



HAL
open science

L'évolution géomorphologique des systèmes torrentiels proglaciaires de la vallée de Chamonix-Mont-Blanc, une approche du couplage sédimentaire de la fin du Petit Age Glaciaire au désenglacement récent

Johan Berthet

► **To cite this version:**

Johan Berthet. L'évolution géomorphologique des systèmes torrentiels proglaciaires de la vallée de Chamonix-Mont-Blanc, une approche du couplage sédimentaire de la fin du Petit Age Glaciaire au désenglacement récent. Géographie. Université Grenoble Alpes, 2016. Français. NNT : 2016GREAA009 . tel-01412350

HAL Id: tel-01412350

<https://theses.hal.science/tel-01412350>

Submitted on 8 Dec 2016

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE LA COMMUNAUTE UNIVERSITE GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Géographie**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Johan Berthet

Thèse dirigée par **Laurent Astrade** et **Jean-Jacques Delannoy**

préparée au sein du **Laboratoire Edytem**
dans l'**École Doctorale SISEO (Science et ingénierie des
Systèmes de l'Environnement et des Organisations**

L'évolution géomorphologique des systèmes torrentiels proglaciaires dans la vallée de Chamonix-Mont Blanc

**Une approche du couplage sédimentaire de la
fin du Petit Age Glaciaire au désenglacement
récent**

Thèse soutenue publiquement le **21 juin 2016**
devant le jury composé de :

M. Etienne Cossart

Professeur des Universités, Université Jean Moulin Lyon 3 (Président)

M. Jean-Luc Peiry

Professeur des Universités, Université Blaise Pascal Clermont-Ferrand
(Rapporteur)

M. Eric Bardou

Docteur, DSM-Consulting, Suisse (Examinateur)

Mme. Anne-Sophie Drouet

Docteur, SM3A (Examinateur)

M. Frédéric Liébault

Chargé de recherche, IRSTEA (Examinateur)



Résumé

Depuis la fin du Petit Age Glaciaire, les glaciers du massif du Mont-Blanc se retirent et libèrent ainsi d'importants volumes de sédiments. La fourniture sédimentaire grossière, qui est l'un des éléments de contrôle principaux de l'activité géomorphologique des torrents proglaciaires, pourrait être profondément modifiée. Dans le contexte de la vallée de Chamonix, où la pression urbaine est très forte, l'accélération du retrait glaciaire soulève des questionnements de la part, à la fois des gestionnaires et des scientifiques sur l'évolution des risques, et de la gestion des flux solides.

L'objectif de ce travail de thèse est d'étudier le couplage sédimentaire entre les espaces libérés des glaces et les torrents jusqu'en fond de vallée, avec un double niveau de réponse. Le premier niveau permet de comprendre les trajectoires géomorphologiques des systèmes glacio-torrentiels depuis la fin du Petit Age Glaciaire et à l'échelle de la vallée. Il est étayé par une analyse géomorphologique et par l'étude de l'évolution du réseau hydrographique, qui s'appuie sur une modélisation et sur de nombreux documents d'archive. Cette étape souligne la diminution du potentiel du système torrentiel à remobiliser des sources sédimentaires. En conséquence, l'activité des torrents a fortement baissée depuis 150 ans. La seconde approche concerne l'étude des dynamiques récentes basée sur la comparaison diachronique de MNT LiDAR à haute résolution. Elle se focalise sur les trois systèmes glacio-torrentiels les plus grands de la vallée (Argentière, Mer de Glace et Bossons) dont les activités morphogènes ont pu être interprétées sous le prisme de crues d'occurrence décennale survenues en août 2014. Cette partie montre l'efficacité des processus de stockage sédimentaire au sein même des espaces désenglacés, ainsi que l'importance du forçage humain sur la morphogénèse torrentielle qui prime désormais sur l'influence du retrait glaciaire. L'état de la fourniture sédimentaire résulte actuellement de l'impact des différentes infrastructures, tels que les captages sous-glaciaires ou l'autoroute d'accès au Tunnel du Mont Blanc.

Nos résultats montrent donc une première phase de diminution de l'activité torrentielle, principalement causée par le retrait des glaciers de 1850 à 1950, puis les conséquences de la pression des activités humaines sur les évolutions hydromorphologiques. La baisse de la torrentialité est toutefois ponctuée de quelques événements, comme la crue du septembre 1920 sur l'Arveyron de la Mer de Glace, dont nous avons reconstitué les conséquences géomorphologiques. Malgré leur intensité, les effets de ces crues restent néanmoins relativement limités à l'aval immédiat des glaciers.

Contrairement donc aux hypothèses initialement soulevées, le retrait glaciaire n'implique pas une augmentation de la fourniture sédimentaire, mais au contraire, une diminution des apports du fait de la déconnexion entre les espaces désenglacés et les systèmes torrentiels.

