-12}$	0.0619
10.07.12	$-1.5 \cdot 10^{-11}$	0.0258
11.07.12	$9.6 \cdot 10^{-12}$	0.023
12.07.12	$5.1 \cdot 10^{-12}$	0.0287
13.07.12	$-8.5 \cdot 10^{-12}$	0.018
15.07.12	$-2.1 \cdot 10^{-4}$	0.0172
16.07.12	$-7 \cdot 10^{-12}$	0.0242
19.07.12	$1.4 \cdot 10^{-11}$	0.0183
15.08.12	$-4.1 \cdot 10^{-12}$	0.0264
21.09.12	$-1.5 \cdot 10^{-12}$	0.0233

Tableau 4.1 - Qualité de l'alignement des données LiDAR

Le tableau 4.1 résume l'erreur globale de l'alignement pour toutes les mesures acquises par lidar. La moyenne est toujours proche de 0, indiquant une bonne fiabilité de cette opération. L'écart-type est relativement faible, évoluant autour de 0.02 m., à part pour la date du 09.07.12 où il atteint un maximum de 0.06 m. Ainsi, la précision est également élevée.

Le tableau 4.2 montre la qualité des *bundle adjustments* pour toutes les dates de mesure avec l'échelle moyenne des photographies aériennes utilisées. L'ordre de grandeur est plutôt la dizaine de centimètres. L'erreur est relativement bien corrélée avec l'échelle des images, bien que d'autres

Date	Echelle	Erreur-type (RMSE) [m]
1959	1:24800	0.6456
1961	1:25200	0.5682
1965	1:21200	0.4826
1983	1:20900	0.4536
1988	1:23500	0.3551
1994	1:50300	0.3137
2001	1:26600	0.2055
2005	1:24600	0.3029

Tableau 4.2 - Qualité des *bundle adjustments*

éléments entrent en jeu. En effet, la taille physique des *pixels* des images utilisées passe de 21 μm à 14 μm entre 1965 et 1983 (Swisstopo, s. d.), expliquant l'évolution de la qualité même avec des échelles plus grandes. L'amélioration de la qualité des photographies avec le temps permet également d'obtenir des meilleurs résultats. Finalement, les *bundle adjustments* sont aussi tributaires de la précision variable de l'utilisateur.

4.3.2 Nuage de points

La figure 4.5 affiche les données sous forme d'un nuage de points regroupant 4 scans lidar alignés sur le système national suisse CH-1903 avec une résolution initiale de 0.1 m. Un masque a été établi pour ne laisser que les points de la région d'intérêt. Ce résultat permet d'apprécier la bonne répartition des points, ne laissant que quelques zones d'ombre dans les chenaux les plus profonds et sur les berges où la végétation prolifère. Un nuage issu de la photogrammétrie n'est pas montré car moins pertinent dû à l'utilisation d'images aériennes. D'une part, la résolution initiale plus grossière de 1 m rend l'étude de la répartition plus difficile et les zones d'ombres ne sont pas problématiques pour les photographies aériennes d'autre part.

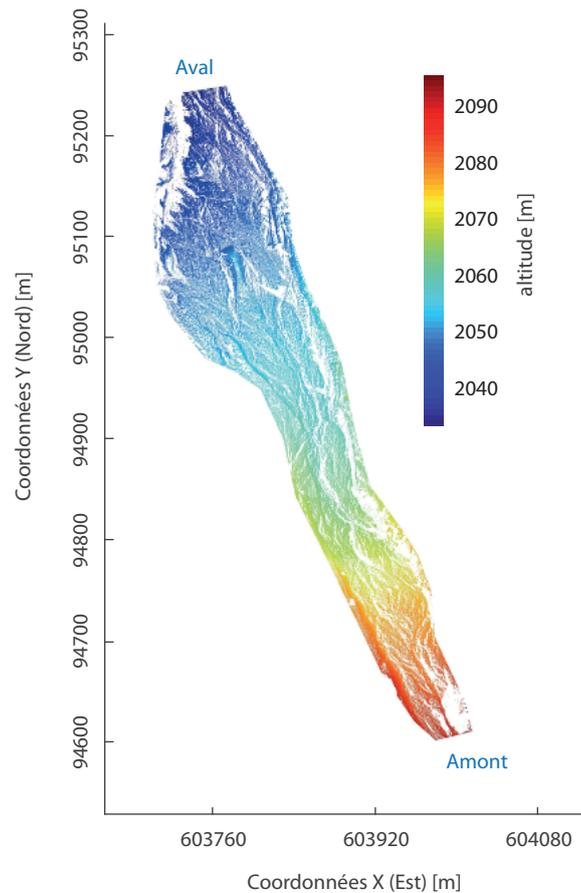


Figure 4.5 - Nuage de points acquis par 4 scans lidar

4.3.3 Qualité des modèles d'interpolation spatiale et influence de la résolution

Avant de montrer la performance des modèles d'interpolation, les figures 4.6 et 4.7 traduisent l'exploration et la modélisation des structures spatiales des données. Pour le lidar, à une portée de 10 m (figure 4.6a), celle-ci est linéaire, alors que pour 8 m (figure 4.6b), elle devient légèrement exponentielle. Dans cette structure, l'anisotropie est peu marquée (figure 4.6c). Néanmoins, les semi-variogrammes de l'axe d'écoulement (longitudinal) ont une pente légèrement plus faible au départ, traduisant une topographie plus homogène le long des chenaux. Cette caractéristique est également soulignée dans d'autres études (p. ex. Chappell *et al.*, 2003).

Pour les données issues de la photogrammétrie (figure 4.7a), la tendance suit un modèle puissance à une grande portée (470 m) à cause des différences d'altitude entre l'amont et l'aval de plus en plus marquées avec le décalage spatial. L'effet est donc inhérent aux formes à l'échelle de la vallée (pente). A une portée plus faible (15 m) (figure 4.7b), la relation devient linéaire sous une influence de la pente moins importante. Par ailleurs, l'anisotropie semble traduire un effet contraire à celui des données lidar (figure 4.7c). Celui-ci est certainement expliqué par la résolution plus grossière qui ne prend en compte que les formes de la vallée (pente) et non celles du cours d'eau (chenaux).

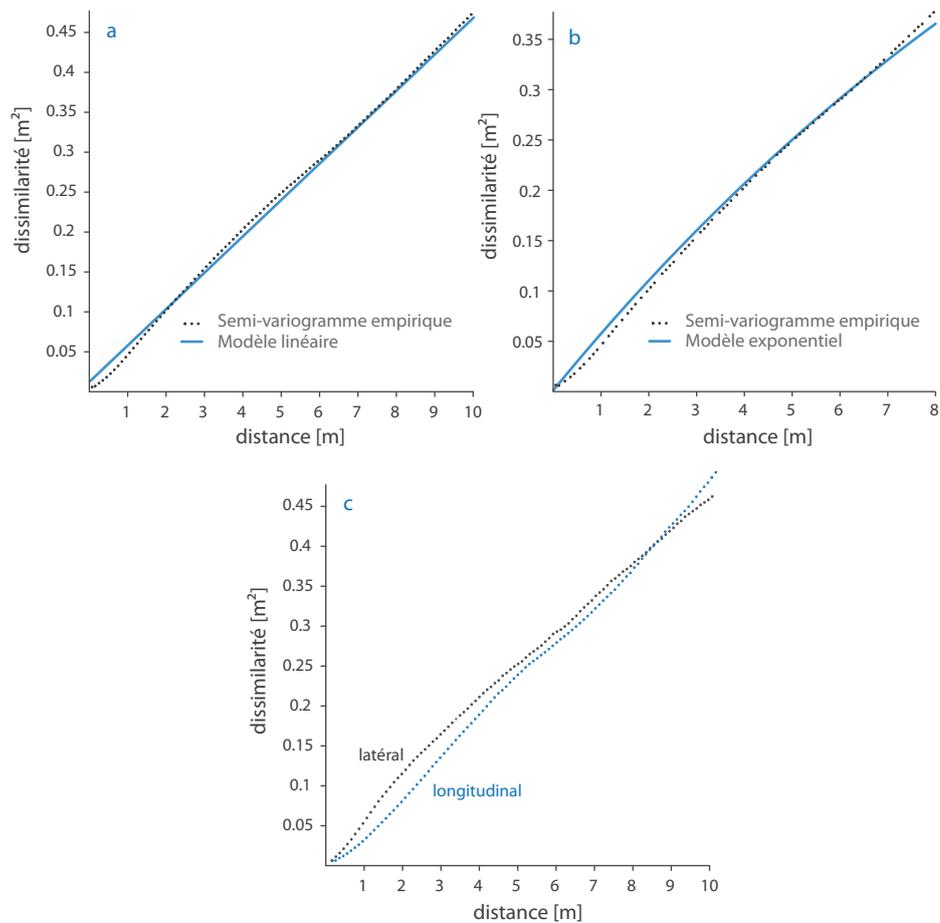


Figure 4.6 - Structure spatiale des données lidar (a) modèle linéaire (b), modèle exponentiel et anisotropie (c)

		LiDAR		Photogrammétrie	
		Moyenne de l'erreur [m]	Ecart-type de l'erreur [m]	Moyenne de l'erreur [m]	Ecart-type de l'erreur [m]
Géostatistiques krigeage	exponentiel	0.0001	0.064	-	-
	linéaire	-0.002	0.059	-0.0008	0.46
	puissance	-	-	-0.0022	0.53
Déterministes	voisin le plus proche	0.0003	0.083	-0.0031	0.59
	voisins naturels	0.0059	0.06	-0.0019	0.48
	inverse de la distance à la puissance	0.001	0.069	0.005	0.47

Tableau 4.3 - Qualité des modèles d'interpolation spatiale

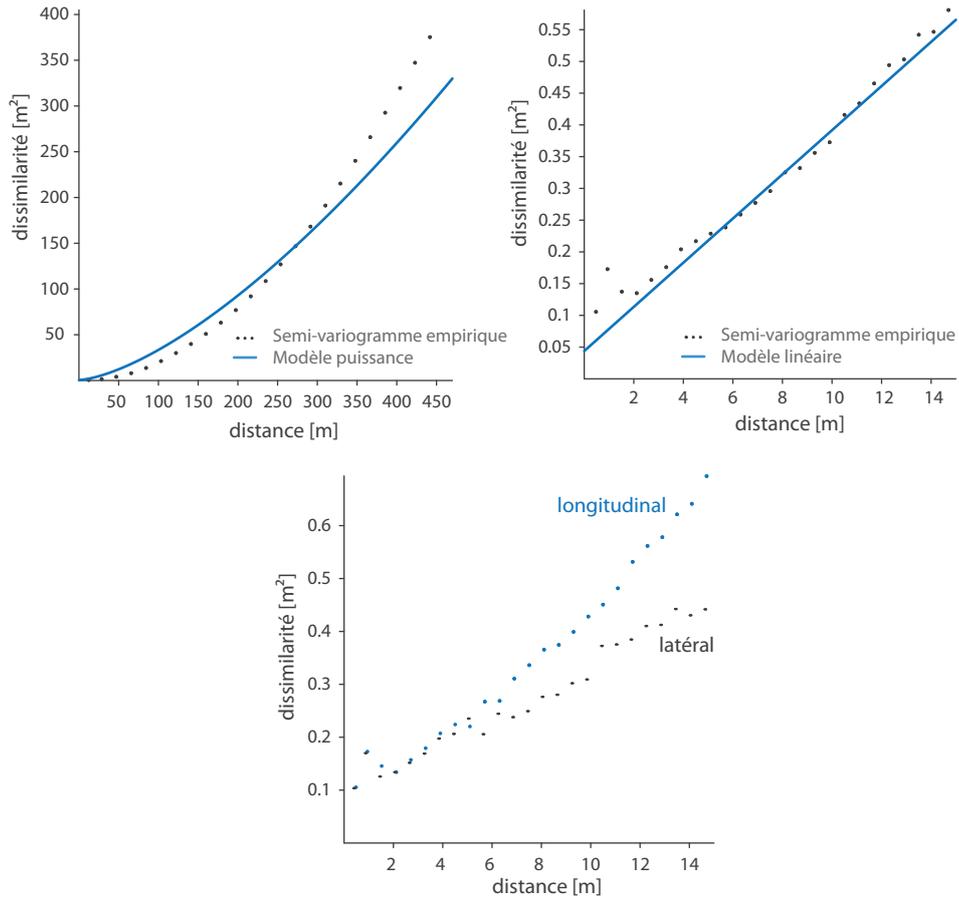


Figure 4.7 - Structure spatiale des données de la photogrammétrie. a) modèle puissance, b) modèle linéaire et c) anisotropie

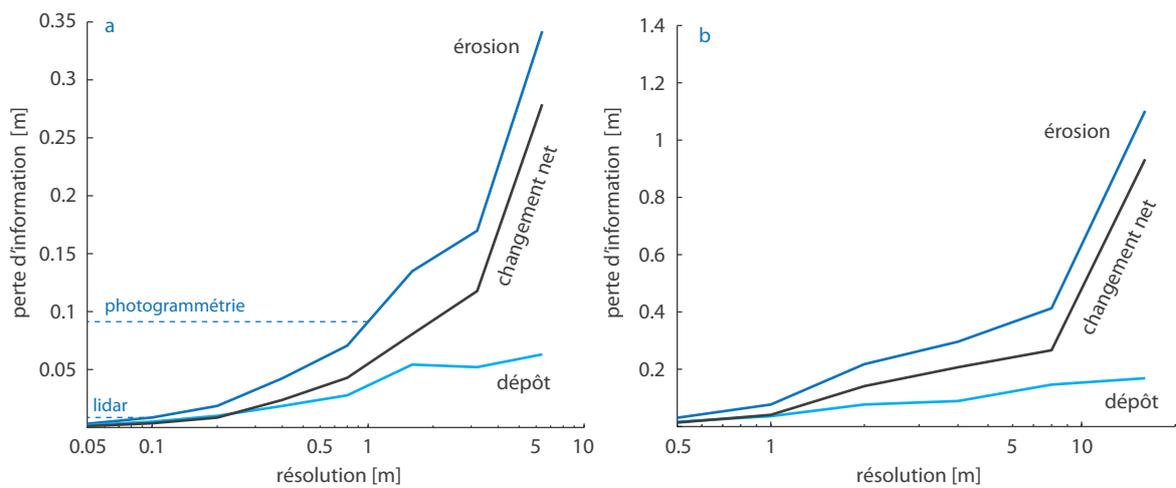


Figure 4.8 - Influence de la résolution sur les résultats géomorphologiques pour les données acquises par lidar (a) et photogrammétrie (b)

Le tableau 4.3 résume la performance des modèles d'interpolation testés pour les données. Tous ont une bonne fiabilité. Néanmoins, les techniques géostatistiques, notamment le modèle linéaire, sont plus performantes que les autres. La méthode des voisins naturels fait concurrence à cette observation pour le lidar, alors que c'est l'inverse de la distance à la puissance qui donne aussi de bons résultats pour la photogrammétrie.

L'influence de la résolution sur les résultats est inscrite dans la figure 4.8. Pour les données du lidar, les pertes d'information se stabilisent toutes pour des résolutions entre 0.2 et 0.1 m (figure 4.8a). Pour les données de la photogrammétrie, cette stabilisation arrive à partir d'une résolution de 1 m (figure 4.8b). La figure 4.8a permet également d'apprécier la perte d'information entre les deux méthodes. La résolution de la photogrammétrie ne peut ainsi pas détecter des changements dans l'altitude de moins de 0.09 m, alors que cette valeur tombe à environ 0.01 m pour le lidar. La perte d'information est donc d'environ 0.08 m dans la hauteur de l'érosion. Cependant, elle est moindre pour le dépôt, différence certainement due aux caractéristiques topographiques des données.

4.3.4 Erreur, incertitude et seuil de détection

Pour les données lidar, la figure 4.9b montre une structure spatiale marquée de l'erreur issue de l'interpolation. Les valeurs extrêmes se trouvent dans les bords de la région d'intérêt, là où se trouvent les berges et la végétation. Au contraire, dans le lit du cours d'eau, l'erreur est plus faible et homogène. Ce constat motive une gestion spatiale de cette dernière. Ainsi, le seuil de détection associé aux erreurs provenant de deux dates de mesure conserve cette spatialité (figure 4.9b).

La figure 4.10 résume les différentes erreurs habituellement discutées pour la photogrammétrie. L'erreur théorique est la plus faible car uniquement fonction de l'échelle et de la taille physique des

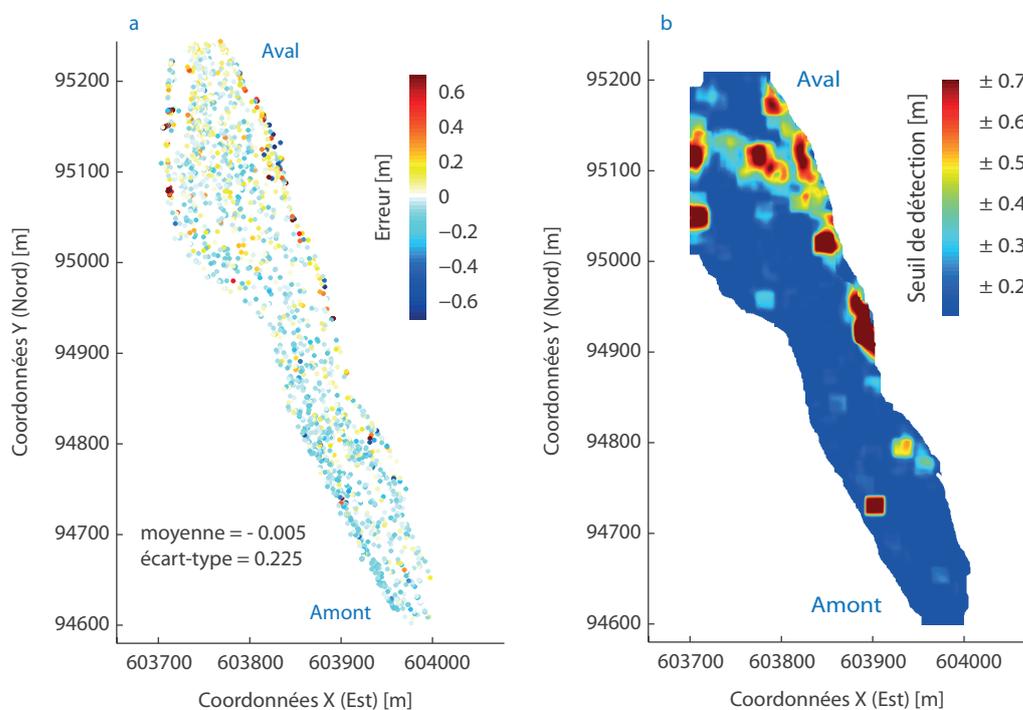


Figure 4.9 - Erreur (a) des données lidar et seuil de détection associé (b)

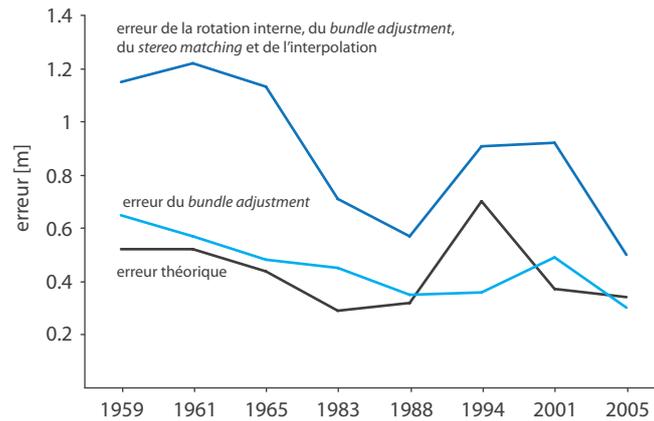


Figure 4.10 - Erreurs de la photogrammétrie

pixels des images. L'erreur du *bundle adjustment* rajoute la qualité de l'alignement et, finalement, l'erreur globale est agrémentée de celle produite par le *stereo matching* et l'interpolation. Celle-ci montre que la précision s'inscrit dans une échelle métrique à décimétrique et que la fiabilité des données photogrammétriques n'est pas toujours bonne (tableau 4.4). La correction du biais issu du *bundle adjustment* est surtout utile lorsque un des MNT provient d'une autre source. C'est le cas entre 2005 et 2010, où la moyenne de l'erreur est importante puisque le deuxième MNT provient de *swisstopo* (*swissALT3D*). Les changements dans les *datums* entre les deux sources en sont certainement responsables.

MNT des différences	Moyenne de l'erreur [m]	Ecart-type de l'erreur [m]
1959-1961	-0.0067	1.1485
1961-1965	-0.4528	1.2172
1965-1983	0.2647	1.1281
1983-1988	0.2626	0.7093
1988-1994	-0.9413	0.5675
1994-2001	0.5217	0.9656
2001-2005	0.3877	0.9206
2005-2010	-2.8909	0.4964

Tableau 4.4 - Qualité des MNT des différences de la photogrammétrie

4.3.5 MNT et MNT des différences

La figure 4.11 montre un MNT final pour les mesures lidar (figure 4.11a) et celles de la photogrammétrie (figure 4.11b). Le premier fait ressortir les formes du cours d'eau, comme les chenaux et les

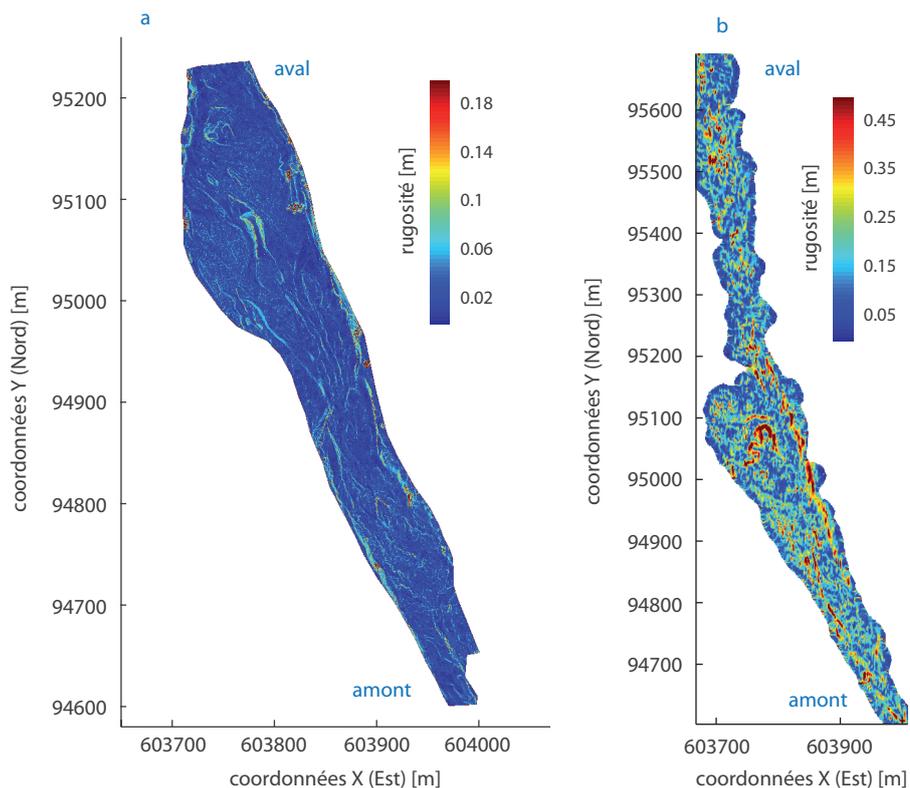


Figure 4.11 - MNT obtenus avec le lidar (a) et la photogrammétrie (b). La rugosité est calculée comme l'écart-type de l'altitude sur une fenêtre glissante de taille 3x3 pixels. Elle permet une meilleure visualisation des formes. Le MNT de la photogrammétrie est un zoom de l'étendue complète

bancs. La limite de détection est atteinte vers l'échelle de la granulométrie. Le deuxième, plus grossier, ne montre que les formes principales de la rivière, telles que le chenal principal.