Abstract

Geomorphic evolution of proglacial stream systems of Chamonix- Mont Blanc Valley: a sediment connectivity approach from the end of the Little Ice Age to the current glacier retreat

Since the end of Little Ice Age, glaciers of the Mont Blanc massif have retreated and large sediment volumes have been released from the ice. Thus, sediment supply, which is a main control factor of proglacial stream geomorphic activity, has changed considerably. In the Chamonix Valley, the risk of potential sediment fluxes needs to be managed carefully, due to the present acceleration of glacier retreat and continued urban sprawl. The aim of this thesis is to study the sediment coupling between stream systems and areas (exposed by the retreat of glaciers) released by glaciers. First, we aim to understand the geomorphic trajectory of proglacial systems in the Chamonix valley since the end of the Little Ice Age, using modelling and archive analyses. Our results depict a decreasing capacity of the channel network to be connected with sediment sources. Second, we use a LiDAR DEM multi-temporal comparison to investigate the influence of the decennial scale flood of summer 2014 on the three main proglacial systems in the Chamonix Valley; the Argentière, Mer de Glace and Bossons. This part of our study highlights the storage efficiency of deglaciated areas and the increasing role of anthropogenic forcing. At present, the sediment yield to proglacial streams is influenced by facilities such as the Mont Blanc Tunnel substructure and subglacial harnessing. Our results show that the decreasing geomorphic activity of proglacial streams in the Chamonix valley is mainly caused by glacier retreat from the early 18th century to the middle 20th century, after which it is lead human activity. Nevertheless, the decrease in stream activity is punctuated by extreme events, such as the 1920 flood in the Arveyron of the Mer de Glace for which we reconstructed the geomorphic consequences. Despite their intensity, we find that the impact of large events of this kind is limited close to the glacier downstream. In conclusion, we report a disconnectivity between the release of sediment during glacier retreat and stream systems geomorphology in the Chamonix Valley.

Remerciements

L'exercice des remerciements est une des épreuves de la thèse que je redoutais le plus, parmi toutes celles, et elles sont nombreuses, que la thèse peut offrir. Mais au-delà de l'exercice de style cette étape reste nécessaire car une thèse n'est jamais seulement un travail individuel, car le doctorant est toujours entouré d'une équipe, qu'elle soit professionnelle, personnelle ou les deux à la fois. Cette équipe, presque parfois au sens sportif du terme, est indispensable pour réaliser une thèse, c'est pourquoi je tenais à la remercier.

Je tenais en premier lieu à remercier les membres du jury d'avoir accepté de participer à cette soutenance : Eric Bardou, Etienne Cossart et Frédéric Liébault, avec qui j'ai pu échanger à plusieurs reprises, au cours de différents colloques ou *universités d'été* durant ces trois années et quelques. Je remercie également Jean-Luc Peiry d'être présent car mes travaux s'inscrivent en partie dans la continuité de son travail sur l'Arve. Je n'oublie également pas Anne-Sophie Drouet (cf. infra)

Je tiens évidemment à remercier mes directeurs de thèses, notamment Laurent Astrade qui m'a fait confiance depuis mes premiers travaux de master et donc l'enthousiasme de travailler sur les torrents près desquels ils se ballade depuis son enfance n'a jamais baissé ! Il y a aussi Jean-Jacques Delannoy, qui m'a fourni une relecture attentive et des remarques qui ont fait évoluer mon regard, même si le domaine glaciaire chamoniard est un peu éloigné de son karst ardéchois.

Ce travail doctoral s'est également déroulé en étroite collaboration avec le SM3A. Les échanges réguliers avec eux m'ont permis d'aborder les torrents sous un angle un peu différent, mais toujours intéressant, que ceux qu'on peut voir dans les colloques ou congrès. Anne-Lise Auzan qui a initié ce projet, puis Mireille Vassor et Anne-Sophie qui a repris le flambeau. Sans Anne-Lise et Anne-Sophie, ce travail de thèse aurait été autrement plus complexe ou n'aurait tout simplement pas pu s'initier. On ne peut enfin oublier Franck, technicien de rivière enthousiaste et enthousiasment qui nous a enrichi de toute sa connaissance et sa passion des cours d'eau hauts-savoyards.

Et puis il y a tous ceux qui m'ont aidé au laboratoire durant ces trois ans et quelques : Stéphane pour la 3D (et la spéléo), Christophe pour la toponymie (et la chanson française), Manu pour les appareils photos dont vous pourrez admirer certains clichés, Estelle pour le SIG, Philip et Ludo pour leur connaissance sur le massif du Mont-Blanc et bien d'autres encore.

Dans les remerciements, je voulais aussi dénoncer tous ceux qui ont perturbé mon travail de thèse. En premier lieu, les Véronique et Davina d'EDYTEM : Yves et Manu (oui encore lui) qui m'ont, par contre, largement fait progresser en course à pieds. Et puis évidemment il y a tous les doctorants ou anciens doctorants. Florence, qui sait toujours comment me motiver pour aller courir, surtout quand je n'en ai pas envie. Lise, toujours sur le qui-vive pour me raconter un ragot alors que je rédige un paragraphe. Marine, qu'il faut aller chercher en panne d'essence chez elle ou retrouver dans un certain bar de la Ravoire. Gégé, dont il faut trouver au bar la seule bière qu'elle aimera et se méfier du « regard noir », Camille et les palabres interminables sur la température du chauffage ou de la clim, Manon qu'il faut convaincre d'aller jouer au badminton, mais qui parfois me laisse gentiment gagner. Pour faire face à toute cette horde féminine, le renfort de Laurent (certes, pas toujours sans faille), compagnon d'infortune a été indispensable. Et puis tous les autres : Anouk, Eve, Camille, Haixing, Charlotte, etc. Mais vous aurez bien compris, que sans cette horde de joyeux perturbateurs, cette période de thèse aurait été bien moins sympathique à vivre.

Si de belles photographies de bonhommes en néoprène dans les torrents ponctuent ce manuscrit, c'est grâce à quelques collègues de canyoning et spéléo. Bien sûr Cédric et Oliv' fidèles depuis le début, qui m'ont aidé à progresser et qui ont eu le courage de me suivre dans quelques galères chamoniardes (ah le Groumot...). Et puis il y a aussi tous les autres : Greg, Olivier Chéri, Yannick, Stéphane, Jacky, Vince, Pancho, Aurélie etc. qui m'ont tous soutenu dans les épreuves de la thèse comme celles de la vie. Je n'oublie pas non plus les nouveaux, dont Fabien qui m'a fait des relectures aussi fournies qu'utilises de quelques chapitres ! Et puis il y a le premier d'entre tous à m'avoir formé : Gabriel et son Master 5, dont les moments passés ensemble sont toujours amicalement ou gastronomiquement riches, qu'ils soient sous terre, dans l'eau, dans un kebab autour d'une assiette de charcuterie ou d'une bouteille de vin !

J'ai également une pensée pour tous mes compagnons du rugby universitaire des belles années de Lyon 2. Si l'on s'éloigne de plus en plus de nos 20 ans, on boira toujours à l'amitié à l'amour et à la joie pour fêter nos retrouvailles. Je rejoins donc mon pote Mario parmi les docteurs rugbymen.

Enfin, comment ne pas souligner la splendide famille que j'ai la chance d'avoir, qui m'ont apporté un soutien sans faille et dont j'ai hâte de voir le sourire réconfortant au bord d'un terrain de rugby ou dans un amphithéâtre d'université : mes parents qui, bien que sceptique lors de mon inscription en première année de licence de géographie ont présents par la suite, mon frère et ma sœur moins pénibles à la fin de ma thèse qu'au début (à moins que ce soit moi), mes grands parents attentifs ou téméraires, mes cousins (notamment Antoine qui m'a aidé à compter quelques cailloux à Chamonix), cousines, oncles et tantes chambreurs, chanteurs ou blagueurs.

Abréviations

ATMB : *Autoroute et Tunnel du Mont Blanc*

EDF : *Electricité De France*

EDYTEM : *Environnement Dynamiques et Territoires de la Montagne*

GLIMS : *Global Land Ice Measurements from Space*

GIEC/IPCC : *Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat / Intergovernmental Panel on Climate Change*

GLOF : *Glacial Lake Outburst Flood*

IRSTEA/CEMAGREF : *Institut de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement /Centre national du Machinisme Agricole, du génie rural des Eaux et des Forêt*

ISTERRE : *Institut des Sciences de la Terre*

LEG : *Ligne d'Equilibre Glaciaire*

LGGE : *Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement*

MNT/DEM : *Modèle Numérique de Terrain/ Digital Model Elevation*

MNS : *Modèle Numérique de Surface*

PAG/LIA : *Petit Age Glaciaire/ Little Ice Age*

PPR/PPRI : *Plan de Prévention des Risques/ Plan de prévention des Risques d'Inondation*

RTM : *Restauration des Terrain de Montagne*

SM3A : *Syndicat Mixte de l'Aménagement de l'Arve et ses Abords*

Introduction générale

Etudier les torrents proglaciaires pour comprendre les conséquences du changement climatique

Le réchauffement climatique se fait ressentir partout dans le monde (IPCC, 2013) et la hausse des températures est accentuée dans les Alpes (Blöschl et Montanari, 2010), où les conséquences de l'évolution du climat sont nombreuses et se font particulièrement ressentir. La cryosphère, et plus spécifiquement les glaciers, sont très sensibles aux variations du climat et leurs fronts reculent actuellement très fortement (Francou et Vincent, 2007 ; Rosenzweig et al. 2008). Les torrents proglaciaires, qui sont le trait d'union entre le domaine glaciaire et les vallées où se concentrent les populations, sont au centre du travail doctoral qui constitue ce mémoire. La compréhension de la dynamique et de l'évolution de ces torrents particuliers permet de mieux cerner les impacts géomorphologiques de l'évolution climatique, mais également les implications possibles en termes de risques et d'enjeux de gestion.

Une des premières incidences de la récession des glaciers concerne la ressource en eau et ses effets de son évolution sur les écosystèmes de montagne et les activités humaines (Moore et al. 2009). Les torrents proglaciaires peuvent notamment soutenir les débits pendant des périodes de sécheresse. Vivian et Edouard (1984) ont, par exemple, estimé que les bassins versants dont l'englacement dépassait 10 % n'avaient pas été impactés par la sécheresse catastrophique de 1976. Les torrents proglaciaires sont aussi des écotones particulièrement dépendants des changements hydromorphologiques (Smith et al., 2001 ; Cowie et al., 2014). Les torrents proglaciaires peuvent représenter enfin un risque pour les populations humaines. Ainsi, au Pérou, depuis 1941, plus de 30 catastrophes d'origine glaciaire – crues et avalanches – ont causé la mort de 30 000 personnes (Carey, 2005).

L'évolution du risque torrentiel suscite de nombreuses interrogations. En effet, en se retirant, les glaciers libèrent d'importants volumes sédimentaires qui pourraient, potentiellement, fournir abondamment les systèmes torrentiels et, par conséquent, augmenter leur activité et les risques qui en découlent. Les débordements, facilités par l'élévation du lit des cours d'eau, en sont un des exemples. Cette dimension est au cœur de notre recherche doctorale. La problématique centrale de notre travail porte donc sur **les conséquences du retrait glaciaire sur la fourniture sédimentaire et l'activité géomorphologique des torrents**. Ce questionnement a pour site d'étude le versant chamoniard du Massif du Mont Blanc qui possède des particularités uniques dans les Alpes, tant pour ses aspects physiques que humains. L'évolution de ce milieu soumis aux changements climatiques récents a des conséquences sur les territoires. Mais réciproquement, les actions humaines impactent également les dynamiques environnementales, et notamment les fonctionnements hydromorphologiques.