Les MNT des différences brutes sont représentés dans la figure 4.12 pour les données issues du lidar (figure 4.12a) et de la photogrammétrie (figure 4.12b). Dans les deux cas, un seuil de détection serait utile. Dans le premier, des erreurs d'alignement et d'interpolation ressortent et les changements omniprésents ne facilitent pas l'interprétation des résultats. Dans le deuxième, des erreurs de *stereo matching* sont notamment présentes dans la partie médiane sous la forme de changements ponctuels forts. Par contre, les incertitudes de l'alignement des mesures ne sont plus visibles.

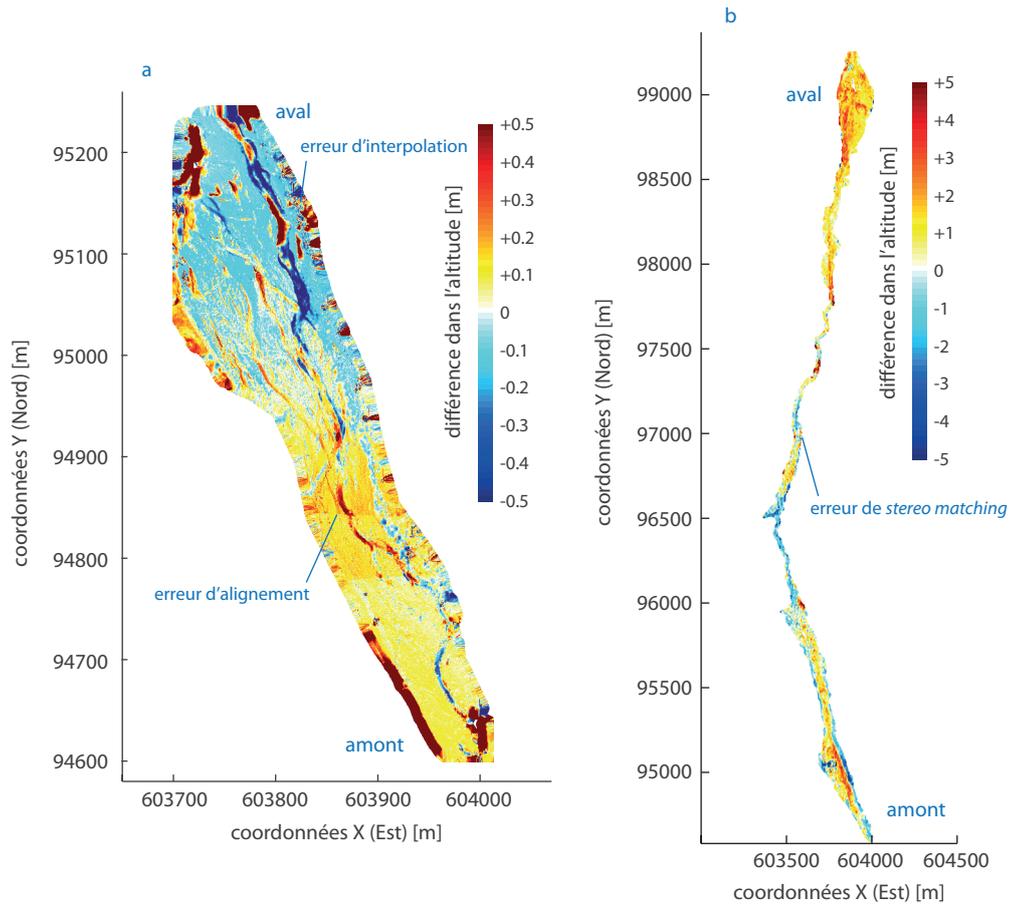


Figure 4.12 - MNT des différences brutes, sans seuil de détection obtenus avec le lidar entre le 19.07.12 et le 15.08.12 (a) et la photogrammétrie entre 1959 et 2005 (b)

La figure 4.13 montre les deux MNT des différences précédents munis d'un seuil de détection. Pour le lidar, l'intervalle de confiance vaut 95% (1.97 écart-type de l'erreur) alors qu'il n'est que de 67% (1 écart-type de l'erreur) pour la photogrammétrie. Dès lors, les faiblesses pour le premier sont en grande partie corrigées (figure 4.13a). Par contre, là où les changements subsistent (en dehors du seuil), les erreurs d'alignement, transformées en biais à cette étape (Lane *et al.*, 1994), sont encore présentes. Pour le second (figure 4.13b), les erreurs de *stereo matching* ne sont pas supprimées puisqu'elles provoquent des changements plus importants que la réalité et donc admis par le seuil de détection. D'autres manipulations, qui ne sont pas discutées dans cette recherche, sont donc nécessaires pour éliminer cette erreur.

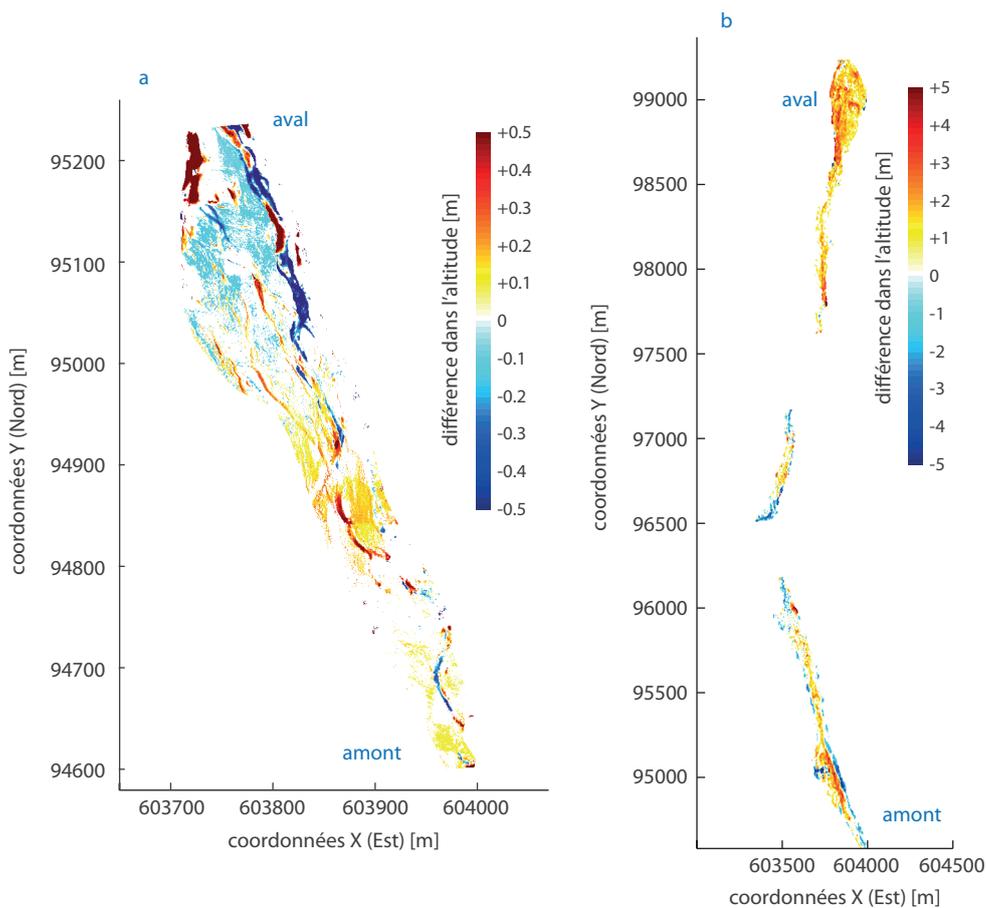


Figure 4.13 - MNT des différences avec seuil obtenus avec le lidar entre le 19.07.12 et le 15.08.12 (a) et la photogrammétrie entre 1959 et 2005 (b)

4.4 Discussion

4.4.1 Workflow pour l'acquisition d'un MNT des différences

La production d'un MNT des différences à partir de données de télédétection se fait en plusieurs étapes plus ou moins complexes où des choix sont nécessaires pour garantir une qualité optimale des résultats. Celles-ci sont résumées dans la figure 4.14 pour les données acquises par lidar et dans la figure 4.15 pour celles acquises grâce à la photogrammétrie. Pour chaque étape, le nom du logiciel utilisé dans cette recherche est noté à titre d'exemple. Plusieurs autres solutions sont bien évidemment possibles. Dans cette discussion, nous mettons l'accent sur les particularités de ces marches à suivre et sur les choix nécessaires de certaines étapes. Plusieurs éléments ne sont pas revus car déjà discutés plus tôt dans ce travail.

Premièrement, les programmes de photogrammétrie digitale offrent la possibilité de sortir des MNT rapidement, sans se pencher sur l'interpolation et la résolution. Ceci permet de contrôler la qualité de ces derniers par leur soustraction et donc la production de MNT des différences. Ainsi, les erreurs peuvent être identifiées et corrigées ou certains MNT trop problématiques peuvent même être supprimés. Pour le lidar, l'alignement des mesures se fait souvent de manière automatisée, par

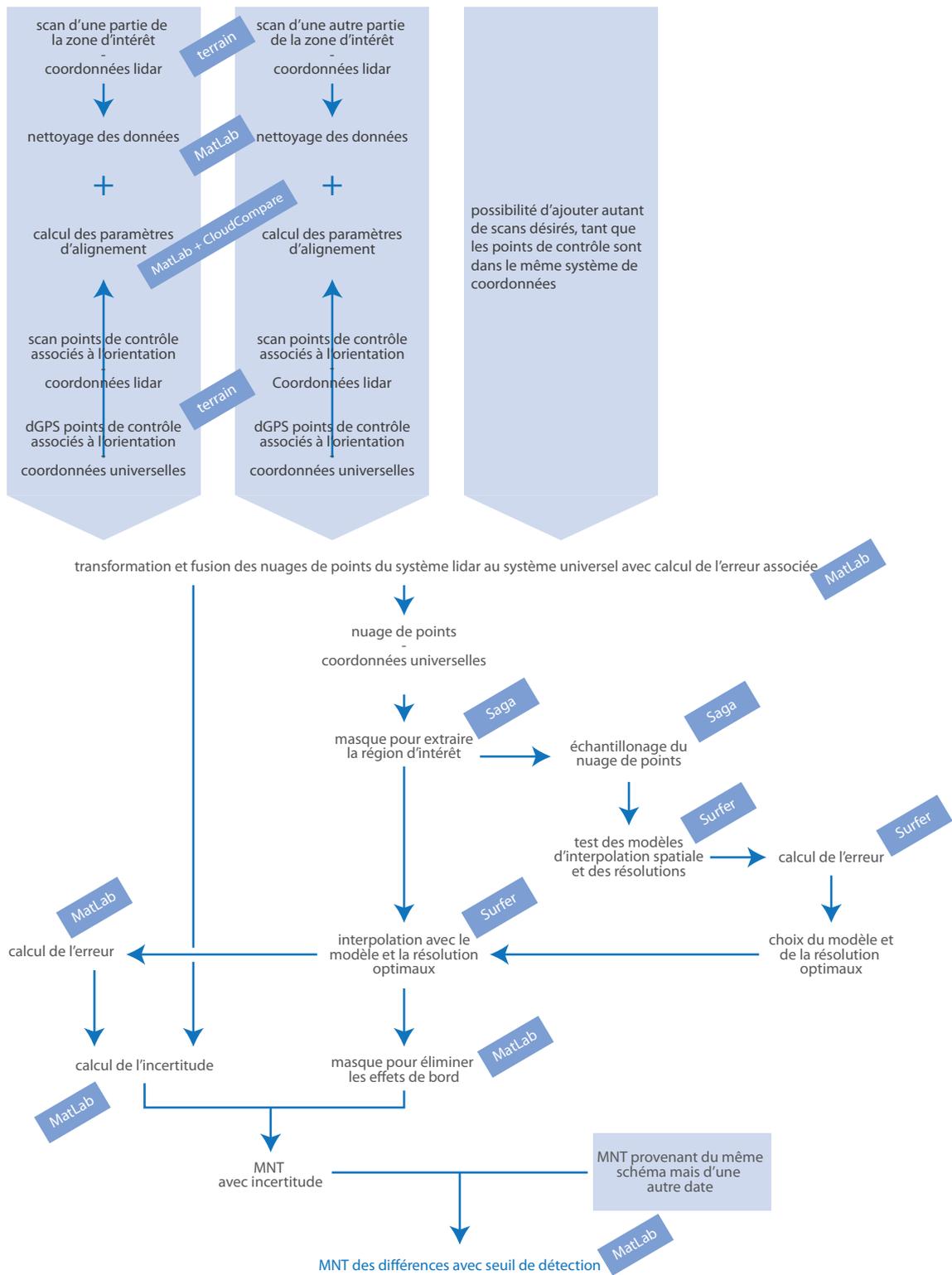


Figure 4.14 - Workflow pour obtenir un MNT des différences sur la base de mesures acquises par lidar

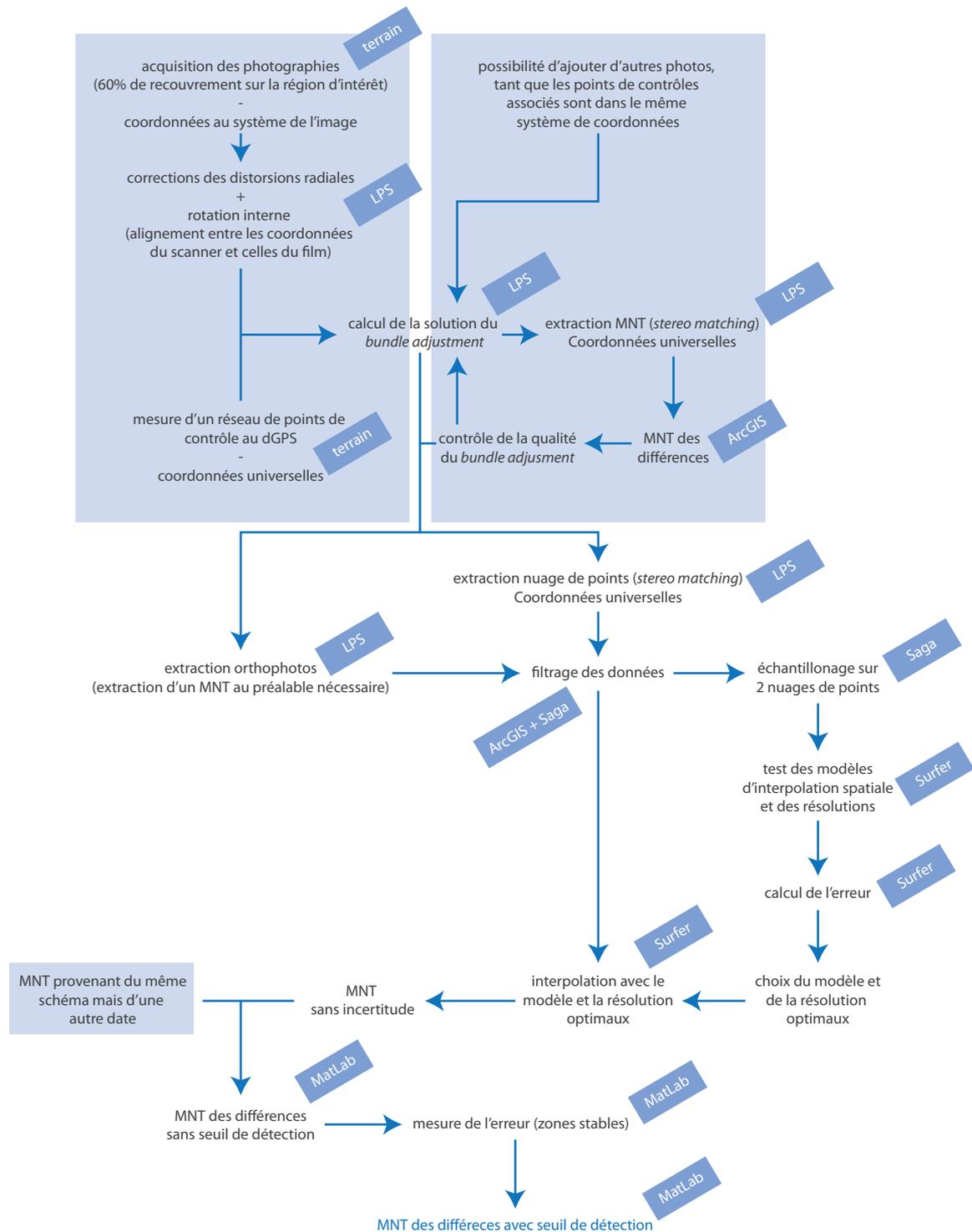


Figure 4.15 - Workflow pour obtenir un MNT des différences sur la base de mesures acquises par photogrammétrie

des algorithmes de *stereo matching* sur des zones supposées stables entre les scans (voir Ravel et Lambiel, 2012). Néanmoins, cette manipulation automatique rajoute de l'incertitude non mesurée aux données et ne les géoréfère pas sur un système de coordonnées connu, à moins que l'appareil possède lui-même un système de référence. Finalement, la méthode plus laborieuse des points de

contrôle permet de mieux gérer cette étape et d'obtenir une meilleure maniabilité des données grâce au référentiel universel choisi. Pour le choix du modèle d'interpolation spatiale, dans les deux cas (lidar et photogrammétrie), les méthodes géostatistiques sont plus performantes (tableau 4.3). Cette constatation confirme les discussions de Detweiler et Ferris (2010). Dans ces méthodes, le modèle linéaire l'emporte pour les deux types de mesures. Dans le doute, ce modèle obtient en effet souvent des résultats satisfaisants (Golden Software, 2012). Bien que l'anisotropie ne soit empiriquement jamais très prononcée et pas forcément logique (figure 4.6 et 4.7), nous l'intégrons néanmoins de manière modérée dans la direction d'écoulement. Nous reprenons donc les constatations de Chappell *et al.* (2003) qui montrent des variations topographiques plus fortes au travers des chenaux que le long de ceux-ci. Pour les données lidar, la résolution optimale est de 0.1 m (figure 4.8a) et correspond bien à la résolution initiale paramétrée sur le scanner (entre 0.07 et 0.1 m). Pour les mesures issues de la photogrammétrie, la résolution optimale est de 1 m (figure 4.8b) et correspond à la résolution minimale théorique (entre 1 et 2 m) dépendante de l'échelle et de la taille physique des *pixels* de chaque photographie (Fryer *et al.*, 2007). Finalement, l'application d'un filtre, qui calcule la médiane sur une fenêtre glissante de taille 3x3 *pixels* pour le MNT des données lidar et de taille 5x5 *pixels* pour celui issu de la photogrammétrie, reste une méthode discutable. En effet, les erreurs ne sont pas supprimées mais simplement diluées dans l'espace, ce qui peut nuire à la qualité du MNT (Lane *et al.*, 2000). Par ailleurs, plus d'investigations peuvent être faites pour choisir la taille et le type de filtre adéquat (p. ex. Abellan *et al.*, 2009).

Pour le calcul d'un MNT des différences, le choix du seuil de détection est important. Pour les données lidar, une gestion spatiale des incertitudes est cruciale puisque l'erreur dominante de l'interpolation n'est pas stable dans l'espace (figure 4.9). Cette constatation est reprise après plusieurs auteurs qui documentent bien ces manipulations (p. ex. Wheaton *et al.*, 2010). En effet, la performance de l'interpolation spatiale dépend des caractéristiques du terrain. En général, plus la rugosité augmente (berges et zones végétalisées), moins la précision est bonne. De plus, l'erreur de l'alignement est également prise en compte. Par contre, d'après Milan *et al.* (2007), l'erreur intrinsèque au scanner se reflète déjà dans cette dernière et n'a donc pas besoin d'être incluse explicitement. Pour la photogrammétrie, en plus des incertitudes dues aux instruments, à l'alignement et à l'interpolation, celles du *stereo matching* s'ajoutent aux données (Lane *et al.*, 2000). Celles-ci ne sont également pas constantes dans l'espace puisque la performance de cette manipulation dépend des caractéristiques du terrain photographié. Dans le cas de cette étude, la relative homogénéité du lit de la rivière ne facilite par exemple pas la reconnaissance de structures semblables dans les *pixels* des deux images. Comme l'information pour une gestion spatiale de l'incertitude manque, nous calculons simplement un seuil de détection global pour l'entier du MNT des différences (tableau 4.4). La technique employée pour ce dernier est intéressante car, d'une part, elle évite la propagation de l'erreur en la calculant directement sur le MNT des différences et, d'autre part, elle s'effectue en fin de processus et inclut ainsi toutes les erreurs mentionnées plus haut. Ainsi, la représentativité de toutes les erreurs est garantie. De plus, la correction possible des MNT des différences grâce à la moyenne de l'erreur apporte un atout substantiel.

Finalement, nous présentons une marche à suivre pour obtenir un MNT des différences avec des données acquises par lidar et photogrammétrie. Souvent, des logiciels rattachés à ces deux méthodes sont utilisés pour produire une telle information de manière plus automatisée. Néanmoins, l'aspect *boîte noire* de ces derniers fait que le processus est moins maîtrisé et motive l'utilisation de tels outils sans réelles connaissances de leurs avantages et inconvénients. Dès lors, les objectifs géomorphologiques associés ne sont pas forcément adaptés.

4.4.2 Comparaison des méthodes et objectifs géomorphologiques

Cette discussion compare, sur la base de l'échelle spatio-temporelle, de la précision, du coût et de la facilité d'utilisation, les deux techniques utilisées dans cette étude. Elle essaie de donner des moyens pour définir la bonne méthode et le design de l'étude suivant l'objectif recherché.

En terme d'*échelle spatio-temporelle*, le lidar est limité vers le haut dû à la portée du laser. Il est particulièrement adapté pour les échelles moyennes, mais peut aussi mesurer les échelles petites. Néanmoins, les objets doivent être visibles par l'appareil. Le choix des sites pour acquérir des données est donc important. Quant à la photogrammétrie, elle est indépendante de l'échelle spatiale puisque n'importe quel objet peu potentiellement être pris en photo (Fryer *et al.*, 2007). Néanmoins, elle est particulièrement adaptée aux photographies aériennes, mesurant de larges étendues. L'atout majeur, pour le contexte de cette recherche, est la possibilité d'avoir des échelles temporelles beaucoup plus longues grâce à la photogrammétrie d'archives. En effet, la temporalité des mesures n'est plus dépendante de l'utilisateur contrairement au lidar mais de la disponibilité des images. Or, les institutions publiques (notamment pour la Suisse) produisent des photographies aériennes de haute qualité depuis plus d'une cinquantaine d'années, constituant des véritables archives de données altimétriques. De plus, n'importe quelles images ayant un recouvrement suffisant sont source d'information en 3 dimensions.

Pour la photogrammétrie, la *précision* des mesures est une fonction directe de l'échelle d'analyse (Ghosh, 1988). En effet, la taille des *pixels* et la résolution des images ont une limite physique. Les caractéristiques du terrain étudié ont également une part d'influence importante. Quant à la précision du lidar, elle dépend surtout de la distance de l'environnement mesuré, des caractéristiques du terrain et de la performance de l'appareil (Abellan *et al.*, 2009). Dès lors, la comparaison reste difficile. Néanmoins, à même échelle, le lidar semble plus précis puisqu'il ne souffre pas des distorsions radiales liées aux photographies et des erreurs produites par le *stereo matching*.