Les enjeux de la dynamique torrentielle dans la vallée de Chamonix

Notre recherche doctorale se concentre sur le versant chamoniard du Massif du Mont Blanc qui est particulièrement bien adapté à l'étude des réponses des torrents proglaciaires en lien avec le recul des glaciers. D'une surface de 550 km², il s'étale sur trois pays : Italie, Suisse et France. La dizaine de sommets qui dépassent les 4000 m, dont le Mont Blanc, qui culmine à 4809 m (en 2015), se situent principalement sur la ligne de partage des eaux qui séparent les bassins français et italien. Au sud, le bassin italien dirige les eaux vers la Doire Baltée, grand affluent du Pô, qui draine tout le Val d'Aoste. Au Nord, le bassin français verse essentiellement l'eau de fonte des glaciers vers l'Arve, premier grand affluent du Rhône à l'aval du Lac Léman, par deux vallées. Le Bon Nant, cours d'eau collecteur du Val Montjoie, conflue avec l'Arve à Passy. La vallée de Chamonix constitue la haute vallée de l'Arve qui prend sa source – non glaciaire – au col de Balme. Elle draine environ 40% du Massif du

Mont Blanc et reçoit notamment les eaux de trois des quatre plus grands glaciers de ce massif, que sont la Mer de Glace, le glacier d'Argentière et le glacier des Bossons.

La vallée de Chamonix est également un territoire de montagne unique. La capitale de l'alpinisme est, en effet, un espace très urbanisé – donc vulnérable – située au pied de ce qui fait sa renommée : la haute montagne, où se cumulent les aléas : écroulements (Ravel et Deline, 2011), avalanches (Guichonnet, 1950 ; Vincent et al. 2015), glissement de terrain (Lefebvre et Demmerle, 2004), torrentialité et inondations. Ces dernières ont surtout été abordées par les études hydrauliques consécutives à la crue de juillet 1996. Les approches géomorphologiques des torrents sont anciennes (Kuss, 1900, Mougin, 1914) ou bien concernent des problématiques plus globales, à l'échelle de l'ensemble de la vallée de l'Arve, par exemple (Peiry, 1988). La connaissance du fonctionnement hydromorphologique des torrents proglaciaires de la vallée de Chamonix restait à entreprendre. L'avancée des connaissances sur les dynamiques géomorphologiques des espaces désenglacés, qui permettent notamment d'anticiper les changements à venir, sont pourtant un enjeu particulièrement sensible pour la gestion des flux sédimentaires et des risques torrentiels (Knight et Harrison 2014).

La genèse du projet de recherche

Le SM3A, Syndicat Mixte de l'Aménagement de l'Arve et ses Abords, a pour mission la gestion de l'Arve et de ses affluents du Pays du Mont-Blanc et de la vallée de Chamonix Mont Blanc. Cette tâche s'inscrit dans le cadre du contrat de rivière Arve puis du SAGE et concerne toutes les dimensions hydrologiques. Il dispose des compétences opérationnelles (dont la maîtrise d'ouvrage des différents ouvrages de protection contre les inondations) et prospectives en matière de planification et de gestion de l'eau. Parmi les objectifs du SAGE, la gestion du risque et le rétablissement des équilibres sédimentaires occupent une place prépondérante. La connaissance du fonctionnement hydromorphologique et des flux sédimentaire est donc essentiel pour le SM3A afin d'adapter au mieux les politiques et modes de gestion du risque et des flux sédimentaires.

La crue du 25 juillet 1996 de l'Arve et de ses affluents chamoniards a marqué un virage important dans ces politiques de gestion. Bien que n'ayant fait que des dégâts matériels, gestionnaires et élus ont pris conscience de l'importance du risque torrentiel. La série d'études hydrauliques réalisées après l'évènement a attribué une partie des débordements de l'Arve à l'engravement et donc à l'exhaussement du lit de la rivière. Cet engravement, selon ces même études, est imputable à la fourniture sédimentaire abondante des affluents glaciaires, notamment l'Arveyron de la Mer de Glace, où le recul du glacier fait apparaître des volumes sédimentaires menaçants mais dont, jusqu'à présent, personne n'avait étudié le couplage effectif avec le système torrentiel.

Parallèlement aux problèmes des apports sédimentaires dans la vallée de Chamonix, se pose également la question du transit sédimentaire à l'aval et l'incision du lit de l'Arve dans sa plaine alluviale. A l'aval du barrage des Houches, l'Arve présente en effet un déficit sédimentaire marqué avec, à Passy, une incision parmi les plus élevées des rivières alpines français, aux alentours de 12 m (Peiry et *al.*, 1994). Les torrents, par leurs apports liquides et solides, jouent en effet, un rôle prépondérant dans les équilibres morphologiques des systèmes fluviaux en aval (Wohl 2006).

La connaissance de l'évolution de la fourniture sédimentaire en lien avec le retrait glaciaire relève d'une véritable combinaison d'enjeux pour la gestion de l'Arve et de ses affluents de la vallée de Chamonix à l'ensemble du système Arve.

L'ambition de ce manuscrit est aussi d'être une base de travail pour le SM3A dont les attentes initiales sont (1) l'identification et la quantification des sources sédimentaires, (2) l'évaluation de l'efficacité des ouvrages de correction torrentielle, et (3) avoir des éléments de réponse sur l'évolution future des apports sédimentaires.