En terme de *coût*, le scanner lidar est cher, entre environ 80'000 et 180'000 euros. Bien entendu, les images aériennes pour la photogrammétrie ont également un certain coût, mais celles-ci sont souvent produites par des institutions publiques à un prix raisonnable. De plus, les appareils photographiques traditionnels fournissent déjà des résultats de qualité suffisante par le biais d'images obliques (Rieke-Zapp *et al.*, 2009). Néanmoins, les logiciels pour le post-traitement de cette méthode sont plus chers que ceux du lidar.

En terme d'*utilisation*, les scanners laser et leur mode d'alimentation sont lourds et difficiles à transporter. De plus, suivant l'échelle spatiale et la résolution définies, l'acquisition des données peut être longue. A l'inverse, soit les images pour la photogrammétrie sont déjà disponibles, soit l'acquisition de mesure se résume à une simple photographie. Par ailleurs, le post-traitement du lidar est relativement simple et rapide alors que celui de la photogrammétrie est long et demande de l'expérience pour dégager de bons résultats.

Partant de ces constats, nous concluons que la photogrammétrie doit être gardée pour les grandes échelles spatio-temporelles grâce aux atouts de l'analyse d'images historiques et le lidar pour les échelles moyennes. La multiplicité des échelles d'analyse possibles par le croisement de plusieurs méthodes de télédétection est un énorme avantage pour la géomorphologie fluviale (Fonstad and Marcus, 2010). Ainsi, plusieurs stades de signatures morphologiques causées par des processus fluviaux peuvent être mesurés. Dans cette étude, l'échelle large de la photogrammétrie permet par exemple de mesurer le budget sédimentaire et la répartition longitudinale de l'érosion et du dépôt. De plus, la longue durée des données permet de discuter des dynamiques globales du cours d'eau.

Par ailleurs, la résolution spatiale et temporelle plus fine des données lidar facilite l'interprétation des processus de transport sédimentaire et de leurs interactions avec les formes du cours d'eau. Finalement, les interactions entre les échelles expliquent une bonne partie du système fluvial et ne peuvent être mesurées qu'avec une telle méthode. Regamey et Lane (soumis) utilisent cet atout pour répondre à un objectif de géomorphologie fluviale et développent plus loin ces constatations.

Finalement, une démarche semblable à celle expliquée dans ce travail peut aussi être appliquée à l'échelle de la granulométrie. L'importance de telles données pour la géomorphologie fluviale n'est plus à prouver (p. ex. de Jong and Ergenzinger, 1998). De plus, une certaine littérature existe pour l'exploitation du MNT à l'échelle du grain et l'acquisition d'information pertinente (p. ex. Robert and Richards, 1988 ; Butler *et al.*, 2001 ; Taud and Parrot, 2005). Cette échelle peut être mesurée par les méthodes décrites dans ce travail à performances plus ou moins égales. Néanmoins, d'autres nouvelles méthodes prometteuses méritent d'être mentionnées. Le détecteur de mouvements *Kinect* pour la console de jeu vidéo *Xbox* développée par *Microsoft* produit des images en trois dimensions. Celles-ci sont exploitables pour de petites échelles d'analyse en géomorphologie (Mankoff and Russo, 2012). Les intérêts sont le prix (moins de 100 euros), la rapidité d'acquisition, la précision, la résolution et la maniabilité. Par ailleurs, un nouveau logiciel gratuit, *123D Catch* de *Autodesk* offre la possibilité de faire de la photogrammétrie de manière complètement automatisée sans calibration ni points de contrôle, avec des photographies obliques traditionnelles. Ses intérêts sont également le prix, la facilité d'utilisation et la rapidité à obtenir des résultats. Ces méthodes « grand public », en dépit de leur manque de sérieux, ont souvent des capacités étonnantes qui dépassent parfois les méthodes professionnelles et onéreuses. Partant, plus d'investigations devraient être menées dans cette direction.

4.5 Conclusion

Cette recherche donne les éléments essentiels pour l'élaboration d'un MNT des différences pour des études de géomorphologie fluviale sur la base de mesures acquises par lidar et photogrammétrie d'archives. Plusieurs étapes importantes sont mises à jour pour le bon déroulement de cette opération. Un premier accent est mis sur la production de données à long terme grâce à l'analyse d'images historiques et à plusieurs échelles spatio-temporelles grâce à la complicité des deux méthodes. Un deuxième accent est mis sur la gestion de l'erreur qui est un aspect important mais trop souvent ignoré dans ce genre de travail (Lane, 2000). Grâce à la méthode développée, des mesures de qualité à plusieurs échelles spatio-temporelles et à long terme sont extraites. Elles sont ainsi la base pour des interprétations géomorphologiques pertinentes (Fonstad and Marcus, 2010). Bien que l'étude soit faite pour le domaine fluvial, cette méthode est applicable à d'autres domaines. Les recherches basées sur de la télé-détection dans le domaine glaciaire (p. ex. Arnold *et al.*, 2008) et périglaciaire (p. ex. Avian, 2009 ; Ravanel et Lambiel, 2012) sont par exemple de plus en plus nombreuses.

Remerciements

Cette recherche a été possible grâce au soutien financier de la fondation Herbette (Université de Lausanne), au prêt du lidar par l'Institut de géomatique et d'analyse de risque (IGAR) de l'Université de Lausanne (UNIL), à la mise à disposition des images aériennes et des données *RINEX* par l'Office fédéral suisse de topographie (*swisstopo*), à N. Micheletti et J. H. Chandler pour la mesure du réseau de points de contrôle et N. Bätz, C. Neuffer et J. Racine pour l'aide à l'acquisition des données lidar.

5 Article

Objectif géomorphologique



> Prise d'eau du *Bas Glacier d'Arolla*
et accumulation sédimentaire de la
Borgne en aval

Impacts à long terme de l'extraction de l'eau à l'échelle d'un système sédimentaire d'une vallée latérale alpine

Benoît Regamey et Stuart Lane

Institut de Géographie et Durabilité (IGD), Université de Lausanne (UNIL), Suisse

Résumé

L'extraction de l'eau des rivières est une activité courante dans les systèmes hydroélectrique à accumulation alpins. La diminution de la capacité de transport mais pas de la livraison sédimentaire associée provoque des forçages importants sur le système fluvial en aval des prises d'eau. En effet, les sédiments maintenus pour ne pas combler les retenues et endommager les infrastructures sont régulièrement purgés dans le système naturel pour ne pas obstruer les prises. Peu d'études ont considéré ces impacts sur l'échelle des décennies et notamment les réponses d'un système où la livraison sédimentaire ne change pas et seules les débits liquides sont modifiés. Grâce aux mesures de téledétection effectuées par scannage laser (lidar) terrestre et photogrammétrie d'archives, les modifications morphologiques induites par ces forçages sont quantifiées à long terme et à plusieurs échelles spatio-temporelles. Pour le cas d'étude de la Borgne d'Arolla, au sud-ouest des Alpes suisses, une importante aggradation s'installe dès la mise en place de l'extraction de l'eau, traduisant une déconnexion sédimentaire en aval de la prise. Cette accumulation de charge solide, par des dynamiques propres, se disperse latéralement et migre en direction de l'aval. Sur une période suffisamment longue, ce déplacement pourrait potentiellement rétablir la connexion sédimentaire et ainsi augmenter sensiblement la livraison de matériel aux tronçons et cours d'eau aval.

5.1 Introduction

Dès le milieu du 20^{ème} siècle, l'hydroélectricité, par la construction de nombreux barrages et centrales au fil de l'eau (Petts and Gurnell, 2005), prend une place prépondérante dans la régularisation des cours d'eau alpins (Newson, 1997). Dès lors, les complexes hydroélectriques à accumulation sont souvent vastes et orientés vers une retenue principale de taille importante (Newson, 1997). Pour un rendement maximal, la surface drainée doit largement dépasser celle définie par ce dernier. Ainsi, plusieurs prises d'eau rattachées à un réseau d'adduction acheminent le liquide extrait des systèmes naturels au lac de retenue (Schnitter et Mörgeli, s. d. ; Grande Dixence S.A., s. d.). Partant, ces constructions provoquent des modifications plus ou moins marquées dans les dynamiques et formes des cours d'eau, pouvant mener à des conséquences potentiellement graves (p. ex. Petts, 1984 ; Surian, 1999 ; Loizeau and Dominik, 2000 ; Petts and Gurnell, 2005). Bonalumi *et al.* (2011) soulignent la domination des systèmes à accumulation dans les impacts aux rivières. Néanmoins, la gestion des sédiments est essentielle pour ces systèmes (Minor et Hager, 2004). Synonymes de problèmes et d'une baisse des rendements, ils diminuent sensiblement la capacité des retenues et détériorent les aménagements. Dans ce contexte, l'extraction de l'eau mais pas de la charge solide induite par les prises nécessite de les purger régulièrement pour relâcher les sédiments dans le système naturel. Ainsi, seuls les débits liquides sont diminués et la livraison sédimentaire subsiste en aval de ces aménagements.

Durant les 30 dernières années, l'attention scientifique s'est concentrée sur les impacts écolo-

giques (p. ex. Petts, 1985) et géomorphologiques des barrages, aménagements les plus imposants et voyants du complexe. Ces derniers provoquent notamment une modification du régime des débits liquides (p. ex. Weingartner et Aschwanden, 1994), des dynamiques sédimentaires (p. ex. Pizzuto, 2002 ; Curtis *et al.*, 2010) et de la morphologie des cours d'eau (p. ex. Bezinge, 1987 ; Nicholas *et al.*, 1998 ; Hicks *et al.*, 2006). Ces réponses s'inscrivent sur un tronçon plus ou moins grand, en aval et en amont de l'impact, rompant ainsi le continuum du cours d'eau (Vannote *et al.*, 1986 ; Tullis and Wang, sous considérations). Néanmoins, l'effet géomorphologique de l'extraction de l'eau associée à une livraison sédimentaire stable fait preuve de beaucoup moins d'information et d'un manque dans la recherche actuelle. Les rares études discutant ces aspects ont une échelle temporelle courte et une résolution spatiale des données faible (Gurnell, 1983 ; Klingeman *et al.*, 1998). Ainsi, elles ne permettent pas d'apprécier le problème à sa juste valeur (Lane *et al.*, 1996 ; Petts and Grunell, 2005). En effet, la complexité et la sensibilité du système fluvial (Ashworth and Ferguson, 1986) exigent des mesures à long terme et à plusieurs échelles spatio-temporelle avec une résolution fine (Lane *et al.*, 2003 ; Westaway *et al.*, 2003 ; Hicks *et al.*, 2006 ; Reid *et al.*, 2007 ; Fonstad and Marcus, 2010).

Partant, ce travail postule que l'extraction de l'eau par le biais de prises pour l'hydroélectricité produit des forçages majeurs sur la morphologie des rivières. Puisque la capacité de transport est fortement diminuée et associée à une livraison de sédiments inchangée permise par les purges, le cours d'eau devrait développer une importante dynamique d'aggradation en aval de l'aménagement. Celle-ci ne devrait se développer que sur une certaine distance, puisque les effets d'une perturbation s'atténuent avec son éloignement (Madej and Ozaki, 1996 ; Lisle *et al.*, 2001) et que les apports latéraux renaturalisent les dynamiques (Petts, 1984). Cette aggradation devrait également connaître des dynamiques propres. Celles-ci seraient responsables de sa dispersion en largeur et de sa migration vers l'aval. Ces comportements font preuve de plusieurs recherches, dont les auteurs parlent volontiers de « vague sédimentaire » (p. ex. Madej and Ozaki, 1996 ; Lisle *et al.*, 2001 ; Venditti *et al.*, 2010). Cette dynamique peut aussi être vue comme une déconnexion du transfert sédimentaire avec une diminution de la livraison en aval de l'aggradation sur la portion du cours d'eau affectée. Cet aspect est également discutable à grande échelle. Par exemple, Loizeau et Dominik (2000) observent une diminution du taux de sédimentation entre 1950 et 2000 dans le *Lac Léman*, bassin sédimentaire des Alpes de Suisse occidentale, expliquée par l'avènement de l'hydroélectricité dès le milieu du 19^{ème} siècle. Néanmoins, le doute subsiste de savoir si cette diminution est la cause d'une déconnexion permanente ou seulement temporaire liée à la diminution dans la vitesse du transfert sédimentaire. Le déplacement de la sédimentation postulée pourrait ainsi être un signe de reconnexion. En augmentant la livraison sédimentaire dans les rivières en aval, cette hypothèse pourrait avoir des conséquences importantes pour la gestion des cours d'eau et sérieuses en terme de risque naturel.

Ainsi, cette étude pose la question de savoir quelles sont les réponses morphologiques et l'impact sur le transfert sédimentaire de l'extraction de l'eau pour l'hydroélectricité sur une rivière de montagne, la Borgne d'Arolla dans les Alpes suisses ? Pour contourner les problèmes et manques récurrents déjà mentionnés pour ce genre d'étude, cette recherche est faite à plusieurs échelles temporelles et à haute résolution spatiale, grâce à l'application de la télédétection. Deux sous-objectifs, structurant les conclusions de cette étude, permettent de remplir l'objectif principal : (1) quantifier les taux et structures spatio-temporelles des changements morphologiques en termes de volume et de surface sédimentaire (zones d'érosion et de dépôt) ; et (2) comprendre les processus de transfert sédimentaire associés, notamment sur la base des interactions entre formes et processus.

5.2 Méthodes

La mise en place de cette recherche nécessite 3 étapes fondamentales : (1) l'identification d'un terrain d'étude, sur la base de ses caractéristiques illustrant la problématique, son accessibilité pour faciliter les mesures et sur les synergies avec d'autres travaux au sein de l'institut responsable de cette recherche ; (2) l'acquisition de données morphologiques à haute résolution et à plusieurs échelles spatio-temporelles, sous la forme de modèles numériques de terrain (MNT) et d'orthophotos ; et (3) effectuer des traitements sur ces données pour obtenir des informations géomorphologiques utiles aux objectifs de l'étude.

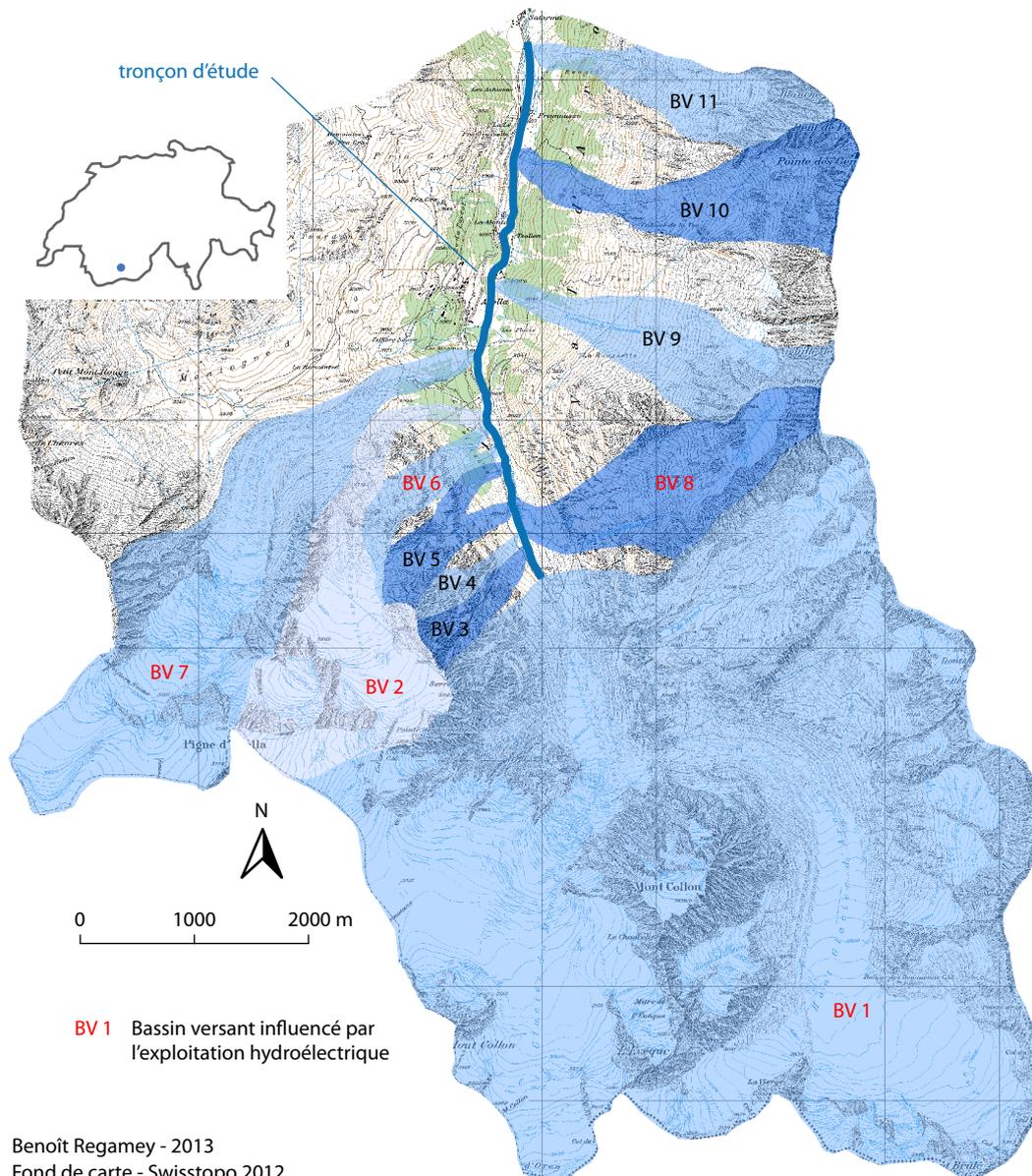


Figure 5.1 - Tronçon d'étude et hydrologie de la *Borgne d'Arolla* à l'échelle de la vallée. Seuls les bassins versants importants sont indiqués.

5.2.1 Terrain d'étude

L'étude est réalisée sur un tronçon de 5 km, le long de la Borgne d'Arolla, en aval de la prise d'eau du *Bas Glacier d'Arolla*, au sud-ouest des Alpes suisses (figure 5.1). Rivière de montagne en tresses, à régime glaciaire (Schoch, 2004), connaissant à l'état naturel d'importantes fluctuations saisonnières (maximum en saison estivale dépassant $5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ et nul en hiver) et journalières (maximum diurne et minimum nocturne oscillant entre 1 et $3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$) des débits, la Borgne est fortement modifiée par l'extraction de l'eau pour l'hydroélectricité (figure 5.1) (Grande Dixence S.A., s. d.). Elle est un affluent du *Rhône* 2 km en amont de la ville de *Sion* (Gomez, 1983).

La nature des bassins versants affectant la Borgne est soit glaciaire (figure 5.1, BV 1, 2 et 7) soit périglaciaire avec une forte torrentialité (figure 5.1, BV 3, 4, 5, 6, 8, 9, 10 et 11) (Kunz, 1997). Configuration qui induit une forte production sédimentaire ainsi qu'une énergie et des changements importants dans le système fluvial (Fenn and Gurnell, 1987 ; Warburton, 1990 ; Harbor and Warburton, 1993). L'héritage glaciaire, géologique et géomorphologique à l'échelle de la vallée définit des zones globales de sédimentation et d'érosion (Bucher *et al.*, 2003), par le biais de forçages sur les dynamiques fluviales (Malavoi et Bravard, 2010). Les premières comprennent un espace d'accommodation large et une pente faible et inversement pour les secondes. Partant, les discontinuités induites par le glaciaire et la géologie (verrous et ombilics) sont formées dans le substratum rocheux et sont indépendantes du cours d'eau. Celles issues de la géomorphologie (cônes de déjection torrentiels) sont non consolidées mais supposées stables et indépendantes de l'échelle du cours d'eau. Dans le tronçon d'étude, nous distinguons ainsi 4 zones (A, B, C et D) de dépôt séparée par des sections où le transport et l'érosion dominent (figure 5.2). La zone A correspond à un ombilic glaciaire. B est dû à l'apport sédimentaire de *Tsijjore Nouve*, dont le transport est diminué par l'adoucissement de la pente induit par le cône de déjection du *Torrent de la Roussette*. La zone C s'inscrit à nouveau dans un ombilic, dont D en profite et est accentué par le cône de déjection de *Satarma* en rive droite.

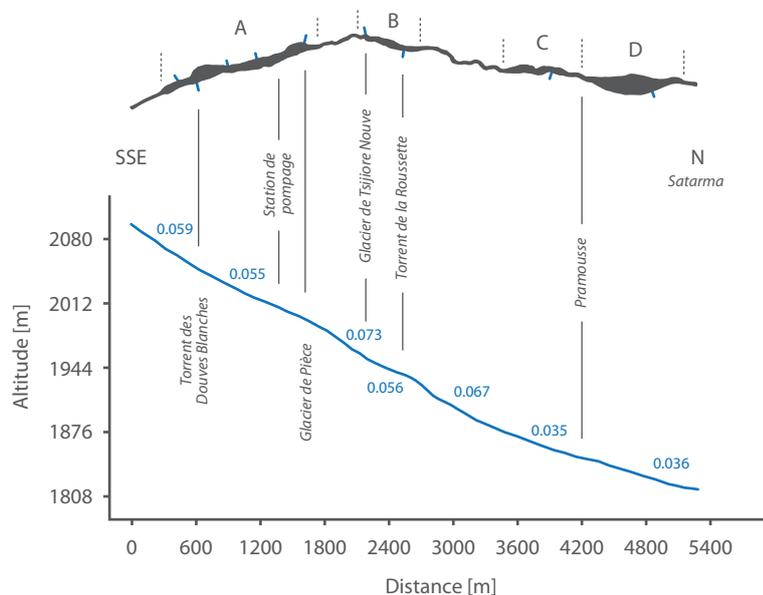


Figure 5.2 - Pente, espace d'accommodation et zones d'aggradation préférentielles de la *Borgne d'Arolla* en amont de *Satarma*. Données de SwissTopo (office fédéral suisse de topographie), 2012.

Partant, la largeur du lit évolue entre quelques centaines de mètres pour les zones de sédimentation et moins de 10 m pour les sections encaissées.

Dès 1961, le bassin versant de la Borgne est exploité par le plus grand complexe hydroélectrique de Suisse, dirigé par la société *Grande Dixence S.A.* Les eaux de ce dernier et celles de la *Matter Vispa* sont en grande partie extraites par 75 prises d'eau pour remplir le lac de retenue du *Val des Dix* (figure 5.3) (*Grande Dixence S.A.*, s. d.). L'effet sur les débits est marqué, ceux de la Borgne sont le plus souvent nulles, à part lors de purges chassant les sédiments, où ils atteignent entre 1 et 2 m^3s^{-1} . Ainsi, les crues, potentiellement efficaces pour le transport, sont réduites en termes de fréquence, durée et magnitude. Une étude a déjà évalué les effets de l'exploitation hydroélectrique sur la Borgne d'Arolla. Avec des mesures obtenues sur une période de 3 ans à la fin des années 1970, Gurnell (1983) conclut à une stabilisation des réponses morphologiques de l'extraction de l'eau avec

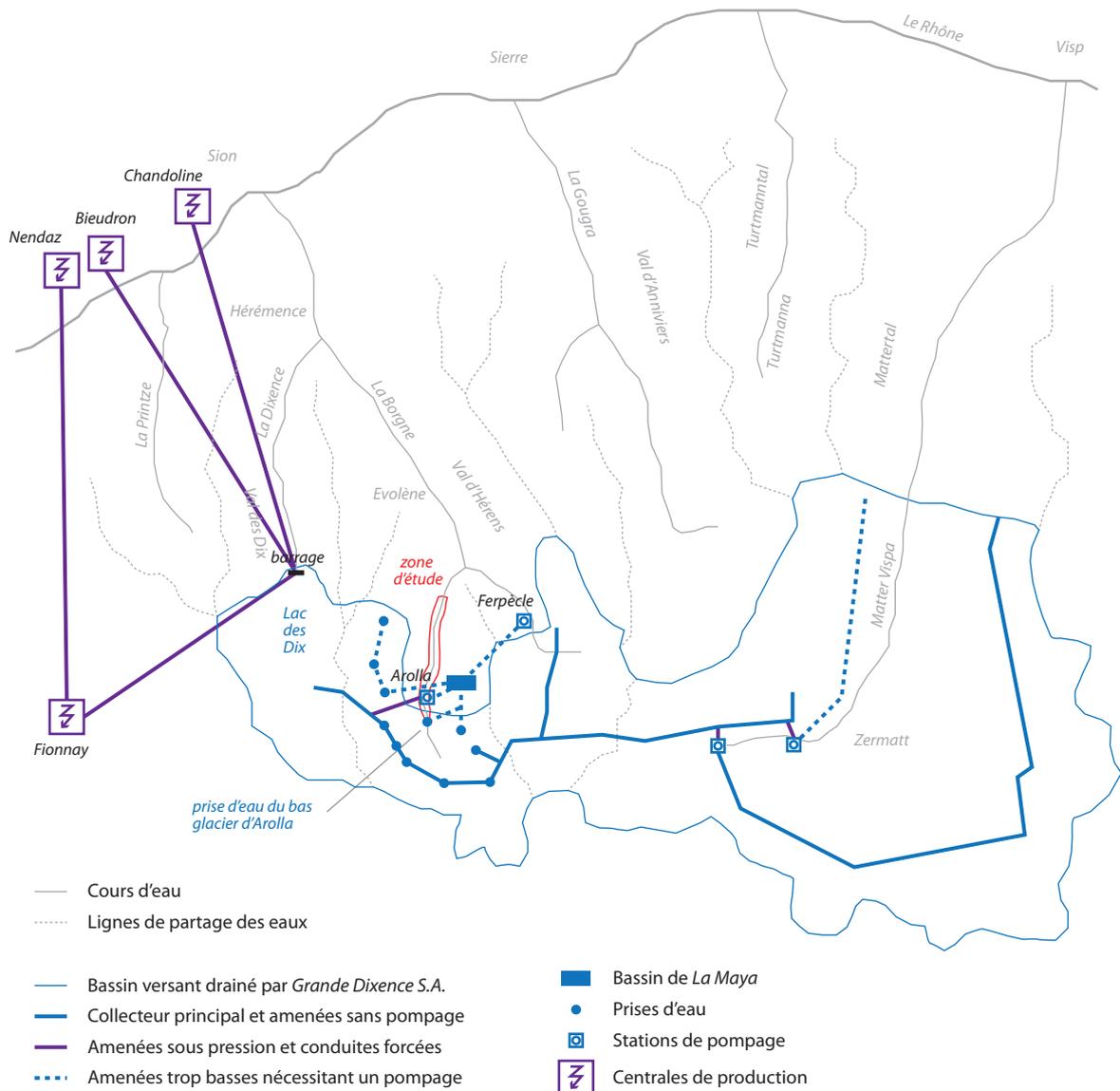


Figure 5.3 - Complexe hydroélectrique *Grande Dixence S.A.* et extraction de l'eau dans le bassin versant de la *Borgne d'Arolla*.

notamment une réduction dans la largeur du lit. Dans cette recherche, nous profitons des développements dans la télédétection pour étudier ces effets sur une échelle temporelle plus importante.

5.2.2 Télédétection et changements morphologiques

La méthode globale de cette recherche consiste à étudier des mesures acquises par télédétection à différentes dates, rattachées à une échelle temporelle définie. Cette information prend la forme de modèle numérique de terrain (MNT) représentant les différences dans les altitudes, ou les changements morphologiques entre deux états, sous forme d'une matrice (Lane *et al.*, 2003). Les informations géomorphologiques requises pour l'objectif de l'étude sont acquises par plusieurs traitements sur ces MNT des différences appartenant au paradigme des méthodes inverses (Ashmore and Church, 1998), discutées plus loin dans ce travail. Cette approche est classique dans les études de géomorphologie fluviale (p. ex. Lane *et al.*, 1996 ; Westaway *et al.*, 2003 ; Hicks *et al.*, 2006)

La date des prises de mesures et les méthodes utilisées sont définies selon trois échelles spatio-temporelles. La première, petite et courte, mesure à l'aide du scannage laser (lidar) terrestre les deux premiers tiers de la zone A (figure 5.2) pendant une dizaine de jours avec une granularité fine. Les dates de mesure sont le 9, le 10, le 11, le 12, le 15, le 16 et le 19 juillet 2012. L'échelle spatiale petite et temporelle moyenne utilise également le lidar. Les dates de mesure sont le 9 juillet, le 15 août et le 21 septembre 2012. La troisième échelle, grande et longue, mesure grâce à la photogrammétrie d'images d'archives et aux orthophotos associées l'entier du terrain d'étude (figure 5.1) sur une période de 53 ans pour les orthophotos et 51 ans pour la photogrammétrie avec une granularité plus grossière. Les mesures sont prises durant la saison estivale en 1959, 1961, 1965, 1983, 1988, 1994, 2001 et 2005 pour la photogrammétrie. De plus, un MNT de 2010, le *swissALTI3D* est fourni par l'Office suisse de topographie (Swisstopo). Les orthophotos sont disponibles en 1959, 1961, 1965, 1983, 1988, 1994, 1999, 2001 et 2005. Des mesures GPS-RTK (*Global Positioning System – Real Time Kinematic*) remplacent l'information issue de celles-ci pour 2012.

5.2.3 Scannage laser (lidar) terrestre

Le scannage laser terrestre, plus communément appelé lidar de l'anglais *Light Detection and Ranging* mesure la distance de chaque point, basée sur le temps de vol d'un signal proche infra-rouge. Nous renvoyons le lecteur au texte d'Abellan *et al.* (2009) pour une explication complète de cette méthode. Grâce au GPS-RTK, la position du lidar et son orientation peuvent être connues précisément et les MNT issus de ses mesures peuvent ainsi être acquis dans le système de coordonnées national suisse (CH-1903). Leur maniabilité et comparaison dans le temps sont ainsi facilitées. Cooper (1987) donne les éléments nécessaires pour ce genre de manipulations. Cette méthode a déjà fait ses preuves pour les applications fluviales (p. ex. Lane *et al.*, 2003 ; Milan *et al.*, 2007).

Le matériel utilisé est un Ilris 3D de la marque Optech avec une gamme allant de 3 à 800 mètres. Ici, le but n'est pas d'expliquer la marche à suivre utilisée pour obtenir un MNT avec des mesures lidar mais de retracer rapidement les étapes clé. Nous renvoyons le lecteur à Regamey et Lane (soumis) pour une explication complète. Pour l'acquisition des mesures aux deux échelles spatio-temporelles et pour chaque date, 4 scans sont nécessaires, deux sur chaque rive (pour l'amont et l'aval). Ainsi, les zones d'ombre sont limitées. Chaque scan est aligné sur la grille nationale suisse (CH-1903) grâce à des cibles mesurées au GPS-RTK et à la visualisation des nuages de points ce celles-ci avec le logiciel libre *CloudCompare*. La double information (système lidar et national) permet les manipulations données par Cooper (1987), qui sont implémentées dans des scripts *MATLAB*. A ce stade, le nuage

de points regroupant les 4 mesures alignées est interpolé avec le logiciel *Surfer* (*Golden Software*) pour obtenir une grille régulière nécessaire au MNT. Dès lors, le modèle d'interpolation spatiale et la résolution associée ont été choisis de manière optimale. Une attention particulière est donnée à la gestion de l'erreur. Celle-ci n'étant pas constante dans l'espace, elle est mesurée et interpolée sur chaque cellule du MNT de la même manière que les mesures. La dernière étape consiste à soustraire les MNT entre eux pour obtenir les MNT des différences des dates désirées. Grâce à l'erreur de chacun, un seuil de détection est calculé, permettant de différencier les vrais changements du bruit. Ces post-traitements sont faits avec la complémentarité de *MATLAB* (*MathWorks*) et *Saga* (SIG).

5.2.4 Photogrammétrie

Cette méthode de téledétection passive mesure la distance de plusieurs pixels appartenant à deux images représentant le même objet. Cette double information pour chaque pixel (positions en deux dimensions X et Y sur les images) permet de résoudre un système d'équation donnant la troisième dimension Z. Nous renvoyons le lecteur à l'ouvrage de Fryer *et al.* (2007) pour une explication complète mais simple de cette méthode et de son potentiel. Là aussi, le GPS-RTK permet de connaître la position et l'orientation exactes des appareils photographiques permettant de sortir des MNT aux coordonnées nationales suisses (CH-1903). Ces traitements sont expliqués dans le travail plus complexe et détaillé de Ghosh (1988). Les applications en géomorphologie fluviale sont nombreuses (p. ex. Lane *et al.*, 1994 ; Lane *et al.*, 2003 ; Westaway *et al.*, 2003 ; Hicks *et al.*, 2006) et ont contribué substantiellement aux savoirs de ce domaine (Sambrook Smith *et al.*, 2006).

Pour cette recherche, les images utilisées sont des photographies aériennes à une échelle moyenne de 1:24'000, prises et scannées par l'Office fédéral suisse de topographie (Swisstopo). Ce dernier donne également les éléments d'orientation pour calibrer les images. Dès lors, à chaque date de mesure, plusieurs photos (entre 2 et 5) se chevauchant sont nécessaires pour mesurer l'entier du terrain. Là non plus, nous n'expliquons pas la marche à suivre complète pour l'obtention d'un MNT, celle-ci peut être trouvée dans le travail de Regamey et Lane (soumis). Néanmoins, nous parcourons ici les étapes fondamentales. Pour la photogrammétrie, l'alignement des nuages de points se fait simultanément avec l'acquisition des données dans le logiciel *Leica Photogrammetry Suite* (*LPS*) du fabricant *ERDAS*. Pour ce faire, un réseau d'objets visibles sur les photos aériennes et stables sur les 51 ans de mesure est mesuré au GPS-RTK. En ce sens, ils sont équivalents aux cibles du lidar. Une fois le nuage de points acquis et aligné, les procédures sont les mêmes que pour le scannage laser. Par contre, l'erreur, plus difficile à mesurer avec cette méthode, n'a pas de spatialité. Ainsi, les seuils de détection associés aux MNT des différences sont une simple valeur, valable pour toutes les cellules d'une matrice.

5.2.5 Orthophotos

Les orthophotos sont des images aériennes libérées de leurs distorsions induites par la topographie grâce à un MNT (*ERDAS*, 2010). Souvent, les coordonnées en deux dimensions (X et Y) des pixels correspondent à un système connu. Partant, les images sont dites géoréférencées et les formes y sont correctement représentées.

Les photographies aériennes utilisées sont les mêmes que celles de la photogrammétrie. Toutefois, les dates changent légèrement avec l'ajout de mesures en 1999. *LPS* permet également d'obtenir les orthophotos sur la base de MNT acquis par la photogrammétrie. Elles sont donc géoréférencées sur le système de coordonnées national suisse (CH-1903). Pour chaque date, une à deux images

nous permettent de digitaliser, dans l'environnement *ArcMap (ArcGIS)*, la zone sédimentaire active de la rivière sur l'entier du terrain. Les données vectorielles obtenues sont ainsi manipulées en une information géomorphologique, la surface de l'accumulation sédimentaire. Ce calcul est également fait avec *ArcMap (ArcGIS)*.

5.2.6 Du MNT des différences aux informations géomorphologiques

Possédant un MNT des différences d'une rivière, les méthodes inverses permettent de calculer la distance et le taux de transport sédimentaire. Ceci nécessite de définir des sections transversales *i* au cours d'eau possédant *j* cellules dans le MNT. Pour chaque section, le changement net de volume est calculé selon l'équation 5.1 :

$$\Delta Volume_{section\ i} = \sum_j^n \Delta Z_{ij} \Delta x \Delta y \tag{5.1}$$

Où Δx et Δy correspondent à la résolution des deux axes. La mise en relation de cette information sur l'axe des ordonnées avec la distance entre les sections sur l'axe des abscisses (orientée amont-aval) permet de définir la distance de transport (Lane, 1998). Elle correspond à la portion de la courbe en dessous de zéro. En effet, l'absence de dépôt ne peut être associée qu'à un certain transport sédimentaire. Un tel graphique permet également de résumer l'information d'un MNT des différences parfois trop complexes.

L'application des méthodes inverses est utilisée ici pour calculer le taux de transport des sédiments nécessaires pour conserver la masse sédimentaire à l'échelle temporelle définie par les MNT (figure 5.4). En effet, une charge érodée et donc transportée se propage sans perte à la cellule aval. Néanmoins, le signe entre les deux sections est négatif puisque une aggradation, traduite par un changement de volume positif, induit une diminution du transport et inversement pour l'érosion. Le taux de transport étant exprimé en kgs^{-1} , il est nécessaire de multiplier la différence de volume par la masse volumique des sédiments ρ avec une correction pour leur porosité ε et de diviser le tout par le temps

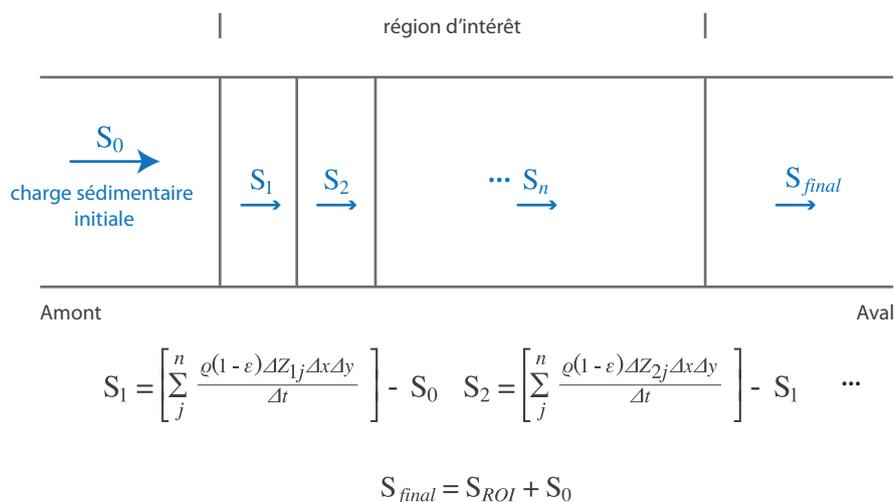


Figure 5.4 - Calcul du taux de transport sédimentaire. D'après Lane, 1998.

Δt sur lequel les calculs sont faits (Lane, 1998). Ces valeurs sont trouvées dans la littérature (Lane, 1998) et valent 2650 kgm^{-3} pour la masse volumique et 0.82 pour la porosité. Comme la charge sédimentaire initiale S_0 n'est pas connue pour cette étude, elle est remplacée par le taux de transport minimal de la région d'intérêt pour éviter des taux de transport négatifs (Ashmore and Church, 1998).

D'autres informations sont calculées sur la base de MNT des différences, comme le changement de volume net pour une zone, reprenant l'équation 5.1. Avec les mesures de surface, les changements dans la hauteur moyenne des dépôts sédimentaires sont calculés comme le volume divisé par la surface. La largeur moyenne du lit et ses fluctuations sont également calculées par la surface de l'accumulation sédimentaire divisée par la longueur de celle-ci.

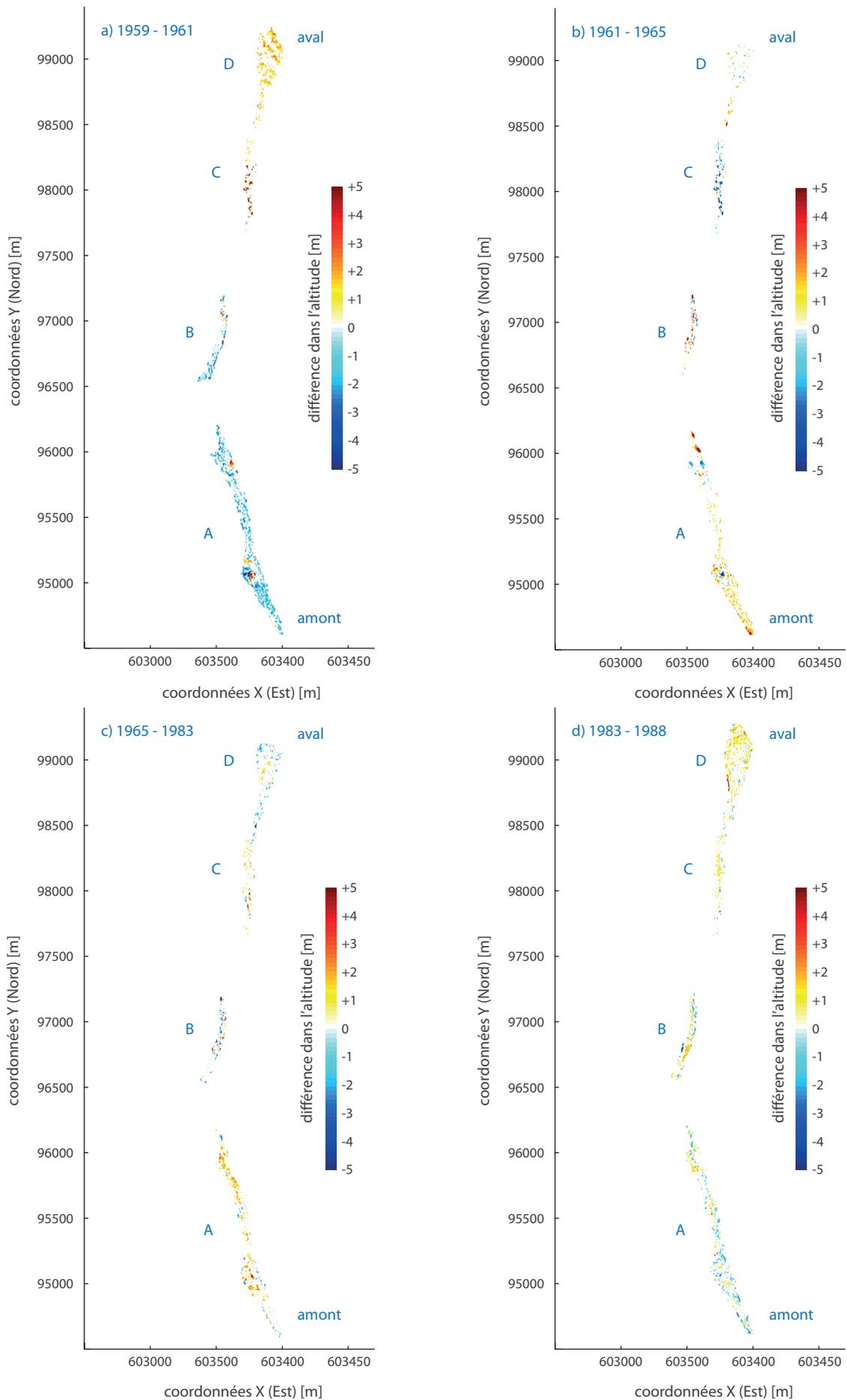
5.3 Résultats

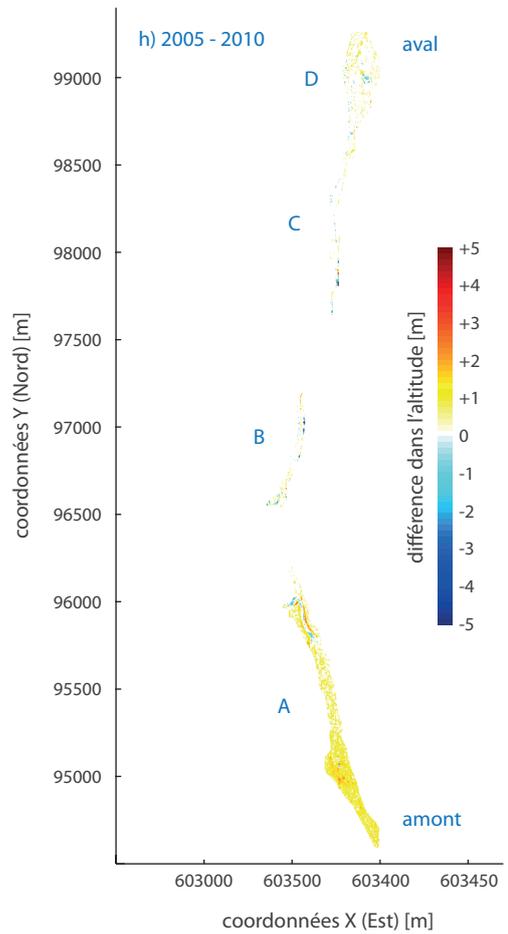
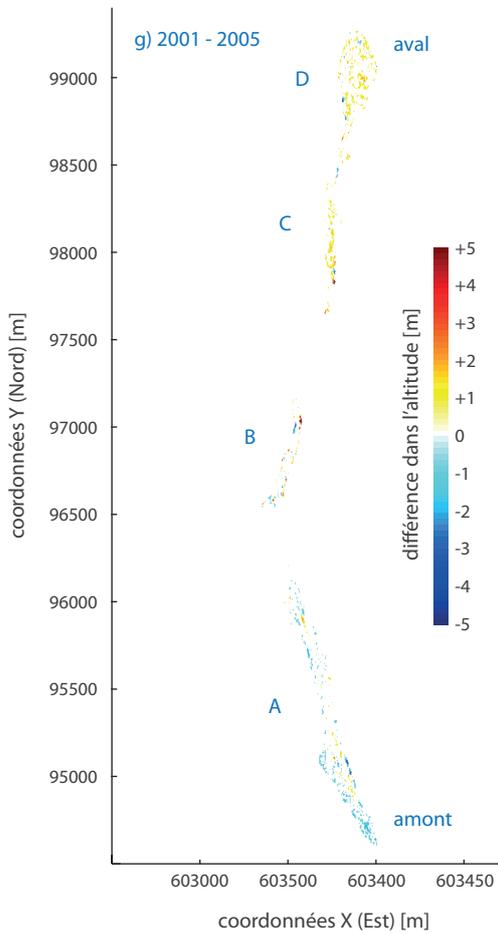
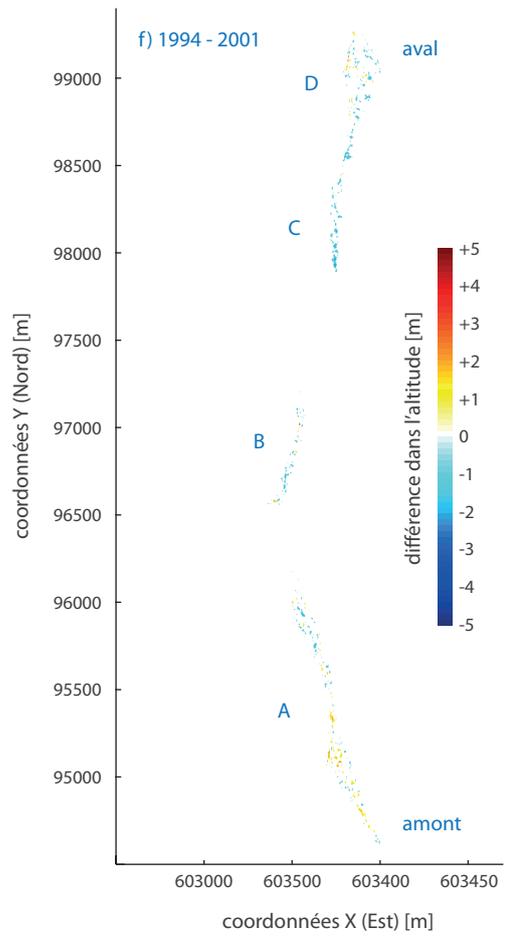
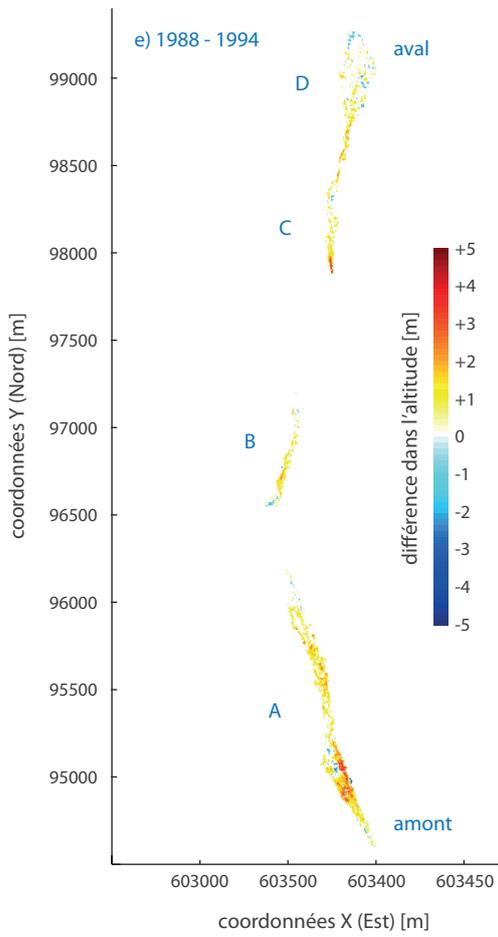
5.3.1 Changements morphologiques à long terme

La figure 5.5 montre les 9 MNT des différences, avec une résolution de 1 mètre, issus de la photogrammétrie. Ces résultats permettent d'apprécier les changements dans l'altitude et leur répartition spatiale. Ainsi, les couleurs bleues correspondent à une différence négative (érosion) et inversement pour les couleurs rouges (dépôt). La résolution ne permet toutefois pas d'apprécier les formes fluviales. La qualité des données (précision de l'ordre de dizaines de centimètre voir du mètre) induit un seuil de détection entre 0.5 et 1.2 m (tableau 5.1). Les MNT ont été séparés selon les 4 zones (A, B, C et D) de sédimentation définies ci-dessus (figure 5.2). La figure 5.5i représente la période depuis la construction de la prise d'eau jusqu'à nos jours et permet d'évaluer ses impacts globaux. Les résultats sont décrits dans le tableau 5.2.