Les objectifs de la thèse

Notre recherche doctorale s'inscrit autour d'une double démarche : d'une part scientifique, pour mieux appréhender les effets du réchauffement climatique sur les torrents en lien avec le retrait actuel des glaciers, et d'autre part de gestion, à l'échelle de la vallée, afin de mieux connaître le fonctionnement et la dynamique actuel des torrents et d'anticiper ainsi leurs trajectoires géomorphologiques dans les années à venir. Ces deux enjeux sont étroitement liés.

L'objectif de ce travail de thèse s'articule alors autour de deux axes :

- **l'étude de l'évolution des sources sédimentaires depuis la fin du Petit Age Glaciaire (PAG) à l'échelle de la vallée** sur l'ensemble des torrents proglaciaires qui confluent avec l'Avre, identifiés dans la Figure 0.1 ;
- **l'analyse des dynamiques géomorphologiques actuelles en se focalisant sur l'analyse de trois systèmes proglaciaires du massif du Mont Blanc**: Argentière, Mer de Glace et Bossons (Fig. 0.1).

Ces objectifs généraux interrogent des méthodologies de travail propres au champ disciplinaire de la géomorphologie appliquée aux milieux glaciaires, proglaciaire et fluvio-torrentiel :

- **identifier l'origine des matériaux charriés par les torrents**, *via* l'approche morphologique, et traiter de leurs conséquences sur leur transport. Nous nous sommes restreints dans cette étude aux éléments les plus grossiers qui, dans les systèmes proglaciaires, contrôlent la géométrie des chenaux (Baewert et Morche, 2014) ;
- **étudier la connectivité sédimentaire**, c'est-à-dire comprendre l'articulation morpho-sédimentaire entre les sources identifiées (marge proglaciaire) et les zones de dépôts (souvent à l'interface torrents/vallée) ;
- **analyser des évènements extrêmes** afin de mieux traiter du fonctionnement sédimentaire lors de ces séquences très courtes mais hautement morphogènes. Des crues d'occurrence décennales se sont produites et ont fait l'objet d'une attention toute particulière. Elles seront également comparées à des évènements plus anciens.

Nous avons enfin mis en application et développé différentes méthodes pour répondre à ces questionnements :

- **la cartographie géomorphologique**, afin d'identifier les sources sédimentaires et les formes caractéristiques de l'état de la fourniture ;
- **l'exploitation de documents historiques** : cartes, photographies, témoignages et études permettent de reconstituer les dynamiques passées ;
- **l'utilisation des données topographiques LiDAR** à haute résolution, en particulier la comparaison diachronique de MNT, pour quantifier les flux sédimentaires ;
- **l'instrumentation** des cours d'eau, qui n'est pas centrale dans ce travail mais dont les apports sont incontournables pour quantifier les débits notamment. Nous avons essentiellement utilisé les réseaux de mesure déjà existants.