MNT des différences	Seuil de détection [m]
1959-1961	1.1485
1961-1965	1.2172
1965-1983	1.1281
1983-1988	0.7093
1988-1994	0.5675
1994-2001	0.9656
2001-2005	0.9206
2005-2010	0.4964

Tableau 5.1 - Qualité des MNT des différences de la photogrammétrie





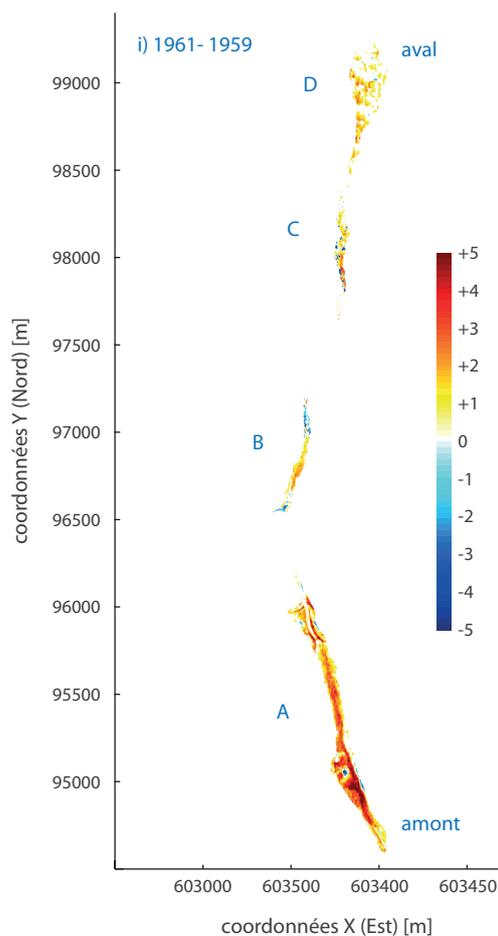


Figure 5.5 - MNT des différences à long terme entre 1959 et 1965 (a), 1961 et 1965 (b), 1965 et 1983 (c), 1983 et 1988 (d), 1988 et 1994 (e), 1994 et 2001 (f), 2001 et 2005 (g), 2005 et 2010 (h), 1961 et 2010 (i).

Les graphiques de la figure 5.6 représentent le changement de volume selon l'équation 5.1 et le taux de transport selon la figure 5.4, basés sur les MNT des différences de la figure 5.5 pour chaque section transversale du cours d'eau. Ces dernières sont espacées d'un mètre et couvrent l'entier du terrain, de l'amont à l'aval. La séparation selon les zones de sédimentation (A, B, C et D) et leur couleur associée permettent de connaître les dynamiques globales de ces 4 bassins.

Mis à part les observations déjà faites sur les MNT des différences, d'autres informations ressortent de ces résultats. Par exemple, l'aggradation dans la zone A de 1961 à 1965 (figure 5.6b) se fait en amont alors qu'elle évolue plutôt en aval de 1965 à 1983 (figure 5.6c). De 1983 à 1988 (figure 5.6d), le dépôt des zones A et D est concentré dans leur partie aval alors que ces derniers migrent vers l'amont pour les 4 zones de 1988 à 1994 (figure 5.6e). A nouveau, l'aval des zones B et D de 2001 à 2005 (figure 5.6g) est dominé par le dépôt et c'est l'amont de la zone A qui subit une aggradation importante (entre 100 et 200 m³) entre 2005 et 2010 (figure 5.6h). Entre 1961 et 2010 (figure 5.6i), période complète de l'influence de la prise d'eau, l'aggradation est présente dans les 4 zones, mais surtout marquée dans la zone A. Le taux de transport, variable ventilée par le temps, permet d'estimer les différences dans l'activité morphologique durant ces périodes. Elle est maximale entre 1959 et 1961 (figure 5.6a) avec des taux allant jusqu'à 3.5 kgs⁻¹ et s'amenuise par la suite. Ils dépassent rarement 1 kgs⁻¹ à part entre 1988 et 1994 (figure 5.6e) et 2005 et 2010 (figure 5.6h) où

	A	B	C	D
1959-1961	L'érosion domine avec des diminutions marquées (entre -1 et -2 m). Les taches de changements forts (entre -5 et +5 m) sont dues aux extractions de matériel pour la construction, menées dans ce temps (visibles sur les orthophotos)	L'érosion domine avec une diminution marquée (entre -1 et -2 m)	Le dépôt domine avec une augmentation importante (entre +1 et +2 m)	Le dépôt domine avec une augmentation importante (entre +1 et +2 m)
1961-1965	Le dépôt domine avec des augmentations comprises entre +1 et +2 m. Les changements forts sont toujours artificiels	Le dépôt domine avec des augmentations comprises entre +1 et +2 m	Importante érosion avec une diminution autour de -3 m	Equilibre dominé par une légère sédimentation avec des changements ne dépassant pas +1 m
1965-1983	Important dépôt (entre +1 et +4 m), dû notamment à la durée importante de l'intervalle (18 ans)	Equilibre entre érosion et dépôt (domination du transport)	Légère sédimentation autour de +1 m	Equilibre légèrement dominé par une érosion ne dépassant pas -1 m
1983-1988	Equilibre entre érosion et dépôt (domination du transport)	Equilibre entre érosion et dépôt (domination du transport)	Le dépôt domine avec des augmentations comprises entre +0.5 et +1.5 m	Le dépôt domine avec des augmentations comprises entre +0.5 et +1.5 m
1988-1994	Importante aggradation comprise entre +1 et +3 m	Importante aggradation comprise entre +1 et +3 m	Importante aggradation comprise entre +1 et +3 m	Equilibre entre érosion et dépôt (domination du transport)
1994-2001	Aggradation peu marquée, ne dépassant pas +0.5 m	Erosion peu marquée, ne dépassant pas -0.5 m	Erosion peu marquée, ne dépassant pas -0.5 m	Erosion peu marquée, ne dépassant pas -0.5 m
2001-2005	Erosion peu marquée, ne dépassant pas -1 m	Equilibre entre érosion et dépôt (domination du transport)	Aggradation peu marquée, ne dépassant pas +1 m	Aggradation peu marquée, ne dépassant pas +1 m
2005-2010	Le dépôt domine avec des valeurs autour de +1 m	Equilibre entre érosion et dépôt (domination du transport)	Equilibre entre érosion et dépôt (domination du transport)	Aggradation peu marquée, ne dépassant pas +0.5 m
1961-2010	Important dépôt compris entre +3 et +5 m, dû notamment à l'intervalle de 49 ans	L'aggradation domine avec des valeurs entre +1 et +3 m	L'aggradation domine de manière importante avec des valeurs entre +2 et +4 m	L'aggradation domine avec des valeurs entre +1 et +3 m

Tableau 5.2 - Résultats des MNT des différences à long terme.

la zone A semble plus active. Entre 1959 et 1961 (figure 5.6a), 1983 et 1988 (figure 5.6d) et 2001 et 2005 (figure 5.6g), la courbe du taux de transport est concave induisant une augmentation du transport à l'amont et une diminution à l'aval. La tendance s'inverse pour les autres périodes (figure 5.6b, 5.6c, 5.6e, 5.6f, 5.6h et 5.6i).

La figure 5.7 montre les changements de volume par année sur les 51 années du tronçon d'étude (figure 5.7a) et des zones de sédimentation (figure 5.7b). Les changements totaux (figure 5.7a) affichent trois périodes d'augmentation marquées entre 1961-1965, 1988-1994 et 2005-2010. Une légère diminution s'inscrit de 1965 à 1983, plus marquée entre 1994 et 2001. De 1959 à 1961, les zones A et B sont dominées par une diminution de volume puis par une augmentation entre 1961 et 1965 (figure 5.7b). L'effet est inversé pour les zones C et D. Passé cette date, les changements sont moins marqués. Néanmoins, le volume de la zone A augmente sensiblement entre 1988 et 1994 ainsi qu'entre 2005 et 2010 avec une légère diminution de 1983 à 1988 et entre 2001 et 2005. Le

Impacts à long terme de l'extraction de l'eau sur une vallée latérale alpine

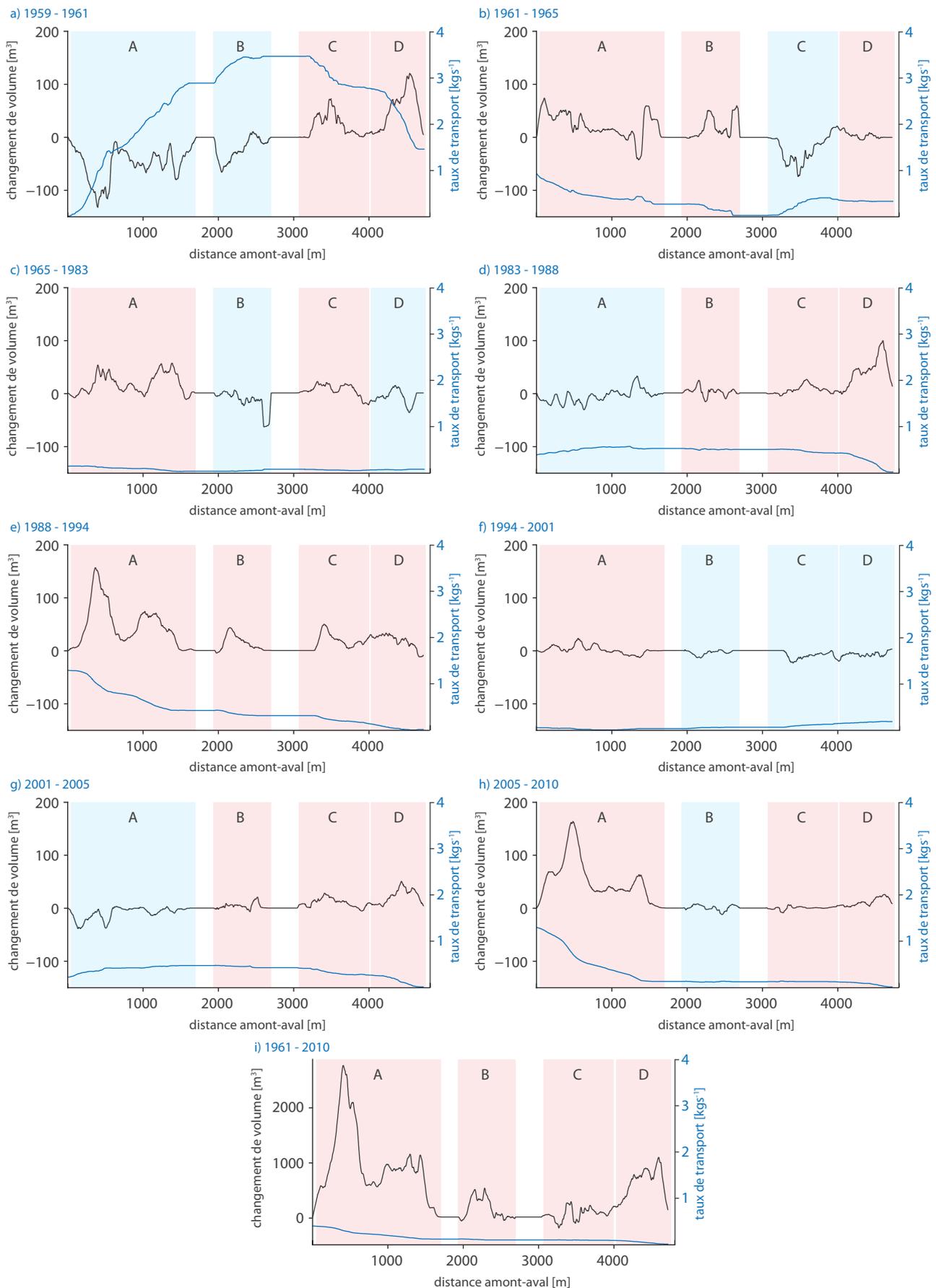


Figure 5.6 - Changement de volume et taux de transport sédimentaire à long terme entre 1959 et 1961 (a), 1961 et 1965 (b), 1965 et 1983 (c), 1983 et 1988 (d), 1988 et 1994 (e), 1994 et 2001 (f), 2001 et 2005 (g), 2005 et 2010 (h), 1961 et 2010 (i). Le bilan de chaque zone A, B, C et D est indiqué par une couleur, rouge pour un total positif (dépôt) et bleu pour un total négatif (érosion).

volume de la zone D augmente de 1983 à 1988 et entre 2001 et 2005. Ainsi, l'effet est inversé par rapport à la zone A.

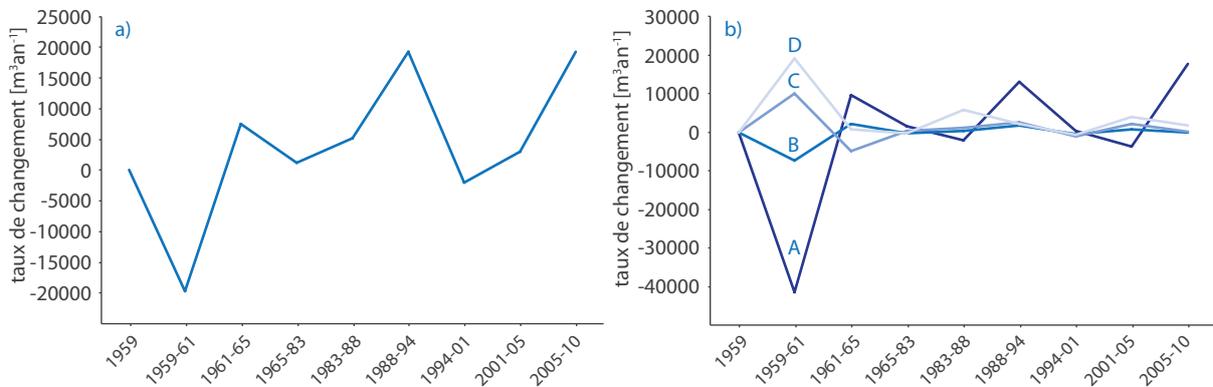


Figure 5.7 - Changements dans le volume sédimentaire à long terme entre 1959 et 2010 du tronçon d'étude (a) et des zones de sédimentation (b). Mesure entre 1959 et 1961, 1961 et 1965, 1965 et 1983, 1983 et 1988, 1988 et 1994, 1994 et 2001, 2001 et 2005, 2005 et 2010.

Les résultats de la figure 5.8 permettent d'apprécier les changements dans la largeur moyenne du lit par année. A l'échelle du tronçon (figure 5.8a), l'augmentation ressort entre 1983 et 1994 et entre 2005 et 2012 ainsi qu'entre 1999 et 2001, mais de façon moins marquée. Une légère diminution de la largeur est également observée de 1965 à 1983. Pour les zones de sédimentation (figure 5.8b), un élargissement marqué des 4 zones se produit entre 1983 et 1988. Il se poursuit jusqu'en 1994 de façon importante pour la zone D et plus faiblement pour les autres. Dès 1999, seule la zone D voit sa largeur évoluer avec une forte augmentation entre 1999 et 2001 ainsi qu'entre 2005 et 2012.

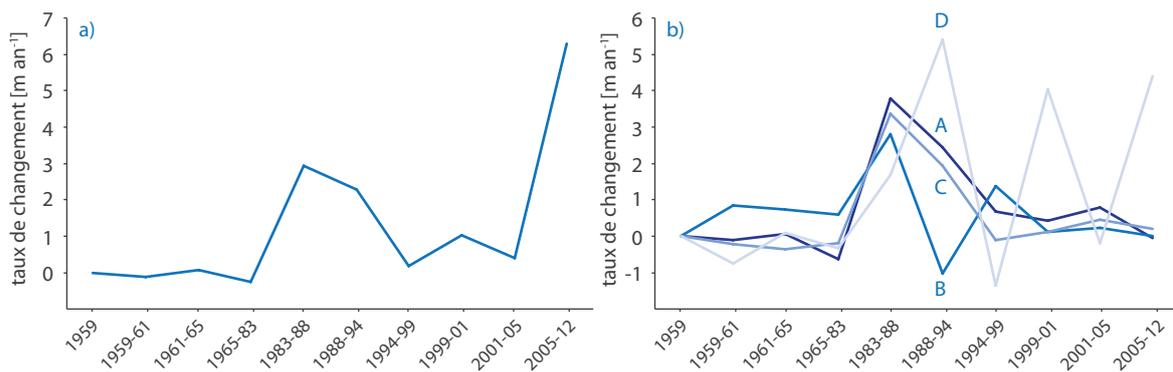


Figure 5.8 - Changements dans la largeur du lit à long terme entre 1959 et 2012 du tronçon d'étude (a) et des zones de sédimentation (b). Mesure entre 1959 et 1961, 1961 et 1965, 1965 et 1983, 1983 et 1988, 1988 et 1994, 1994 et 1990, 1999 et 2001, 2001 et 2005, 2005 et 2012.

La figure 5.9 montre les changements dans la hauteur moyenne des sédiments par année. Pour le tronçon d'étude (figure 5.9a), la hauteur commence par diminuer entre 1959 et 1961 puis aug-

mente à trois reprises, de façon marquée entre 1961 et 1965 et plus légèrement de 1983 à 1994 et entre 2001 et 2010. Pour les zones de sédimentation (figure 5.9b), la hauteur moyenne diminue de 1959 à 1961 pour A et B pour remonter jusqu'en 1965. La tendance est inversée pour C et D. Dans les deux cas, les magnitudes sont plus élevées pour B et D. De plus, la diminution pour D continue jusqu'en 1983. Pour les intervalles plus récents, les changements tendent à se stabiliser. Toutefois, une augmentation se dessine entre 2005 et 2010 pour la zone A. Globalement, la structure suit assez bien celle de la figure 5.7.

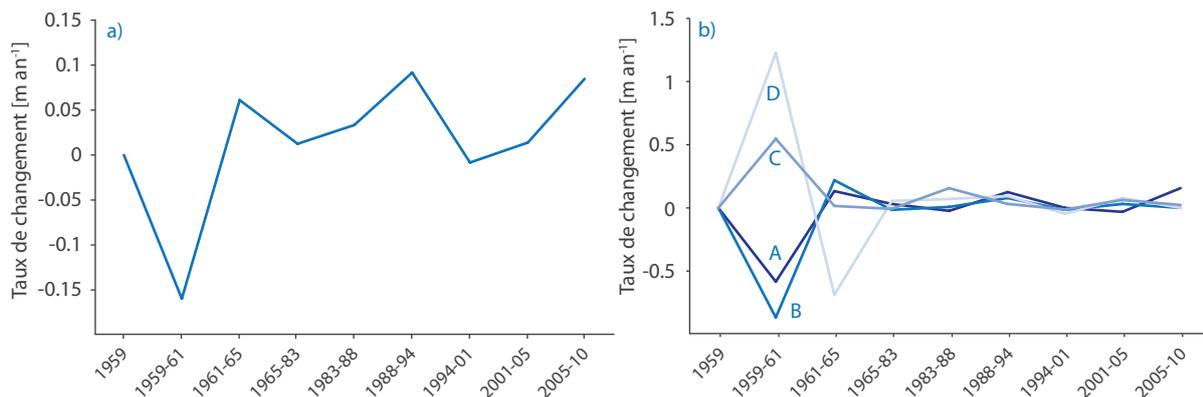


Figure 5.9 - Changements dans la hauteur des sédiments à long terme entre 1959 et 2012 du tronçon d'étude (a) et des zones de sédimentation (b). Mesure entre 1959 et 1961, 1961 et 1965, 1965 et 1983, 1983 et 1988, 1988 et 1994, 1994 et 2001, 2001 et 2005, 2005 et 2010.

La figure 5.10 représente la moyenne des taux de transport de la figure 5.6 pour chaque zone de sédimentation. Ces résultats montrent un changement brusque en 1965 avec une diminution marquée (d'environ 2.5 kg s^{-1} à environ 0.5 kg s^{-1}) pour les 4 zones de sédimentation, suivie d'une sta-

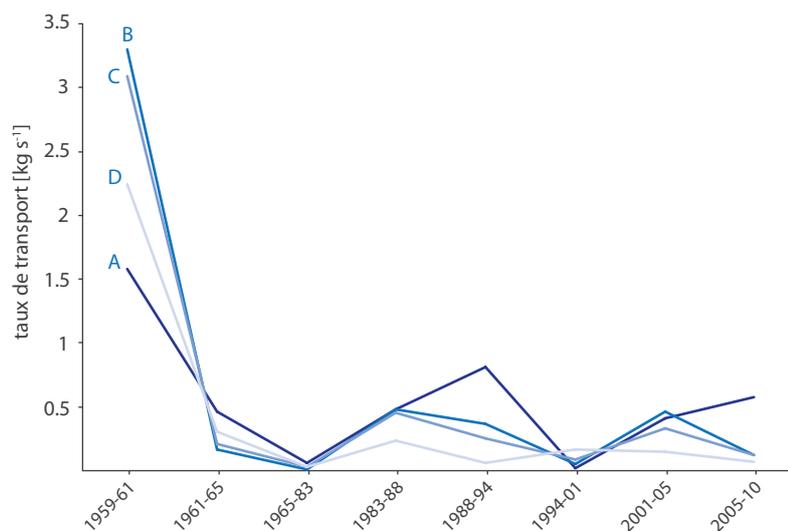


Figure 5.10 - Evolution du taux de transport de la charge de fond des zones de sédimentation à long terme entre 1959 et 2010. Mesure entre 1959 et 1961, 1961 et 1965, 1965 et 1983, 1983 et 1988, 1988 et 1994, 1994 et 2001, 2001 et 2005, 2005 et 2010.

bilisation autour de valeurs assez faibles. Néanmoins, les taux de transport augmentent légèrement durant les périodes de 1983 à 1994 et de 2001 à 2010. Les valeurs avant l'impact de la prise (entre 1959 et 1961) correspondent aux mesures effectuées par Warburton (1990) sur le même cours d'eau en 1990 et en amont de la prise d'eau du *Bas Glacier d'Arolla*. En effet, ce dernier estime un taux de transport de la charge totale de 3.7 kgs^{-1} dont 65% correspond à celle de fond, ramenant cette valeur à 2.4 kgs^{-1} pour cette dernière.

5.3.2 Changements morphologiques à court et moyen terme

Les résultats à court terme (figure 5.11) sont illustrés par 5 MNT des différences acquis par lidar, à une résolution de 0.1 m, pour les deux premiers tiers de la zone A.

Avec un intervalle de 1 à 2 jours, peu de structures ressortent dans les changements morphologiques. Par exemple, entre le 09.07.12 et le 10.07.12 (figure 5.11a), l'érosion domine légèrement (autour de -0.1 m) mais de manière aléatoire. Néanmoins, le dépôt semble plutôt concentré à l'aval. La même situation s'observe entre le 10.07.12 et le 12.07.12 (figure 5.11b), bien que le dépôt soit concentré et plus marqué (autour de +0.4 m) en amont. A cet intervalle, la forme des chenaux devient visible, puisque l'activité sédimentaire y est concentrée.

Avec un intervalle de 3 jours, les résultats dégagent des structures intéressantes. Entre le 09.07.12 et le 12.07.12 (figure 5.11c), l'érosion est marquée (autour de -0.4 m) dans les deux tiers centraux alors que l'amont et l'aval du terrain sont en équilibre. Entre le 12.07.12 et le 15.07.12 (figure 5.11d), le dépôt prend de l'importance (entre +0.1 et +0.4 m) en occupant les deux tiers aval. Le tiers amont est dominé par une légère érosion (autour de -0.1 m). Le MNT des différences entre le 16.07.12 et le 19.07.12 (figure 5.11e) montre la même structure dans des magnitudes plus élevées (entre -0.2 m et +0.5 m). Dans ces trois cas, l'activité est aussi concentrée dans les chenaux.

La figure 5.12 montre les 4 MNT des différences à moyen terme, également acquis par lidar à une résolution de 0.1 m avec le même système de coordonnées. L'étendue du scan du 21.09.12 est réduite en raison de mesures de qualité trop faible. La taille des MNT des différences associés est donc adaptée.

L'érosion domine (autour de -0.3 m) sur les deux tiers amont entre le 09.07.12 et le 19.07.12 (figure 5.12a), bien que la partie centrale soit plus ou moins stable. Le tiers aval accueille une aggradation marquée (autour de +0.4m), surtout en rive gauche. Entre le 19.07.12 et le 15.08.12 (figure 5.12b), les deux tiers amont sont en aggradation alors que le tiers aval est en érosion avec une forte activité (entre -0.5 et +0.5 m) en rive droite. Ce déplacement latéral est expliqué par le creusement d'un chenal artificiel en rive droite. Entre le 15.08.12 et le 21.09.12 (figure 5.12c), l'érosion domine (autour de -0.4 m) sur les trois quarts amont alors que le dernier quart est plus équilibré avec toutefois un dépôt dominant (autour de +0.4 m). Sur une saison d'ablation complète, entre le 09.07.12 et le 21.09.12 (figure 5.12d), le tiers amont est dominé par l'érosion. Le tiers central est plus équilibré mais l'érosion ressort quand même, ce qui induit un transport important. L'extrémité aval de la zone accueille plutôt de l'aggradation, mais de manière peu soutenue (autour de +0.3 m).

La figure 5.13 représente les changements morphologiques en terme de volume selon l'équation 5.1 et le taux de transport selon la figure 5.4 basés sur les MNT de la figure 5.11 et 5.12. Les sections transversales sont également espacées d'un mètre et évoluent de l'amont vers l'aval. En ce sens, ces résultats sont identiques à ceux de la figure 5.7 pour le court et le moyen terme.

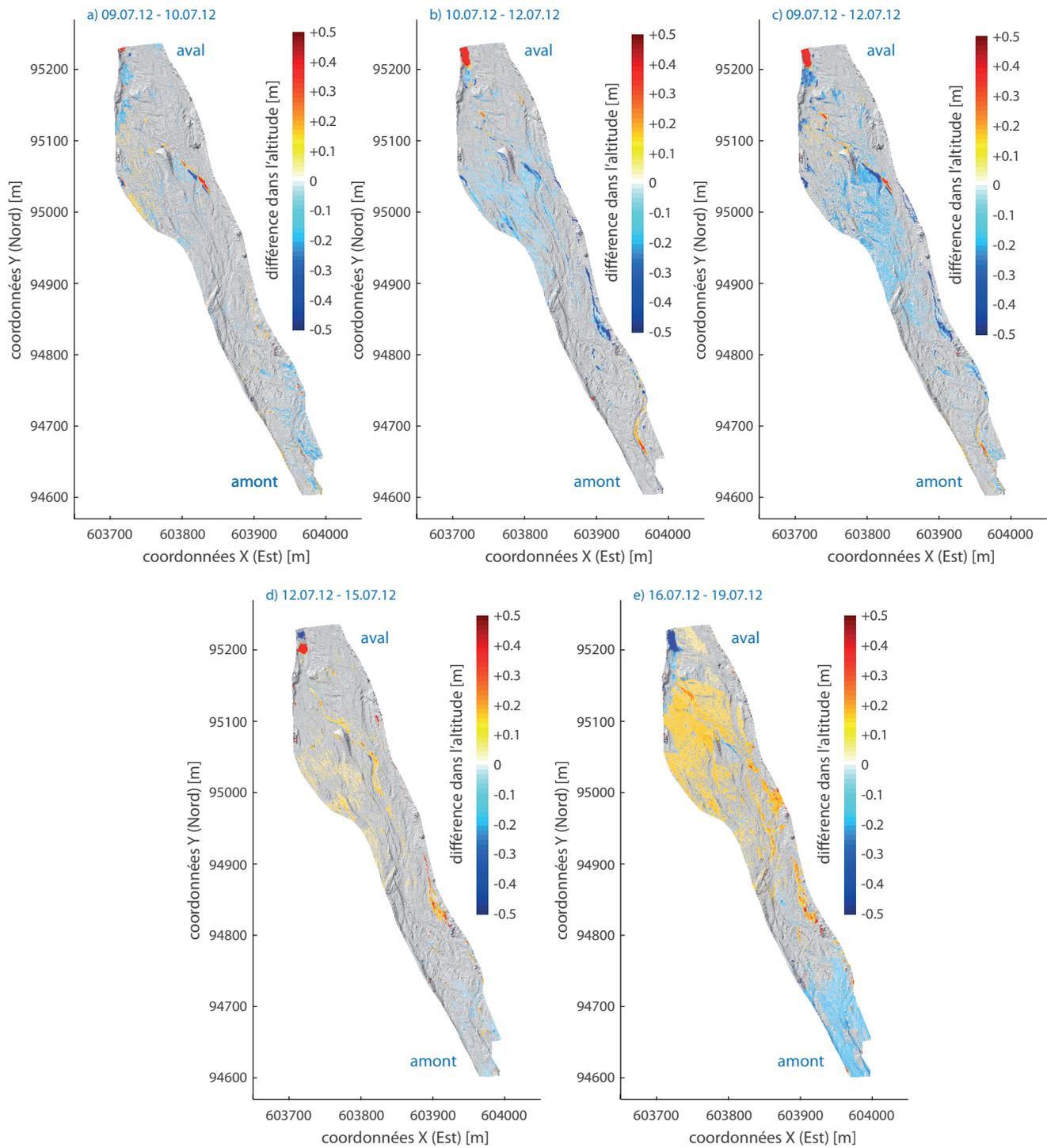


Figure 5.11 - MNT des différences à court terme entre le 09.07.12 et le 10.07.12 (a), le 10.07.12 et le 12.07.12 (b), le 09.07.12 et le 12.07.12 (c), le 12.07.12 et le 15.07.12 (d), le 16.07.12 et le 19.07.12 (e). Le fond est le MNT en relief ombré le plus récent pour chaque différence.

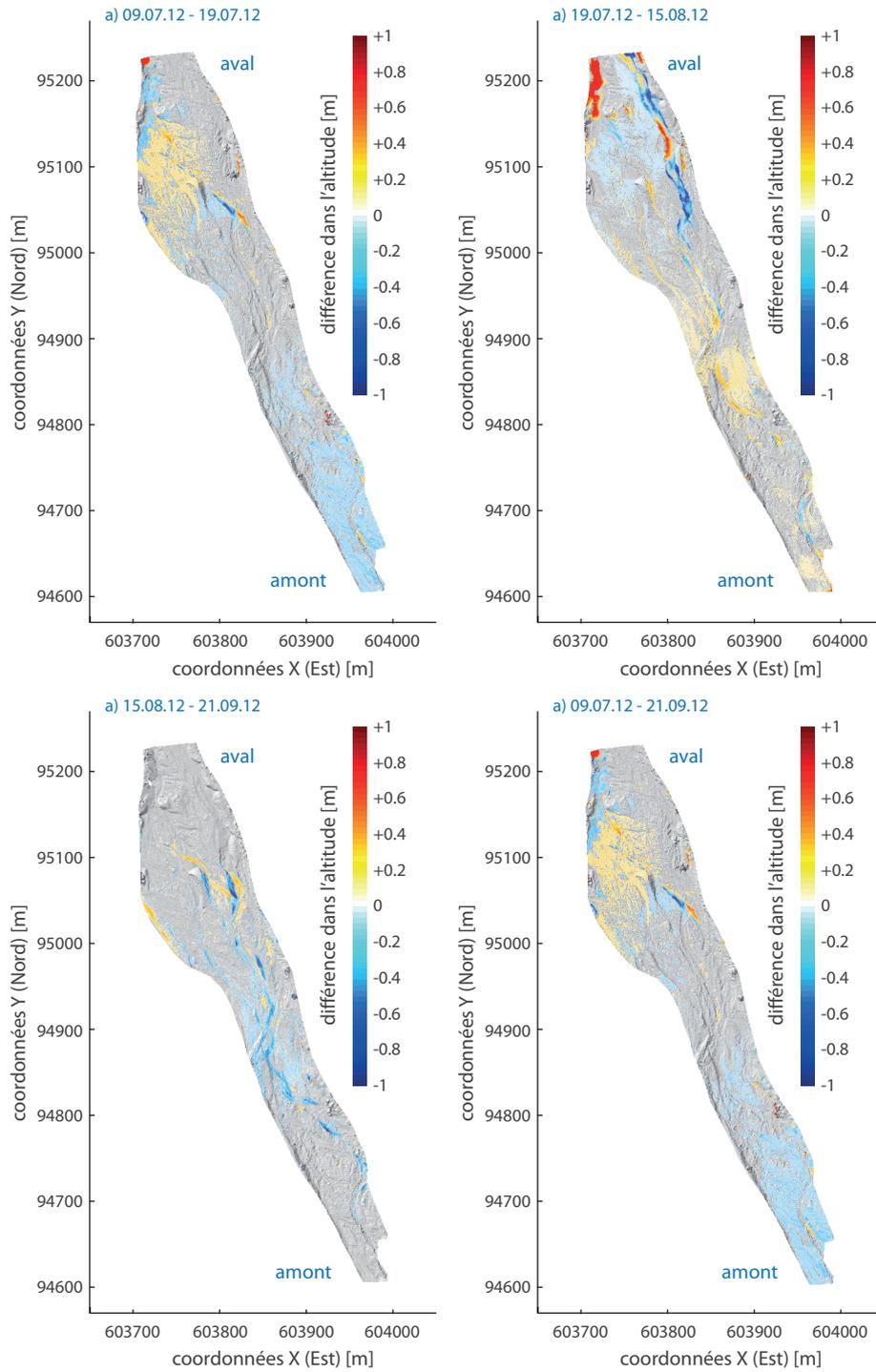


Figure 5.12 - MNT des différences à moyen terme entre le 09.07.12 et le 19.07.12 (a), le 19.07.12 et le 15.08.12 (b), le 15.08.12 et le 21.09.12 (c), le 09.07.12 et le 21.09.12 (d). Le fond est le MNT en relief ombré le plus récent pour chaque différence.

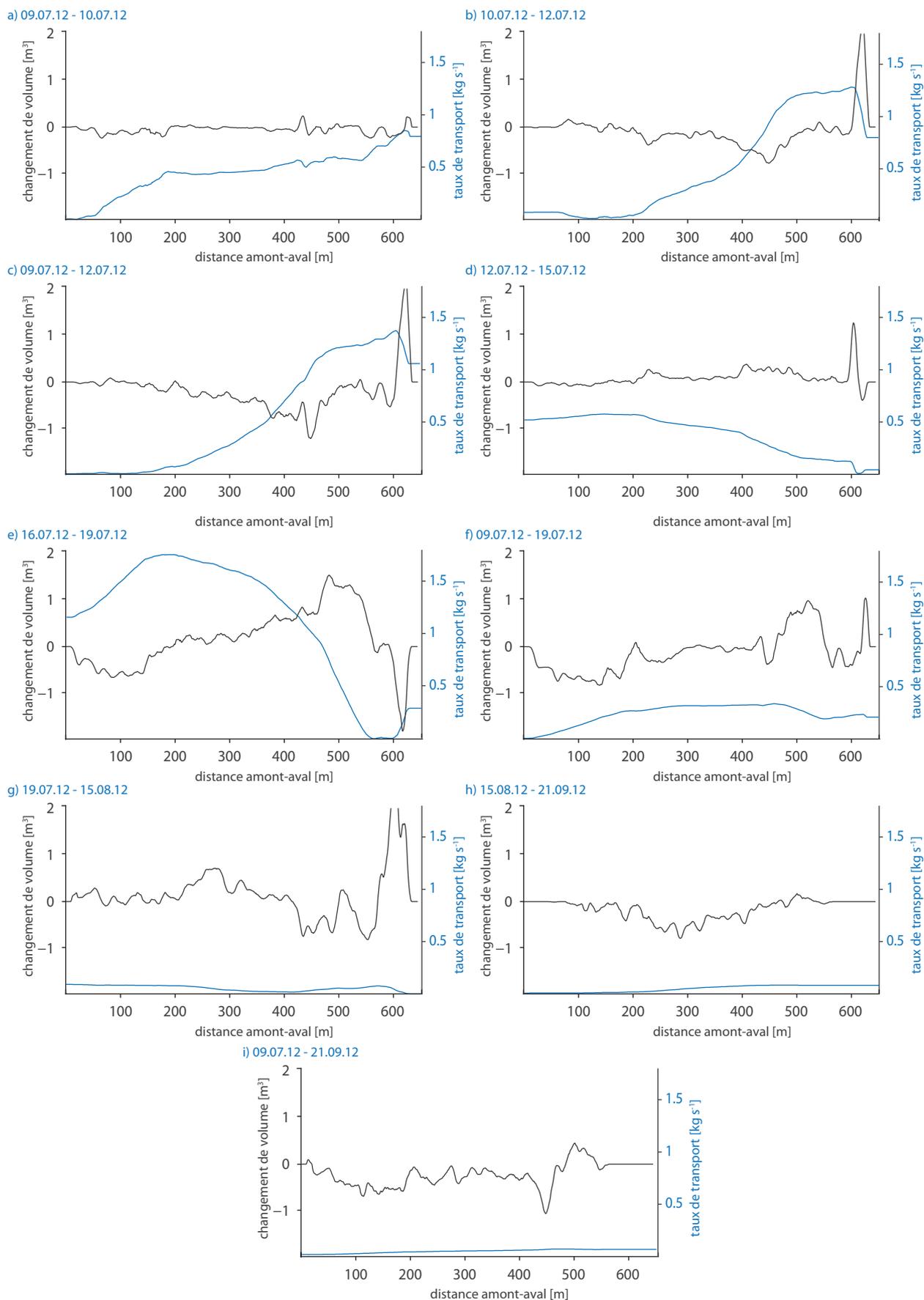


Figure 5.13 - Changements de volume et taux de transport sédimentaire à court et moyen terme entre le 09.07.12 et le 10.07.12 (a), le 10.07.12 et le 12.07.12 (b), le 09.07.12 et le 12.07.12 (c), le 12.07.12 et le 15.07.12 (d), le 16.07.12 et le 19.07.12 (e), le 09.07.12 et le 19.07.12 (f), le 19.07.12 et le 15.08.12 (g), le 15.08.12 et le 21.09.12 (h), le 09.07.12 et le 21.09.12 (i).

Globalement, les mêmes observations que celles issues des MNT des différences peuvent être faites. Néanmoins, observer l'évolution de l'érosion, de l'aggradation et du taux de transport de l'amont vers l'aval est chose plus aisée. Ainsi, les intervalles à 1 et 2 jours (figure 5.13a et 5.13b) ne présentent pas de tendances particulières, mis à part une érosion entre 150 m et 550 m pour l'intervalle entre le 10.07.12 et le 12.07.12 (figure 5.13b). Dans les deux cas, le taux de transport augmente en direction de l'aval. Les intervalles à 3 jours montrent une évolution claire dans les changements sédimentaires. Du 09.07.12 au 12.07.12 (figure 5.13c), l'érosion couvre une étendue allant de 100 à 500 m. Dès 500 m, la courbe des taux de transport se couche induisant une stabilité dans les changements. La tendance s'inverse du 12.07.12 au 15.07.12 (figure 5.13d) avec une aggradation de 200 à 600 m où le transport diminue constamment. Puis, le phénomène s'intensifie pour l'intervalle entre le 16.07.12 et le 19.07.12 (figure 5.13e) avec un passage à l'érosion en amont (de 0 à 200 m) de la zone dominée par le dépôt. La courbe du transport ressort également cette observation par un profil concave de 0 à 500 m avec un sommet à 200 m.

Des tendances intéressantes s'observent également à moyen terme. Au début de la période (figure 5.13f), la séquence érosion (de 0 à 200 m), transport (équilibre de 200 à 450 m) et dépôt (de 450 à 550 m) est bien visible. Le taux de transport suit cette tendance avec un profil concave aplati de 200 à 450 m. Puis, du 19.07.12 au 15.08.12 (figure 5.13g), la zone en aggradation migre vers l'amont (de 200 à 400 m), laissant de l'érosion en aval et du transport à la place de l'érosion. Finalement, du 15.08.12 au 21.09.12 (figure 5.13h), le terrain est dominé par de l'érosion (de 0 à 500 m) avec une légère tendance au dépôt en aval (de 500 à 580 m). La figure 5.13i présente les changements de volume sur une saison estivale complète. Ainsi, du 09.07.12 au 21.09.12, l'érosion domine une majorité du territoire amont (de 0 à 480 m), seule une petite partie aval (de 480 à 580 m) est en aggradation. Pour les trois derniers cas, le taux de transport est plus faible, induisant une activité plus faible en fin de période de mesure. De manière générale, plus les intervalles sont longs et plus les taux de transport s'affaiblissent. Cet effet est dû à la variabilité des réponses morphologiques à l'échelle des jours qui stabilise et donc diminue le taux de transport à plus long terme.

Les résultats de la figure 5.13 permettent d'estimer, grâce aux méthodes inverses, la distance de transport efficace de la charge de fond (figure 5.14). Ici, nous calculons la moyenne de tous les transports observés dans nos MNT des différences à court et moyen terme. Sans surprise, celle-ci

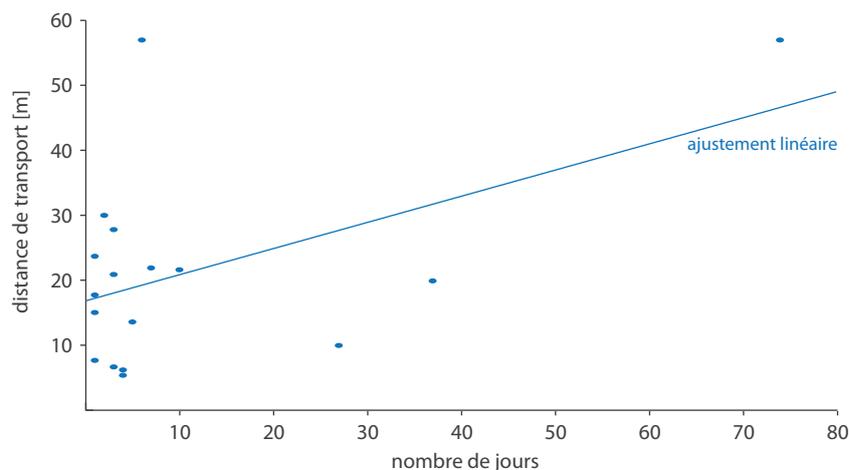


Figure 5.14 - Relation entre la distance de transport efficace et le nombre de jours associés.

augmente sensiblement avec le nombre de jours, passant d'environ 17 m à plus de 50 m. Néanmoins, l'intervalle entre le 19.07.12 et le 15.08.12 contredit cette tendance avec une baisse dans les distances de transport.

5.4 Discussion

5.4.1 Taux et structures spatio-temporelles des réponses morphologiques

Notre hypothèse d'une aggradation générale provoquée par l'extraction de l'eau pour l'hydroélectricité est largement vérifiée par les résultats à long terme. En effet, sur les 53 ans de mesure, la Borgne d'Arolla présente une augmentation sédimentaire significative ($p < 0.05$, corrélation entre les changements et le temps) en terme de volume et de surface sur l'entier du tronçon. Les différentes zones (A, B, C et D) de sédimentation préfèrentielles subissent toutes la même tendance ($p < 0.05$, corrélation entre les changements et le temps). Au total, la surface de sédiments augmente d'environ 127000 m² avec une moyenne de 2396 m² par année. Le volume augmente d'environ 249000 m³, avec une moyenne de 4700 m³ par année. Ceci correspond à une hauteur moyenne totale supplémentaire d'environ 1 m (0.02 m an⁻¹ avec un maximum à 0.1 m an⁻¹) et une augmentation de la largeur moyenne du lit de 34 m (0.64 m an⁻¹ avec un maximum à 6.32 m an⁻¹). Néanmoins, cette augmentation n'a pas la même magnitude dans toutes les zones. La zone A présente une augmentation de la largeur moyenne du lit d'environ 29 m et de la hauteur d'environ 0.95 m. Ces valeurs pour la zone B sont respectivement à 31 m et 0.52 m, pour la zone C respectivement à 23 m et 0.47 m et pour la zone D respectivement à 58 m et 1.31 m.

La période antérieure à la construction de la prise d'eau, mise en évidence par les résultats de 1959 à 1961, présente une stabilité dans les surfaces sédimentaires. En effet, la figure 5.8 ne montre aucun ajustement de la largeur du lit induite par un quelconque déséquilibre. Néanmoins, un rééquilibrage dans les volumes est visible avec de l'érosion en amont et de l'aggradation en aval (figure 5.6a). Celui-ci montre la capacité de transport naturel du cours d'eau durant cet intervalle. Les eaux de fonte mobilisent les sédiments jusqu'à saturation (correspondant à la zone A) et les déposent lorsque la géométrie de la vallée fait diminuer les vitesses (correspondant à la zone D). La section médiane (zone B et C) comporte peu de changement puisque le transport domine (figure 5.7b). Ce genre d'effets est classique dans la géomorphologie fluviale (p. ex. Church, 2006 ; Tullios and Wang, sous considérations). Ce déséquilibre naturel en lien avec la fonte des glaciers laisse un bilan négatif pour le tronçon d'étude (figure 5.7a). Warburton (1999) s'accorde avec cette observation en discutant la domination de l'érosion dans les rivières alpines.