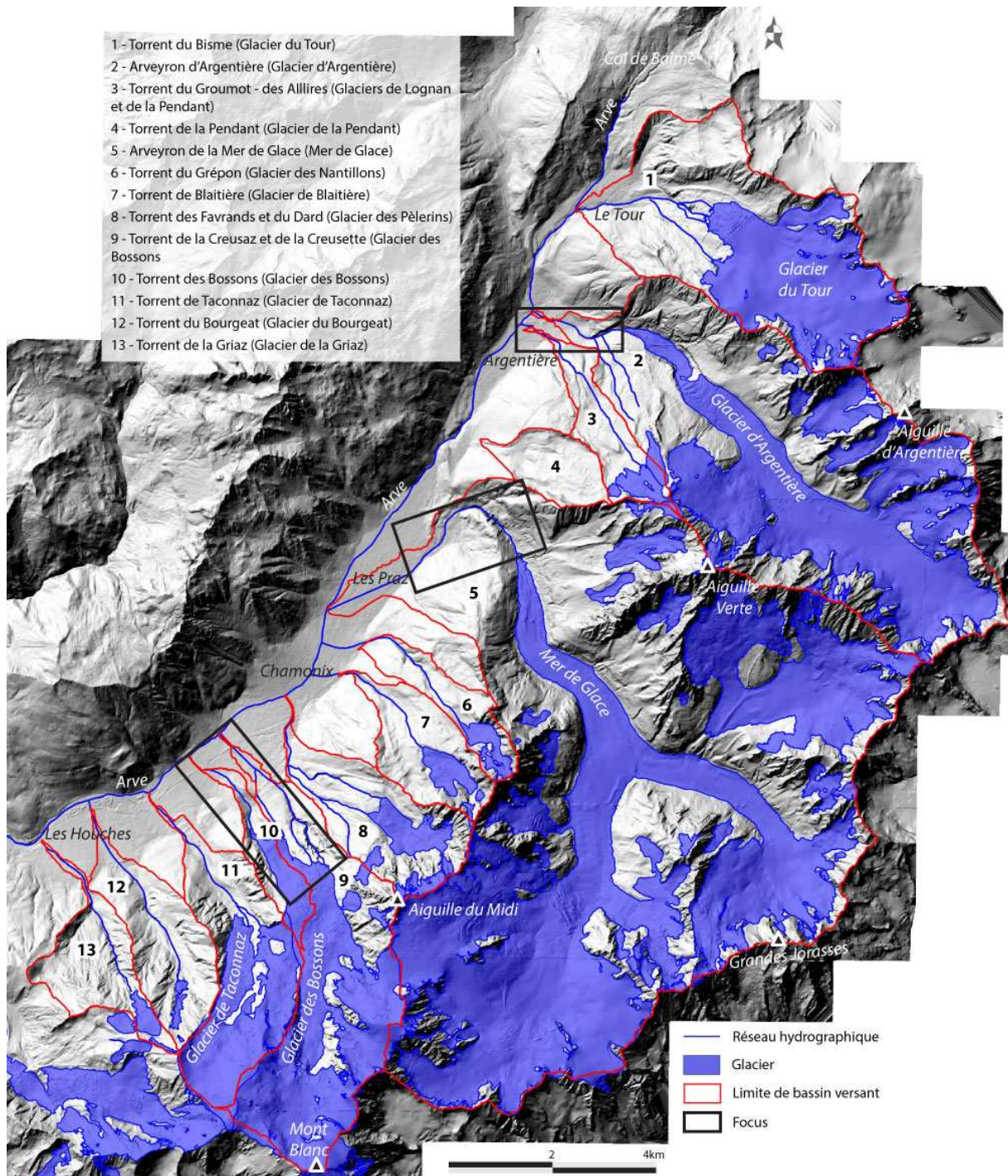


Fig. 0.1 Les torrents proglaciaires de la vallée de Chamonix

Organisation du mémoire

Ce mémoire s'articule en sept chapitres.

Le **chapitre 1** constitue l'état des connaissances sur la question du retrait glaciaire et de ses implications sur les dynamiques torrentielles.

Le **chapitre 2** identifie et synthétise les différents types de forçage susceptibles d'intervenir sur les dynamiques torrentielles. Les connaissances remarquables sur les fluctuations glaciaires dans le massif

du Mont Blanc et sur les forçages humains sont mobilisées et intégrées dans une base de données cartographique et géomorphologique que nous avons élaborée.

Le **chapitre 3** montre comment le retrait glaciaire a modifié l'organisation du réseau hydrographique depuis la fin du PAG et quelles en sont les conséquences sur la fourniture sédimentaire.

Le **chapitre 4** est axé sur les méthodes d'exploitation des données topographiques à haute résolution, utilisées dans les deux chapitres suivants, afin de quantifier les flux sédimentaires en milieu de montagne.

Les deux chapitres suivants se focalisent sur les trois plus grands systèmes glacio-torrentiels de la vallée de Chamonix : l'Arveyron de la Mer de Glace, l'Arveyron d'Argentière et les trois émissaires du glacier des Bossons, les torrents de la Creusaz, de la Creusette et des Bossons (Fig. 0.1). Les effets morphogéniques des crues qui les ont touchés au cours de l'été 2014 sont analysés en détail. Le **chapitre 5** se concentre sur l'évolution géomorphologique des espaces récemment libérés des glaces et leur capacité à fournir des sédiments au système torrentiel. Le **chapitre 6** porte, quant à lui, sur les dynamiques torrentielles plus à l'aval et leur situation vis-à-vis de la fourniture sédimentaire. Des focus sont proposés sur des événements plus anciens, qui se sont produits au cours du 20^{ème} siècle et qui permettent d'expliquer la situation géomorphologique actuelle.

Enfin, le **chapitre 7** synthétise les résultats acquis et tente de les replacer dans les contextes géographiques et scientifiques plus généraux.

Chapitre 1

Etat de l'art : les conséquences de la récession des glaciers dans les bassins versants torrentiels

1.1 Introduction : une problématique à l'interface entre deux champs de la géomorphologie

Ce chapitre a pour but de recenser les travaux abordant l'évolution de l'activité torrentielle en lien avec le retrait glaciaire, soit en y apportant des premiers éléments de réponse, soit en soulevant certains questionnements scientifiques auxquels nos travaux de recherche permettraient de répondre.

Pour mener à bien cet état de l'art, nous l'aborderons en deux temps : en abordant les travaux menés en géomorphologie fluviale puis ceux liés à la géomorphologie glaciaire. Ils constituent chacun une partie de ce chapitre afin de comprendre les formes et processus qui leur sont propres. La troisième partie se consacre aux torrents proglaciaires et plus spécifiquement à l'articulation entre les systèmes glaciaires et fluviaux qui ont une forte empreinte passée et actuelle dans la géomorphologie de montagne. La singularité des milieux de montagne, et plus particulièrement alpins, est mise en avant dans ce chapitre. Un des objectifs est également clarifier les ambiguïtés sémantiques qui persistent dans les travaux en géomorphologie de montagne afin de pouvoir au mieux mettre en perspective, les résultats présentés dans nos travaux de thèse, dans leurs contextes scientifiques.

1.2 Les dynamiques géomorphologiques du retrait glaciaire

1.2.1 Le paraglaciale, une période d'ajustements géomorphologiques

Afin de comprendre les conséquences du retrait glaciaire sur l'activité torrentielle, nous allons, dans un premier temps, nous porter sur les études faisant objet des espaces désenglacés. La géomorphologie paraglaciale ayant pour objet l'étude des espaces désenglacés, son apport est incontournable. Ballantyne (2008) définit la géomorphologie paraglaciale comme étant l'étude de la façon dont les paysages glaciaires s'ajustent aux conditions non-englacées. Même si sa définition et son champ d'étude ne font pas partout consensus, elle permet d'avoir une approche dynamique de ces espaces qui, par définition, évoluent en permanence. Les travaux sur le paraglaciale nous concernent particulièrement par leur intérêt qu'ils portent sur les interactions entre les dynamiques glaciaires et fluvio-torrentielles. Nous tâcherons, par conséquent d'aborder les études portant sur les espaces désenglacés même si celles-ci n'évoquent pas explicitement la notion de *paraglaciale* (voir encadré ci-contre).