La construction des prises d'eau du bassin versant de la Borgne et le début de leurs forçages prend part entre 1961 et 1965 (Grande Dixence S.A., s. d.). L'effet sur les volumes est immédiat avec une aggradation en amont de la zone A (figure 5.6b). Celle-ci est confinée près de la prise d'eau (*Bas Glacier d'Arolla*) responsable des purges de sédiments dans la rivière. Les taux de transport ayant chutés avec l'extraction de l'eau, la charge de fond voyage beaucoup moins loin (figure 5.10). En aval, certes l'eau manque mais les sédiments encore plus. Ainsi, l'effet inverse se produit, les apports liquides latéraux non modifiés et le manque de sédiments provoquent de l'érosion, visible dans la zone C (figure 5.6b). Le dépôt dans la zone B n'est pas induit par la prise du *Bas Glacier* mais par les apports également modifiés de Tsijiore Nouve, dont B est la zone d'aggradation la plus proche. Dans cet intervalle, la largeur du lit n'évolue pas beaucoup (figure 5.8), bénéficiant de temps de réaction plus long. L'effet continue jusqu'en 1983 où l'aggradation continue sur les trois quarts de la zone A mais n'évolue pas plus en aval (figure 5.6c). Ici, l'érosion domine encore, avec toutefois des

valeurs faibles. A partir de 1965, les effets de l'extraction de l'eau se font sentir sur la largeur du lit. Le manque d'activité sédimentaire et la dominance de l'érosion à l'aval du tronçon permettent à la végétation de gagner du terrain et de réduire la largeur de la zone active du cours d'eau (figure 5.8). Cet effet arrive plus tard en raison de la relative lenteur de la végétation par rapport aux changements morphologiques. Une diminution de la largeur du lit de la zone A est aussi prononcée (figure 5.8b). Cependant, celle-ci est concentrée dans l'extrémité aval du terrain, là où l'aggradation s'arrête. Des activités anthropiques réduisent également la place au cours d'eau durant cette période. Néanmoins, une diminution de la largeur n'implique pas une diminution verticale et peut coexister avec un dépôt au centre du lit. Ainsi, une réduction de la largeur peut se produire dans une zone en aggradation. C'est le cas pour la zone A, où le rétrécissement est hérité d'un manque de sédiments antérieur et confine l'aggradation plus récente au centre de la rivière. Cette conclusion sur l'évolution de la place donnée à la Borgne a déjà été observée par Gurnell (1983) à la fin des années 1970, dates qui correspondent parfaitement à nos propres observations. N'ayant pas poursuivi les mesures plus loin, l'auteure conclut à une stabilisation des réponses morphologiques avec comme impact, la réduction de la largeur de la rivière. Mais les changements ne font que commencer. Ces phénomènes sont seulement la preuve qu'une aggradation se forme immédiatement en aval de la prise d'eau et migre dans le sens de l'écoulement. Plusieurs auteurs ont déjà observé ce phénomène avec une augmentation soudaine dans la livraison de charge de fond et parlent volontiers de propagation de « vague sédimentaire » (p. ex. Lisle *et al.*, 2001 ; Madej and Ozaki, 1996). Néanmoins, ce cas ne subit pas d'augmentation soudaine mais bien une diminution de la capacité de transport. Ainsi, la vague n'a pas de raison d'avoir une phase descendante mais devrait plutôt ressembler à un front, puisque la livraison de sédiment ne diminue pas. Parler de déconnexion, certainement temporaire, du transport sédimentaire est également judicieux. En effet, la charge de fond ne va plus si loin et se dépose sous la forme d'un front qui se déplace lentement le long du cours d'eau. En aval de ce dernier, les sédiments de l'amont n'existent plus, du moins jusqu'à une reconnexion possible, et engendrent plusieurs réponses inverses à une aggradation que nous avons déjà citées. L'effet est toutefois moins marqué pour l'érosion, car l'eau manque, que pour le développement de la végétation (rétrécissement du lit), qui stabilise les berges et accentue cette différence. Ce phénomène est discuté dans la littérature par les auteurs observant les effets des barrages qui stoppent net la livraison sédimentaire (p. ex. Pizzuto, 2002).

De 1983 à 1988, le front sédimentaire progresse toujours vers l'aval avec une augmentation marquée dans la zone D (figure 5.6d). La propagation semble s'accélérer, puisque en 5 ans, elle a traversé les deux tiers du tronçon. Cet effet est possible grâce aux apports non modifiés des cours d'eau latéraux et de la livraison importante de sédiments par Tsijiore Nouve, également contrôlé par les purges d'une prise d'eau. Ainsi, la reconnexion sédimentaire pour ce tronçon d'étude est manifestement en cours. Par ailleurs, l'amont semble retrouver de l'érosion ou du moins un équilibre synonyme de transport. Dès lors, une dynamique de vague avec le passage d'un pic sédimentaire serait à l'œuvre en dépit des éléments discutés ci-dessus. Celle-ci peut aussi être expliquée par les fluctuations naturelles de l'hydrologie à l'échelle de la vallée, notamment la livraison sédimentaire amont, induites par le climat et les événements météorologiques et géomorphologiques à l'échelle de la vallée. En réponse au passage du front sur le tronçon complet, la largeur du lit de toutes les zones augmente (figure 5.8b). L'effet est marqué pour l'amont et plus tardif pour l'aval où il s'accroît entre 1988 et 1994. Ce décalage amont-aval confirme aussi une propagation sédimentaire dans l'expansion latérale.

Pour les volumes, cette période (1988-1994) est toujours conduite par de l'aggradation (figure 5.7a). Par ailleurs, celle-ci est plus présente en amont du tronçon et dans les parties amont des zones de sédimentation (figure 5.6e), contredisant la propagation aval de l'accumulation sédimentaire.

Par la suite, l'aggradation reprend à l'aval avec de l'érosion à l'amont (2001-2005) (figure 5.6f) mais l'effet de 1988-1994 se reproduit entre 2005 et 2010 (figure 5.6g) avec une augmentation marquée des sédiments dans la zone A. Cet aller-retour du front sédimentaire est aussi observé à moyen terme et sera discuté pour expliquer les dynamiques du transfert sédimentaire associé. Ce phénomène n'est toutefois pas actif dans l'évolution latérale (figure 5.8), puisque l'érosion ou l'absence d'aggradation ne favorise pas forcément un rétrécissement. Celui-ci est en effet conduit par la végétation, possédant des réponses trop lentes pour cette dynamique. Par ailleurs, le décalage entre l'évolution des volumes et de la largeur du lit donne des éléments intéressants. Au début de l'aggradation (1961-1965), le dépôt se fait plutôt dans la verticale par le remplissage des chenaux existants (figure 5.9a). Ces nouveaux dépôts créent des divergences dans les flux menant à une dispersion des sédiments. Le cours d'eau, minimisant l'énergie, préfère contourner que passer par dessus ces accumulations. Ainsi, la deuxième période (1983-1994) est dominée par une aggradation plutôt latérale (figure 5.8a). Une fois que le dépôt agagné tout l'espace d'accommodation laissé à la rivière (zone A, B, C et D), l'aggradation verticale reprend. Cette conclusion correspond à celle de Lisle *et al.* (2001) discutant de la dispersion et de la translation dans les vagues sédimentaires. Partant, cette tendance n'est pas constante dans le terrain puisque les espaces d'accommodation divergent et que la propagation amont-aval influence également cet effet. Le fait le plus marquant est le décalage dans l'aggradation récente. L'augmentation de volume (figure 5.7b) mais pas de surface (figure 5.8b) dans la zone A entre 2005 et 2010 est due à l'espace déjà comblé de sédiments. Sa migration vers l'aval provoque cette fois un élargissement de la surface alluviale entre 2005 et 2012 de la zone D (figure 5.8b) permise par un espace d'accommodation encore peu élevé. Ces résultats prouvent à la fois la propagation sédimentaire et les interactions entre l'aggradation verticale et latérale.

5.4.2 Processus du transfert sédimentaire associé

L'échelle spatio-temporelle plus fine permet de décrypter les dynamiques et processus propres à l'aggradation et à sa propagation discutés précédemment. Les effets des formes et de l'hydrologie à l'échelle de la vallée ne sont plus à prendre en compte pour cette discussion. En effet, ils ont peu d'influence à cette échelle.

Tout d'abord, les résultats nous montrent que les structures sédimentaires s'organisent à partir d'un intervalle de 3 jours et que les changements sont difficilement visibles à une échelle plus courte (figure 5.11a et 5.11b). Dans cette durée (figure 5.11c, 5.11d et 5.11e), l'aggradation en aval du tronçon témoigne de la capacité de transport des purges (de 200 à 300 m). A chaque événement, l'énergie relâchée augmente la contrainte de cisaillement et permet de mobiliser la charge solide directement en aval de la prise. Une fois saturé, le cours d'eau transporte cette charge jusqu'à ce que l'onde d'eau rattrape celle plus lente des sédiments. Les changements de forme, tels une diminution de la pente ou l'élargissement du lit, induisent également une chute dans la contrainte de cisaillement et le dépôt de la charge de fond. Certaines purges sont toutefois déjà saturé en sédiments et ne donnent par conséquent aucun profil d'érosion (p. ex. intervalle 12.07.12-15.07.12, figure 5.11d), cela dépend de leur charge sédimentaire initiale. Ces dépôts récents, induits soit par les formes, soit par les faibles vitesses de la charge de fond, se font retravailler par les purges successives, qui regagnent de l'énergie une fois leur charge déposée, et migrent ainsi vers l'aval. Ces discussions correspondent à des éléments connus dans le domaine du transport solide grossier en rivière (p. ex. Malavoi *et al.*, 2011 ; Church, 2006). L'absence de dépôt au début de la période de mesure s'explique par la saisonnalité des taux de livraison sédimentaire. Au début, la fonte des neiges est prépondérante et la fonte des glaces n'est pas bien développée, fournissant moins de sédiments et plus d'eau dans les bassins versants non englacés et non modifiés (Walder, 2010 ; Warburton, 1990).

A une échelle plus longue (figure 5.12), lors d'une saison estivale, l'aggradation en aval définie par la capacité de transport des purges et les formes remontent en amont, avant de se rétablir plus en aval. Cet aller-retour, aussi observé à long terme et contradictoire pour la propagation d'un front sédimentaire en aval s'explique largement par les interactions formes-processus. Comme expliqué précédemment, le début d'un dépôt s'exprime verticalement pour remplir les chenaux, puis latéralement. Ceci permet à l'aggradation de rester momentanément dans une zone définie par la capacité de transport des purges et les formes à l'échelle de la vallée (au milieu de la zone A, de 400 à 600 m de la prise) (figure 5.12a et 5.13f). Une fois l'espace d'accommodation de cette zone rempli, les purges suivantes n'ont pas l'énergie de passer ce front et déposent leur charge en amont de celle-ci (de 200 à 350 m de la prise) (figure 5.12b et 5.13g). Cette fois, ce sont les formes à l'échelle du cours d'eau, traduites par une diminution de la pente du lit, qui ont un effet sur le transport. Cet effet est déjà discuté par quelques recherches (p. ex. Lisle, 1982 ; Ferguson *et al.*, 2006 ; Venditti *et al.*, 2010). Partant, l'aggradation migre vers l'amont jusqu'à ce qu'elle entre dans le tronçon érosif des purges. A ce stade, la remobilisation et le transport par les purges sont à nouveau possibles. Le lit étant surélevé, l'aggradation peut se faire plus loin en aval (de 500 à 550 m de la prise) (figure 5.12c et 5.13h).

Malgré cet aller-retour, l'aggradation développe une dynamique amont-aval telle qu'observée à long terme, grâce à deux processus. (1) Les remobilisations successives d'anciens dépôts par de nouvelles purges transportent l'accumulation le long de l'écoulement. Cet effet connu (p. ex. Church, 2006) est perceptible à court terme et mis en évidence par la corrélation positive significative ($p < 0.05$) des distances de transports avec le nombre de jours associé (figure 5.14). Le fait qu'aucune purge n'est identique accentue l'efficacité de ce transport, puisque la probabilité de trouver un dépôt dans une zone efficace pour l'érosion est augmentée. Cette variabilité est également prouvée par la corrélation entre la diminution des taux de transport et la durée des intervalles de mesure (figure 5.13). (2) Le rehaussement du lit discuté ci-dessus induit une augmentation globale de la pente de la zone en aggradation. Elle induit une augmentation de la contrainte de cisaillement et favorise l'érosion et le transport, repoussant ainsi le dépôt plus en aval. Cette rétroaction négative stabilisant les cours d'eau est connue (p. ex. Goff and Ashmore, 1994) mais souvent négligée dans les recherches. Cet effet n'est bien visible qu'à long terme avec une augmentation significative ($p < 0.05$) de la pente seulement pour la zone A, plus sensible que les autres car proche de la prise du *Bas Glacier d'Arolla*. Ainsi, les dynamiques du transfert sédimentaire imposées par l'extraction de l'eau pour l'hydroélectricité se jouent à deux échelles. En effet, à long terme, la corrélation entre les distances de transport et le nombre de jours associé n'est plus significative ($p > 0.05$).

Nous discutons également d'une déconnexion sédimentaire avec le cours d'eau principal (le *Rhône* dans le cas de la Borgne). La reconnexion en cours, aussi observée, pourrait avoir des conséquences dramatiques pour les sociétés, souvent bien développées le long de ces axes (rivières principales). En effet, les aménagements fluviaux des 50 dernières années ont été dimensionnés avec une quantité de sédiments plus faible due aux activités hydroélectriques (Loizeau and Dominik, 2000). Un apport soudain de charge de fond pourrait provoquer un rehaussement du lit et augmenter les inondations en terme de fréquence et de magnitude (Lane *et al.*, 2008). De plus, ces tronçons sont souvent endigués et sont donc sensibles aux variations de la charge de fond (Minor et Hager, 2004). Pour le tronçon d'étude, la reconnexion a déjà provoqué le comblement d'un lac et la perte de surfaces agricoles. De plus, les exploitants de la prise d'eau du *Bas Glacier* s'inquiètent de l'exposition de certaines infrastructures. En ce sens, il est légitime de parler de problème de sédimentation pour ce tronçon. Les résultats montrent également une accélération de cette propagation de l'amont à l'aval. Celle-ci induirait une reconnexion plus rapide mais avec des effets atténués, peut-être même au point où l'impact ne serait plus perceptible à la confluence avec une rivière principale. Néanmoins,

le fait que l'hydroélectricité soit fortement développée dans les Alpes suisses légitime l'intérêt de la question (Bonalumi *et al.*, 2011). Partant, les enjeux sont sérieux et méritent d'être pris en considération pour la gestion des cours d'eau.

5.5 Conclusion

Cette recherche utilise la puissance des données de télédétection, notamment d'archives, pour discuter les impacts morphologiques de l'extraction de l'eau pour l'hydroélectricité sur la Borgne d'Arolla, en aval de la prise d'eau du *Bas Glacier*, au sud des Alpes suisses. Nous concluons ainsi une aggradation due à la diminution des capacités de transport mais pas de la livraison sédimentaire ainsi qu'une migration de celle-ci en direction de l'aval. Les dynamiques du transfert sédimentaire associées ont également été discutées et font ressortir des processus intéressants. Ces derniers placent notamment les interactions entre les formes du cours d'eau et le transport à une place prépondérante dans l'explication du transfert sédimentaire. Ce travail a permis de connaître le transfert sédimentaire de manière complète et à long terme d'un cours d'eau de montagne, élément rare dans les études de géomorphologie fluviale. Ces résultats témoignent de la complexité des ajustements morphologiques dans les cours d'eau, qu'ils soient induits par des impacts naturels ou artificiels. Les réponses s'expriment sur une échelle spatiale grande et temporelle longue mais évoluent également de manière différente selon ces échelles. De plus, les nombreuses variables ainsi que leurs interactions et rétroactions compliquent la compréhension globale de l'activité sédimentaire d'une rivière. Partant, vouloir maîtriser le transfert sédimentaire d'un cours d'eau demande une masse de données importante, représentant du temps et un coût élevé.

Remerciement

Cette recherche a été possible grâce au soutien financier de la fondation Herbette (Université de Lausanne), au prêt du lidar par l'Institut de géomatique et d'analyse de risque (IGAR) de l'Université de Lausanne (UNIL), à la mise à disposition des images aériennes et des données RINEX par l'Office fédéral suisse de topographie (*swisstopo*), à N. Micheletti et J. H. Chandler pour la mesure du réseau de points de contrôle et N. Bätz, C. Neuffer et J. Racine pour l'aide à l'acquisition des données lidar.

6 Conclusion

Conclusion générale



> Le lit de la *Borgne d'Arolla* et le *Mont Collon* en arrière plan

6.1 Synthèse des résultats

Cette section reprend les conclusions de deux articles et résume les constatations dégagées pour les deux objectifs principaux de cette recherche. Par ailleurs, cette étude montre l'intérêt de coupler l'aspect géomorphologique et méthodologique. En effet, la méthode utilisée pour le premier est bien adaptée puisqu'elle est développée par le second. D'un autre côté, la méthode développée est testée et évaluée sur un cas d'étude concret et complet.

Réponses morphologiques d'un cours d'eau de vallée latérale alpine aux forçages d'une prise d'eau pour l'exploitation hydroélectrique

L'extraction de l'eau induite par la prise provoque une diminution de la magnitude, de la fréquence et de la durée des événements efficaces pour le transport sédimentaire. Globalement, la capacité et les taux de transport sont réduits dès la mise en place de l'activité hydroélectrique dans les années 1960. Vu que la livraison de charge solide ne change pas beaucoup grâce aux purges, le tronçon en aval de la prise développe une importante aggradation, aussi bien latéralement que verticalement. Néanmoins, cette accumulation est tributaire des formes à l'échelle de la vallée et se concentre dans les zones plates et larges, définies comme des zones de sédimentation préférentielle.

Cette aggradation connaît également des dynamiques propres, faisant évoluer les changements morphologiques dans le temps. Premièrement, les processus de transport liés aux purges de sédiments se font sur une distance plus courte, favorisant un dépôt relativement près de la prise d'eau. Néanmoins, les purges successives remobilisent ces dépôts et les redéposent plus loin faisant migrer l'aggradation en direction de l'aval. Ainsi, les zones de sédimentation préférentielles se remplissent de sédiment par l'amont. Quand l'aggradation arrive à une section efficace pour le transport, elle est directement transitée vers la zone de sédimentation suivante. Toutefois, un effet contraire est aussi observé, aussi bien à long terme qu'à moyen terme, avec une migration des dépôts vers l'amont. Ce dernier est largement expliqué par les interactions entre les formes et les processus. En effet, les dépôts, formés par une capacité de transport relativement stable pour une période (par exemple celle des purges), sont concentrés dans une partie du cours d'eau et diminuent les pentes à l'amont de celle-ci. Ainsi, les futurs débits solides n'ont pas forcément l'énergie nécessaire pour passer cet obstacle et produisent des dépôts plus en amont. La répétition de ce phénomène induit une migration de l'aggradation vers l'amont jusqu'à ce qu'elle atteigne une zone où l'érosion, définie par la même capacité de transport, soit suffisante pour remobiliser les dépôts. Ainsi, ils pourront être transportés en aval sans rencontrer d'obstacles, le lit étant surélevé. En effet, par ces processus, la pente moyenne du cours d'eau augmente favorisant un transport plus important à long terme.

Finalement, cette diminution de la capacité de transport réduit la vitesse du transfert sédimentaire à long terme. Partant, dès que l'extraction de l'eau commence, le transfert subit une déconnexion avec une augmentation sédimentaire à l'amont du tronçon et une diminution à l'aval. Celle-ci est également visible dans les résultats par une réduction de la largeur du lit et par une légère érosion. Néanmoins, la migration de l'aggradation postulée est la preuve que cette déconnexion n'est que temporaire. En effet, la reconnexion du transfert sédimentaire a été établie pour le tronçon d'étude depuis quelques dizaines d'années.

Développement d'une méthode de mesure en géomorphologie fluviale basée sur le scannage laser (lidar) terrestre et la photogrammétrie d'archives

Cette recherche a développé une méthode pour acquérir des données à long terme et à plusieurs échelles spatio-temporelles, nécessaires pour les discussions précédentes. La démarche générale reste classique et consiste à produire des MNT à plusieurs dates grâce aux techniques de télédétection. Dès lors, leurs comparaisons permettent d'obtenir des MNT des différences contenant les changements morphologiques. La photogrammétrie, grâce aux images aériennes anciennes, permet d'obtenir des données sur plus de 50 ans avec une résolution spatiale et temporelle plutôt grossière (1 m avec une mesure tous les 5 à 10 ans). Le lidar permet d'obtenir des données sur un temps plus court (entre 10 jours et 3 mois) mais avec une résolution fine (1 mesure quotidienne). Ainsi, ce travail donne un mode d'emploi pour l'acquisition de MNT des différences avec ces deux techniques. Dans ces explications, l'accent est mis sur l'identification et la gestion des erreurs, élément important et difficilement maîtrisable.

L'étude propose également une comparaison de ces deux techniques. Le lidar est globalement plus cher mais facile d'utilisation et précis. Néanmoins, la portée du laser limite l'échelle de mesure. Quant à la photogrammétrie, elle est indépendante de l'échelle mais plus complexe et nécessite de l'entraînement pour obtenir des données de qualité. Sa précision est une fonction directe de l'échelle des images utilisées. Dès lors, utiliser des images historiques est un atout substantiel de cette technique, permettant d'obtenir des données sur de larges étendues et à long terme. En effet, l'échelle temporelle n'est plus dépendante de l'utilisateur. Partant, pour une échelle spatio-temporelle relativement petite, le lidar est certainement plus adapté si le coût est supporté. Néanmoins, à partir d'une certaine échelle spatio-temporelle, seule la photogrammétrie est possible ou alors du lidar aéroporté qui augmente encore sensiblement les coûts. Cette comparaison prouve aussi l'utile complicité exploitée dans ce travail.

6.2 Limites et perspectives

Plusieurs éléments ne sont pas abordés dans cette étude par manque de temps ou sortant du cadre de celle-ci et méritent d'être discutés pour combler d'autres objectifs ou compléter ceux de ce travail. Nous savons que la granulométrie est sensible à ces impacts (p. ex. de Jong and Ergenzinger, 1998 ; Surian, 1999 ; Petts and Gurnell, 2005 ; Venditti *et al.*, 2010) et qu'elle est une variable importante pour le transport de la charge de fond (Ashworth and Ferguson, 1986). Dès lors, son implication dans les réponses morphologiques d'un cours d'eau face à l'extraction de l'eau mérite plus de recherches. Parallèlement, une certaine littérature existe pour l'exploitation du MNT à l'échelle du grain et l'acquisition d'informations pertinentes (p. ex. Robert and Richards, 1988 ; Butler *et al.*, 2001 ; Taud and Parrot, 2005). Comme discuté précédemment, cette échelle peut être mesurée par les méthodes décrites dans ce travail. Néanmoins, d'autres nouvelles méthodes prometteuses méritent d'être mentionnées. Le détecteur de mouvements *Kinect* pour la console de jeu vidéo *Xbox* développé par *Microsoft* produit des images en trois dimensions. Celles-ci sont exploitables pour de petites échelles d'analyse en géomorphologie (Mankoff and Russo, 2012). Les intérêts sont le prix (moins de 100 euros), la rapidité d'acquisition, la précision, la résolution et la maniabilité. Par ailleurs, un nouveau logiciel gratuit, *123D Catch* de *Autodesk* offre la possibilité de faire de la photogrammétrie de manière complètement automatisée sans calibration ni points de contrôle, avec des photographies obliques traditionnelles. Les intérêts sont également le prix, la facilité d'utilisation et la rapidité

d'obtention des résultats. Ces méthodes « grand public », en dépit de leur manque de sérieux, ont souvent des capacités étonnantes qui dépassent parfois les méthodes professionnelles et onéreuses. Partant, plus d'investigations devraient être menées dans cette direction.