Church et Ryder (1972) ont été les premiers à introduire et définir la notion de paraglaciale dans leurs travaux portant sur des espaces désenglacés. Néanmoins, les espaces libérés des glaces ont fait l'objet d'études dès le début du 19^{ème} siècle. Cela a été, par exemple, le cas des forestiers français s'interrogeant à la fin du PAG sur les conséquences que pouvaient et pourraient avoir les volumes sédimentaires rapidement libérés des glaces sur la torrentialité (Surell, 1841 ; Küss, 1900). Plus tard, Tricart et Cailleux (1962) parlent de réadaptation fluviale et lacustre pour qualifier les ajustements morphologiques post-glaciaires, provenant de l'action des eaux. Parmi ces mêmes références, le terme de *marges glaciaires* est souvent employé pour désigner (entre autre) les formes et processus situés à l'aval des glaciers (Tricart et Cailleux, 1962 ; Vivian, 1975), c'est-à-dire proglaciaire. C'est ce dernier terme qui est encore souvent préféré dans grand nombre de publications récentes pour désigner les sites d'étude directement soumis aux conditions de désenglacement. Elles citent, par ailleurs, régulièrement l'article fondateur de Church et Ryder (Gurnell et al., 1999 ; Marren, 2005 ; Geilhausen et al., 2013). C'est par ailleurs le terme de *marge proglaciaire* que nous utiliserons pour désigner les espaces actifs à l'aval des glaciers, et par conséquent, les espaces récemment libérés des glaces. Le paraglaciale connaît, néanmoins, un renouveau depuis le début des années 2000 grâce au travail de synthèse de Ballantyne (2002). Il définit le paraglaciale, comme étant l'ensemble des formes, processus, géosystèmes et paysages directement soumis à la déglaciation et à la glaciation.

Paraglaciale, proglaciaire, postglaciaire ou périglaciaire ?

Ces trois termes sont souvent employés et parfois confondus.

Le **périglaciaire** désigne les processus soumis à l'action du permafrost, et plus spécialement de l'action gel/dégel (Worsley, 2004, Encyclopedia of geomorphology). La présence de glaciers n'entre pas dans la définition du périglaciaire.

Le **proglaciaire** (littéralement *devant le glacier*) peut être défini comme l'ensemble des marges glaciaires (Embleton-Hamann, 2004, Encyclopedia of geomorphology). Sa définition est bien plus restrictive, mais également moins conceptualisée que celle du paraglaciale.

Slaymaker (2011) propose une grille de lecture synthétique. Le paraglaciale est d'abord un état de transition (espace désenglacé). Le proglaciaire se définit par sa situation (au front du glacier) et le périglaciaire par les processus (permafrost).

Le **paraglaciale** est lui plus conceptuel. Le terme de *postglaciaire* peut parfois le recouper, même si celui-ci désigne les processus qui œuvrent après la déglaciation. La frontière sémantique est donc très fine.

Le paraglaciale est d'abord défini dans sa dimension temporelle : la *séquence* (ou *période*, selon les auteurs) *paraglaciale* comprend l'ensemble des processus d'ajustement morphologique liés au désenglacement. Church et Ryder (1972) ont proposé une synthèse de l'évolution de la fourniture sédimentaire paraglaciale aux systèmes fluviaux. Celle-ci s'initie par une brutale augmentation, parfois qualifiée de crise torrentielle, sur laquelle nous reviendrons dans la partie 1.3.2. La définition du paraglaciale en terme de processus et de formes est en revanche beaucoup moins consensuelle (Mercier, 2007 ; Iturrizaga, 2011b). En effet, il n'existe pas *stricto sensu* de formes paraglaciaires car les processus qui les génèrent, souvent polygéniques (gravitaires, fluviales, glaciaires), ne sont pas propres aux espaces désenglacés.

Trois échelles de temps peuvent être distinguées dans les différentes études portant sur les conséquences géomorphologiques du désenglacement. Les deux dernières nous intéressent spécifiquement :

- Les études portant sur la période qui a suivi la dernière glaciation pléistocène sont les plus répandues (Church et Ryder, 1972 ; Ballantyne, 2002a ; Ballantyne, 2008 ; Mercier, 2010).
- Cependant l'étude du paraglaciale s'intéresse de plus en plus à l'échelle historique qui permet d'aborder le retrait des glaciers depuis la fin du PAG, période où les glaciers ont le plus

avancé durant l'Holocène (Curry *et al.*, 2006 ; Cossart et Fort, 2008; Cossart, 2009; Knight et Harrison, 2014).

- Les dynamiques actuelles liées au réchauffement climatique sont étudiées à l'échelle intra et inter-annuelle se définissent plutôt comme proglaciaires (Ashworth et Ferguson, 1986 ; Warburton, 1990 ; Warburton, 1994 ; Chew et Ashmore, 2001 ; Marren, 2005 ; Carrivick *et al.*, 2013 ; Marren et Toomath, 2014 ; Morche *et al.*, 2015).

Si le domaine d'étude du paraglaciaire s'étend théoriquement sur l'ensemble des types de couvert glaciaire, les études du paraglaciaire se portent principalement sur les glaciers de vallée et les calottes (Church et Ryder, 1972 ; Ballantyne, 2002 ; Ballantyne, 2008 ; Mercier, 2010 ; Roussel, 2011 ; Marren et Toomath, 2014). Seuls quelques travaux récents s'intéressent aux petits systèmes glaciaires qui restent donc encore assez méconnus et dont les conséquences de la déglaciation le sont encore plus (Bardou *et al.*, 2015; Bosson *et al.*, 2015). Les dynamiques d'ajustements géomorphologiques consécutives à la déglaciation recouvrent donc des échelles spatio-temporelles très variables qu'il est nécessaire d'appréhender avant de pouvoir généraliser des modèles ou concepts à des systèmes glacio-torrentiels différents.