Par ailleurs, étendre le tronçon d'étude en aval permettrait d'observer les effets morphologiques pour mieux évaluer l'étendue des impacts, de mieux définir l'état de la reconnexion sédimentaire et de discuter de l'évolution aval des dynamiques de celle-ci. De plus, les images aériennes sont disponibles pour une telle extension. Partant, une échelle spatiale plus grande apporterait de nouveaux éléments intéressants.

L'évolution du climat et des événements météorologiques, variables de l'hydrologie à l'échelle de la vallée, est un domaine d'étude à part entière et mériterait aussi plus d'attention (Lane *et al.*, 2008). Sur ce point, l'avenir est incertain mais semble supposer une accélération dans la production et le transfert sédimentaire (Reynard *et al.*, 2012), menant à une potentielle augmentation du problème de sédimentation actuel. Bien que les débits liquides aient peu d'importance en raison de l'activité hydroélectrique, l'évolution de la livraison sédimentaire joue un rôle important. Dans ce contexte, Warburton (1999) prévoit une augmentation temporaire de la production de sédiments induite par le réchauffement, puis une diminution en raison du déclin de l'activité glaciaire.

L'importance des liens entre formes et processus discutée et leur manque de considération dans les études de géomorphologie fluviale (Church, 2006) légitimeraient le développement d'un modèle du transport sédimentaire prenant en compte les rétroactions et l'évolution des formes à l'échelle du cours d'eau. Pour cette recherche, il permettrait de simuler l'évolution des effets géomorphologiques et les réponses de différents aménagements visant à réduire le problème. Ainsi, la prise en compte des enjeux et la mise en place de solutions seraient facilitées.

Les récents changements observés justifieraient également de continuer ce monitoring dans les années à venir. Ainsi, il serait possible de discuter sur le développement d'une certaine stabilité dans les zones les plus proches de la prise d'eau. Par ailleurs, entreprendre des recherches similaires dans d'autres complexes hydroélectriques ou dans d'autres cas avec une extraction de l'eau pour des usages différents permettrait de savoir si les constatations faites ont un caractère global ou local.

Le but de cette étude étant de donner les éléments de base pour la production de MNT des différences, plusieurs limites sont rapidement atteintes pour cette méthode. La plus importante, qui mérite d'être mentionnée, est l'étape du nettoyage ou filtrage des données. En effet, plusieurs autres méthodes performantes existent pour améliorer la qualité des données (Lane *et al.*, 2004). La démarche générale associée consiste à identifier les points problématiques et soit les supprimer et les remplacer par de l'interpolation, soit les corriger. L'identification se fait par déterminisme grâce à une autre information que l'altitude (voir Westaway *et al.*, 2003) ou par des méthodes statistiques sur cette seule variable (voir Lane *et al.*, 2000). Dans le deuxième cas, l'absence d'informations supplémentaires ne permet toutefois pas une correction de l'erreur.

La relative difficulté à mesurer l'erreur de ces techniques motiverait la mise en place d'un réseau de points de validation, indépendant de toutes manipulations nécessaires à l'obtention d'un MNT des différences. Pour la photogrammétrie, ces derniers doivent néanmoins être stables pour toutes les années de mesure, condition difficilement satisfaite à proximité d'une rivière.

7 Références bibliographiques

- Abellan, A., Jaboyedoff, M., Oppikofer, T., and Vilaplana, J.M. (2009). Detection of millimetric deformation using a terrestrial laser scanner : experiment and application to a rockfall event. *Natural Hazards Earth System Sciences*, **9**, 365-372.
- Alho, P., Kukko, A., Hyyppä, H., Kaartinen, H., Hyyppä, J. and Jaakkola, A. (2009). Application of boat-based laser scanning for river survey. *Earth Surface Processes and Landforms*, **34**, 1831-1838.
- Arnold, N.S., Rees, W.G., Devereux, B.J., and Amable, G.S. (2008). Evaluating the potential of high-resolution airborne LiDAR data in glaciology. *International Journal of Remote Sensing*, **27(6)**, 1233-1251.
- Ashmore, P.E., and Church, M.A. (1998). Sediment Transport and River Morphology : A Paradigm for Study. In P.C. Klingeman, R.L. Beschta, P.D. Komar, and J.B. Bradley (Eds), *Garvel-Bed Rivers in the Environment* (pp. 115-148). Highlands Ranch, CO : Water Resources Publications, LLC.
- Ashworth, P.J., and Ferguson, R.I. (1986). Interrelationships of Channel Processes, Changes and Sediments in a Proglacial Braided River. *Geografiska Annaler*, **68(4)**, 361-371.
- Avian, M., Kellerer-Pirklbauer, A., and Bauer, A. (2009). LiDAR for monitoring mass movements in permafrost environments at the cirque Hinters Langstal, Austria, between 2000 and 2008. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **9**, 1087-1094.
- Bavaud, F. (1998). *Modèles et données : une introduction à la statistique uni-, bi-, et trivariée*. Paris : L'Harmattan.
- Bezinge, A. (1987). Glacial Meltwater Streams, Hydrology and Sediment Transport : The Case of the Grande Dixence Hydroelectricity Scheme. In A.M. Gurnell and M.J. Clark (Eds), *Glacio-fluvial Sediment Transfer : An Alpine Perspective* (pp. 473-498). Chichester : John Wiley and Sons.
- Bonalumi, M., Anselmetti, F.S., Kaegi R., and Wüest, A. (2011). Particle dynamics in high-Alpine proglacial reservoirs modified by pumped-storage operation. *Water Resources Research*, **47**, 1-15.
- Butler, J.B., Lane, S.N., and Chandler, J.H. (2001). Automated extraction of grain-size data from gravel surfaces using digital image processing. *Journal of Hydraulic Research*, **39(5)**, 519-529.
- Chappell, A., Heritage, G.L., Fuller, I.C., Large, A.R.G., and Milan, D.J. (2003). Geostatistical analysis of ground-survey elevation data to elucidate spatial and temporal river channel change. *Earth Surface Processes and Landforms*, **28**, 349-370.
- Church, M. (2006). Bed Material Transport and the Morphology of Alluvial River Channels. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **34**, 325-354.
- Cooper, M.A.R. (1987). *Control Surveys in Civil Engineering*. London : Collins.
- Curtis, K.E., Renshaw, C.E., Magilligan, F.J., and Dade, W.B. (2010). Temporal and spatial scales of geomorphic adjustments to reduced competency following flow regulation in bedload-dominated systems. *Geomorphology*, **118**, 105-117.

- de Jong, C., and Ergenzinger, P. (1998). Dynamic Roughness, Sediment Transport and Flow Structures in a Mountain Stream. In P.C. Klingeman, R.L. Beschta, P.D. Komar, and J.B. Bradley (Eds), *Gravel-Bed Rivers in the Environment* (pp. 39-60). Highlands Ranch, CO : Water Resources Publications, LLC.
- Detweiler, Z.R., and Ferris, J.B. (2010). Interpolation methods for high-fidelity three-dimensional terrain surfaces. *Journal of Terramechanics*, **47**, 209-217.
- ERDAS (2010). *LPS Project Manager. User's Guide*. Norcross, GA : ERDAS inc.
- Fenn C.R., and Gurnell A.M. (1987). Proglacial Channel Processes. In A.M. Gurnell and M.J. Clark (Eds), *Glacio-fluvial Sediment Transfer : An Alpine Perspective* (pp. 423-472). Chichester : John Wiley and Sons.
- Ferguson, R.I., Cudden, J.R., Hoey, T.B., and Rice, S.P. (2006). River system discontinuities due to lateral inputs : generic styles and controls. *Earth Surface Processes and Landforms*, **31**, 1149-1166.
- Fonstad, M.A., and Marcus, W.A. (2010). High resolution, basin extent observations and implication for understanding river form and process. *Earth Surface Processes and Landforms*, **35**, 680-698.
- Fryer, J., Mitchell, H., and Chandler, J. (Eds) (2007). *Applications of 3D Measurements from images*. Dunbeath : Whittles Publishing.
- Ghosh, S.K. (1988). *Analytical Photogrammetry*. New York : Pergamon Press.
- Grande Dixence S.A. (s. d.). *Grande Dixence, un mythe au cœur des Alpes*. Sion : Grande Dixence S.A.
- Goff, J.R., and Ashmore, P. (1994). Gravel transport and morphological change in braided Sunwapta River, Alberta, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, **19**, 195-212.
- Golden Software (2012). *Surfer help*. Golden, CO : Golden Software Inc.
- Gomez, B. (1983). Temporal variations in bedload transport rates : the effect of progressive bed armouring. *Earth Surface Processes and Landforms*, **8**, 41-54.
- Gooch, M.J., Chandler, J.H., and Stojic, M. (1999). Accuracy assessment of DEMs generated using the ERDAS Imagine OrthoMAX digital photogrammetric system. *Photogrammetric record*, **16**, 519-531.
- Gordon, N.D., McMahon, T.A., Finlayson, B.L., Gippel, C.J., and Nathan, R.J. (2004). *Stream Hydrology : An Introduction for Ecologists*. Chichester : John Wiley and Sons.
- Gude, M., Daut, G., Dietrich, S., Mäubacher, R., Jonasson, C., Bartsch, A., et al. (2002). Towards an integration of process measurements, archive analysis and modelling in geomorphology – The Kärkevagge experimental site, Abisko area, northern Sweden. *Geografiska Annaler*, **84a(3-4)**, 205-212.
- Gurnell, A.M. (1983). Downstream Channel Adjustments in Response to Water Abstraction for Hydro-Electric Power Generation from Alpine Glacial Melt-Water Streams. *The Geographical Journal*, **149(3)**, 342-354.
- Harbor, J., and Warburton, J. (1993). Relative rates of glacial and nonglacial erosion in Alpine environments. *Arctic and Alpine Research*, **25(1)**, 1-7.

- Harré, R. (1981). *Great Scientific Experiments : Twenty Experiments that Changed our View of the World*. Mineola, NY : Dover Publications.
- Heritage, G., and Hetherington, D. (2007). Towards a protocol for laser scanning in fluvial geomorphology. *Earth Surface Processes and Landforms*, **32**, 66-74.
- Hicks, D.M., Shankar, U., Duncan, M.J., Rebuffé, M., and Aberle, J. (2006). Use of remote-sensing with two-dimensional hydrodynamic models to assess impacts of hydro-operation on a large, braided, gravel-bed river : Waitaki River, New Zealand. In G. Sambrook Smith, J. Best, C. Bristow, and G. Petts (Eds), *Braided rivers : Process, Deposits, Ecology and Management* (pp. 312-326). Malden, MA : Blackwell Publishing.
- Hodge, R., Brasington, J., and Richards, K. (2009). In situ characterization of grain-scale fluvial morphology using Terrestrial Laser Scanning. *Earth Surface Processes and Landforms*, **34**, 954-968.
- Kanevski, M.F., and Maignan, M. (2004). *Analysis and modelling of environmental data*. Lausanne : EPFL press.
- Klingeman, P.C., Bravard, J.-P., Giuliani, Y., Olivier J.-M., and Pautou, G. (1998). Hydropower Reach by-passing and Dewatering Impacts in Gravel-Bed Rivers. In P.C. Klingeman, R.L. Beschta, P.D. Komar, and J.B. Bradley (Eds), *Garvel-Bed Rivers in the Environment* (pp. 313-344). Highlands Ranch, CO : Water Resources Publications, LLC.
- Knighton, D. (1998). *Fluvial Forms and Processes : A New Perspective*. London : Hodder Education.
- Kunz, P. (1997). *Trois itinéraires géologiques dans la commune d'Evolène (Haut Val d'Hérens - Valais). Présentation de la géologie et de la géomorphologie régionales, le long de sentiers balisés*. Les Haudères : Evolèn'Art.
- Lane, S.N. (1998). The use of digital terrain modelling in the understanding of dynamic river channel system. In S.N. Lane, K.S. Richards, and J.H. Chandler (Eds), *Landform monitoring, modelling and analysis* (pp. 311-343). Chichester : John Wiley and Sons.
- Lane, S.N. (2000). The Measurement of River Channel Morphology Using Digital Photogrammetry. *Photogrammetric Record*, **16(96)**, 937-961.
- Lane, S.N. (2006). Approaching the system-scale understanding of braided rivers behavior. In G. Sambrook Smith, J. Best, C. Bristow, and G. Petts (Eds), *Braided rivers : Process, Deposits, Ecology and Management* (pp. 107-135). Malden, MA : Blackwell Publishing.
- Lane, S.N., Chandler, J.H., and Richards, K.S. (1994). Developments in monitoring and modelling small-scale river bed topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, **19**, 349-368.
- Lane, S.N., James, T.D., and Crowell, M.D. (2000). Application of digital photogrammetry to complex topography for geomorphological research. *Photogrammetric Record*, **16(95)**, 793-821.
- Lane, S.N., Reid, S.C., Tayefi, V., Yu, D., and Hardy, R. J. (2008). Reconceptualising coarse sediment delivery problem in river as catchment-scale and diffuse. *Geomorphology*, **98**, 227-249.
- Lane, S.N., Reid, S.C., Westaway, R.M., and Hicks, D.M. (2004). Remotely sensed topographic data for river channel research : the identification, explanation and management of error. In R.E.J. Kelly, N.A. Drake, and S.L. Barr (Eds), *Spatial modelling of the terrestrial environment* (pp. 113-136). Chichester : John Wiley & Sons.

- Lane, S.N., Richards, K.S., and Chandler, J.H. (1996). Discharge and sediment supply controls on erosion and deposition in a dynamic alluvial channel. *Geomorphology*, **15**, 1-15.
- Lane, S.N., Westaway, R.M., and Hicks, D.M. (2003). Estimation of Erosion and Deposition Volumes in a Large, Garvel-Bed, Braided River Using Synoptic Remote Sensing. *Earth Surface Processes and Landforms*, **28**, 249-271.
- Lisle, T.E. (1982). Effects of aggradation and degradation on riffle-pool morphology in natural gravel channels, northwestern California. *Water Resources Research*, **18(6)**, 1634-1651.
- Lisle, T.E., Cui, Y., Parker, G., Pizzuto, J.E., and Dodd, A.M. (2001). The dominance of dispersion in the evolution of bed material waves in gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, **26**, 1409-1420.
- Loi fédérale sur la protection des eaux du 24 janvier 1991 (LEaux), RS 814.20.
- Loi fédérale sur l'utilisation des forces hydrauliques du 22 décembre 1916 (LFH), RS 721.80.
- Loizeau, J.-L., and Dominik, J. (2000). Evolution of the Upper Rhone River discharge and suspended sediment load during the last 80 years and some implications for Lake Geneva. *Aquatic Sciences*, **62**, 54-67.
- Madej, M.A., and Ozaki, V. (1996). Channel response to sediment wave propagation and movement, Redwood Creek, California, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, **21**, 911-927.
- Malavoi, J.R., et Bravard, J.-P. (2010). *Eléments d'hydromorphologie fluviale*. Vincennes : ONEMA.
- Malavoi, J.R., Garnier, C.C., Landon, N., Recking A., et Baran, P. (2011). *Eléments de connaissances pour la gestion du transport solide en rivière*. Vincennes : ONEMA.
- Mankoff, K.D., and Russo, T.A. (2012 : sous considération). The Kinect : A low-cost, high-resolution, short range LiDAR. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Marti, C., and Bezzola, G.R. (2006). Bed load transport in braided gravel-bed rivers. In G. Sambrook Smith, J. Best, C. Bristow, and G. Petts (Eds), *Braided rivers : Process, Deposits, Ecology and Management* (pp. 199-215). Malden, MA : Blackwell Publishing.
- Milan, D.J., Heritage, G.L., Large, A.R.G., and Entwistle, N.S. (2010). Mapping hydraulic biotopes using terrestrial laser scan data of water surface properties. *Earth Surface Processes and Landforms*, **35**, 918-931.
- Milan D.J., Heritage G.L., and Hetherington D. (2007). Application of a 3D laser scanner in the assessment of erosion and deposition volumes and channel change in a proglacial river. *Earth Surface Processes and Landforms*, **32**, 1657-1674.
- Minor, H.-E., et Hager W.H. (Dir) (2004). *Aménagements fluviaux en Suisse : Développement et perspectives*. Zürich : Société pour l'ingénierie d'art.
- Newson, M. (1997). *Land, Water and Development : Sustainable Management of River Basin*. London : Routledge.

- Nicholas, A.P., Woodward, J.C., Christopoulos, G. and Macklin, M.G. (1999). Modelling and Monitoring River Response to Environmental Change : The Impact of Dam Construction and Alluvial Gravel Extraction on Bank Erosion Rates in the Lower Alfios Basin, Greece. In A.G. Brown and T.A. Quine (Eds), *Fluvial Processes and Environmental Change* (pp. 117-137). Chichester : John Wiley and Sons.
- OFEN (office fédéral de l'environnement) (2010). *Statistique suisse de l'électricité 2010*. Berne : BBL Vertrieb Publikationen.
- O'Neal, M.A. and 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**, 695-701.
- Petts, G.E. (1984). Sedimentation within a regulated river. *Earth Surface Processes and Landforms*, **9**, 125-134.
- Petts, G.E. (1985). *Impounded rivers : Perspectives for ecological management*. New York : John Wiley and Sons.
- Petts, G.E., and Gurnell, A.M. (2005). Dams and geomorphology : Research progress and future directions. *Geomorphology*, **71**, 27-47.
- Pizzuto, J. (2002). Effects of Dam Removal on River Form and Process. *BioScience*, **52(8)**, 683-291.
- Prudent-Richard G., Gillet M., Vengeon J.-M., et Descotes-Genon S. (2008). *Changement climatiques dans les Alpes : Impacts et risques naturels*. Paris : ONERC.
- Ravanel, L., et Lambiel, C. (2012). Evolution récente de la moraine des gentianes : un cas de réajustement paraglaciare. *Environnements périglaciaires*, **18**, 1-8.
- Regamey, B., et Lane, S.N. (soumis). Développements des méthodes de téledétection en géomorphologie fluviale à échelles spatio-temporelles multiples.
- Regamey, B., and Lane, S.N. (soumis). Long-term impacts of flow abstraction upon basin-scale sediment processes of an Alpine valley.
- Reid, S.C., Lane, S.N., Berney, J.M., and Holden, J. (2007). The timing and magnitude of coarse sediment transport events within an upland, temperate gravel-bed river. *Geomorphology*, **83**, 152-182.
- Reynard, E., Lane, S.N., and Lambiel, C. (2012). Climate change and integrated analysis of mountain geomorphological systems. *Geographica Helvetica*, **67(1-2)**, 5-14.
- Rieke-Zapp, D.H., Rosenbauer, R., and Schlunegger, F. (2009). A photogrammetric surveying method for field applications. *The Photogrammetric Record*, **24(125)**, 5-22.
- Robert, A., and Richards, K.S. (1988). On the modelling of sand bedforms using the semivariogram. *Earth Surface Processes and Landforms*, **13**, 459-473.
- Sambrook Smith, G., Best, J., Bristow, C., and Petts, G. (2006). Braided rivers : where we come in 10 years ? Progress and future needs. In G. Sambrook Smith, J. Best, C. Bristow, and G. Petts (Eds), *Braided rivers : Process, Deposits, Ecology and Management* (pp. 1-10). Malden, MA : Blackwell Publishing.

- Schnitter, N., et Mörgeli H. P. (Comité suisse des barrages) (s.d.). *Les barrages et les digues*. Zürich : INFEL.
- Schoch, J. (2004). *Itinéraire géologique dans le Haut Val d'Arolla (Val d'Hérens – Valais). Présentation de la géologie et de la géomorphologie régionales, le long de sentiers balisés*. Les Haudères : Evolèn'Art.
- Seal, R., Toro-Escobar, C., Cui, Y., Paola, C., Parker, G., Southard, J.B., and Wilcock, P.R. (1998). Downstream Fining by Selective Deposition : Theory, Laboratory, and Field Observations. In P.C. Klingeman, R.L. Beschta, P.D. Komar, and J.B. Bradley (Eds), *Garvel-Bed Rivers in the Environment* (pp. 61-84). Highlands Ranch, CO : Water Resources Publications, LLC.
- Smith, M., Varicat, D. and Gibbins, C. (2012). Through-water terrestrial laser scanning of gravel beds at the patch scale. *Earth Surface Processes and Landforms*, **37**, 411-21.
- Surian, N. (1999). Channel Changes due to River Regulation : The Case of the Piave River, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, **24**, 1135-1151.
- Surian, N. (2006). Effects of human impact on braided river morphology: examples from northern Italy. In G. Sambrook Smith, J. Best, C. Bristow, and G. Petts (Eds), *Braided rivers : Process, Deposits, Ecology and Management* (pp. 327-338). Malden, MA : Blackwell Publishing.
- Swisstopo (s.d.). *Photographies aériennes numériques* [Page Web]. Disponible sur : <http://www.swisstopo.admin.ch/internet/swisstopo/fr/home/products/images/aerial/digital.html> (consulté printemps 2013).
- Taud, H., and Parrot, J.-F. (2005). Measurement of DEM roughness using the local fractal dimension. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **4**, 327-338.
- Tullos, D., and Wang, H.-W. (sous considérations). Morphological responses and sediment processes following a typhoon-induced dam failure, Dahan River, Taiwan. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Vannote, R.L., Minshall, G.W., Cummins, K.W., Sedell, J.R., and Cushing, C.E. (1980). The River Continuum Concept. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, **37(1)**, 130-137.
- Venditti, J.G., Dietrich, W. E., Nelson, P.A., Wydzga, M.A., Fadde, J., and Sklar, L. (2010). Effect of sediment pulse grain size on sediment transport rates and bed mobility in gravel bed rivers. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, **115** (F3039).
- Walder, J.S. (2010). Röthlisberger channel theory : its origins and consequences. *Journal of Glaciology*, **56(200)**, 1079-1086.
- Warburton, J. (1990). An Alpine Proglacial Fluvial Sediment Budget. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, **72(3)**, 261-272.
- Warburton, J. (1999). Environmental change and Sediment Yield from Glacierised Basins : The Role of Fluvial Processes and Sediment Storage. In A.G. Brown and T.A. Quine (Eds), *Fluvial Processes and Environmental Change* (pp. 363-384). Chichester : John Wiley and Sons.
- Weingartner, R., et Aschwanden H. (1994). Quantification des débits des cours d'eau des Alpes suisses et des influences anthropiques qui les affectent. *Revue de géographie alpine*, **82(2)**, 45-57.

Westaway, R.M., Lane, S.N., and Hicks, D.M. (2003). Remote survey of large-scale braided, gravel-bed rivers using digital photogrammetry and image analysis. *International Journal of Remote Sensing*, **24(4)**, 795-815.

Williams, R.D., Brasington, J., Vericat, D. and Hicks, D.M. (2013, accepté). Hyperscale terrain modelling of braided rivers: fusing mobile terrestrial laser scanning and optical bathymetric mapping. Forthcoming, *Earth Surface Processes and Landforms*.