1.2.2 Les systèmes fluviaux et torrentiels actifs dans les marges proglaciaires

Les ajustements morphologiques de la déglaciation sont l'œuvre d'un ensemble de processus gravitaires, glaciaires, périglaciaires, fluviaux et littoraux (Ballantyne, 2002). Les processus fluviaux sont considérés, par différents auteurs, comme étant prédominants et très actifs dans les espaces désenglacés (Bravard, 1997 ; Mercier, 2010). Leur rôle est majeur du fait qu'ils participent à la fois au remblaiement des espaces libérés des glaces puis, une fois que les stocks primaires sont épuisés, à la remobilisation des stocks secondaires.

Il existe plusieurs types de processus et formes associées d'origine fluviale qui œuvrent durant la séquence paraglaciaire. Les sandurs (*valley train* en anglais) sont des formes emblématiques des espaces pro/paraglaciaires (Fig 1.1). Ils adoptent un style typiquement tressé avec une décroissance granulométrique et de pente vers l'aval (Maizels, 1993 ; Roussel, 2011). Pour les sédiments en suspension, les sandurs peuvent jouer à la fois le rôle de puits et de sources (Hodson *et al.*, 1998), mais ils fonctionnent plus globalement comme des puits sédimentaires (Ballantyne, 2002). Plusieurs facteurs contrôlent le développement des sandurs : la topographie, le régime hydrologique, les conditions hydrauliques locales, la granulométrie et la fourniture sédimentaire (Maizels, 1993). Maizels (1993) distingue deux types de sandurs - elle distingue en fait un troisième type dont la formation est liée à l'activité volcanique que nous occultons volontairement – que sont les sandurs *normaux* contrôlés par le cycle de fonte journalier et saisonnier et les sandurs à *jökulhaups* qui se développent après des crues de très forte intensité, généralement d'origine glaciaire. Les sandurs subissent l'encaissement du réseau hydrographique généralisé après la déglaciation. L'incision plus globale du réseau hydrographique, observée par plusieurs auteurs, est la conséquence de la diminution de la fourniture sédimentaire (Marren, 2005 ; Cossart et Fort, 2008 ; Roussel, 2011). Elle peut aussi être liée au soulèvement isostatique post-déglaciation (Mercier, 2010) mais cette configuration est surtout valable pour les calottes glaciaire et n'est donc pas adaptée pour les glaciations alpine actuelles. L'incision des chenaux œuvre essentiellement dans la partie proximale des sandurs. Ceci a pour conséquence d'augmenter la fourniture sédimentaire dans la partie distale qui s'aggrave alors, conséquence d'un ajustement vers un nouveau profil d'équilibre (Chew et Ashmore, 2001 ; Marren, 2005 ; Roussel, 2011). Cette observation n'est cependant pas un règle immuable et des configurations différentes peuvent exister suivant le contexte géomorphologique local (Roussel, 2011). Les accumulations purement fluviales peuvent prendre également la forme de cônes alluviaux (*alluvial fan*, Fig. 1.1) (Ballantyne, 2002 ; Mercier, 2010).



Fig. 1.1 Sandur à l'aval du glacier de Gamchi (Suisse) .

Les lacs sont également des objets incontournables d'un réseau hydrographique (Gilvear et Bravard, 1993). A ce titre, leurs dynamiques méritent d'être considérées comme fluviales. Ce sont des formes qui apparaissent fréquemment lors des phases de récession glaciaire (Tricart et Cailleux, 1962 ; Carrivick et *al.*, 2013 ; Mercier, 2010). Les lacs situés dans les marges proglaciaires peuvent se développer à l'arrière de seuils rocheux ou de barrages morainiques (Iturrizaga, 2011a ; Korup et Tweed, 2007). Ils constituent des puits sédimentaires très efficaces puisqu'ils piègent la quasi-totalité de la fourniture sédimentaire produite en amont (Ballantyne, 2002 ; Mercier, 2010 ; Tunnicliffe et Church, 2011) et modifient donc profondément les dynamiques fluviales en aval (Gilvear et Bravard, 1993; Chew et Ashmore, 2001 ; Geilhausen et *al.*, 2013). Ils ont également un rôle de tampon hydrologique en écrétant les crues, comme le Lac Léman le fait sur le Rhône (Bravard 1987). Les lacs sont donc une composante majeure dans les dynamiques d'ajustements géomorphologiques engendrées par la déglaciation quaternaire (Coutterand 2010 ; Carrivick et Tweed, 2013).

Les laves torrentielles s'apparentent à la fois aux processus gravitaires et fluviaux. Elles occupent une place prépondérante dans l'activité paraglaciale (Ballantyne, 2002 ; Mercier, 2010). Elles œuvrent essentiellement dans les apports latéraux. Elles peuvent être générées par des torrents affluents ou bien s'initier dans les accumulations de versant. Les laves participent notamment à l'ajustement des moraines latérales aux conditions désenglacées, par l'érosion dans les parties sommitales et la formation des dépôts en pied des talus qui prennent parfois la forme de cônes (*alluvial cone* Fig. 1.2) (Ballantyne, 2002).

Il existe donc plusieurs types de processus fluvio-torrentiels qui participent à la formation du paysage durant la période paraglaciale (cônes, sandurs, etc.) et qui ont aussi un rôle fonctionnel en remobilisant les stocks détritiques acquis par les processus non-fluviaux.

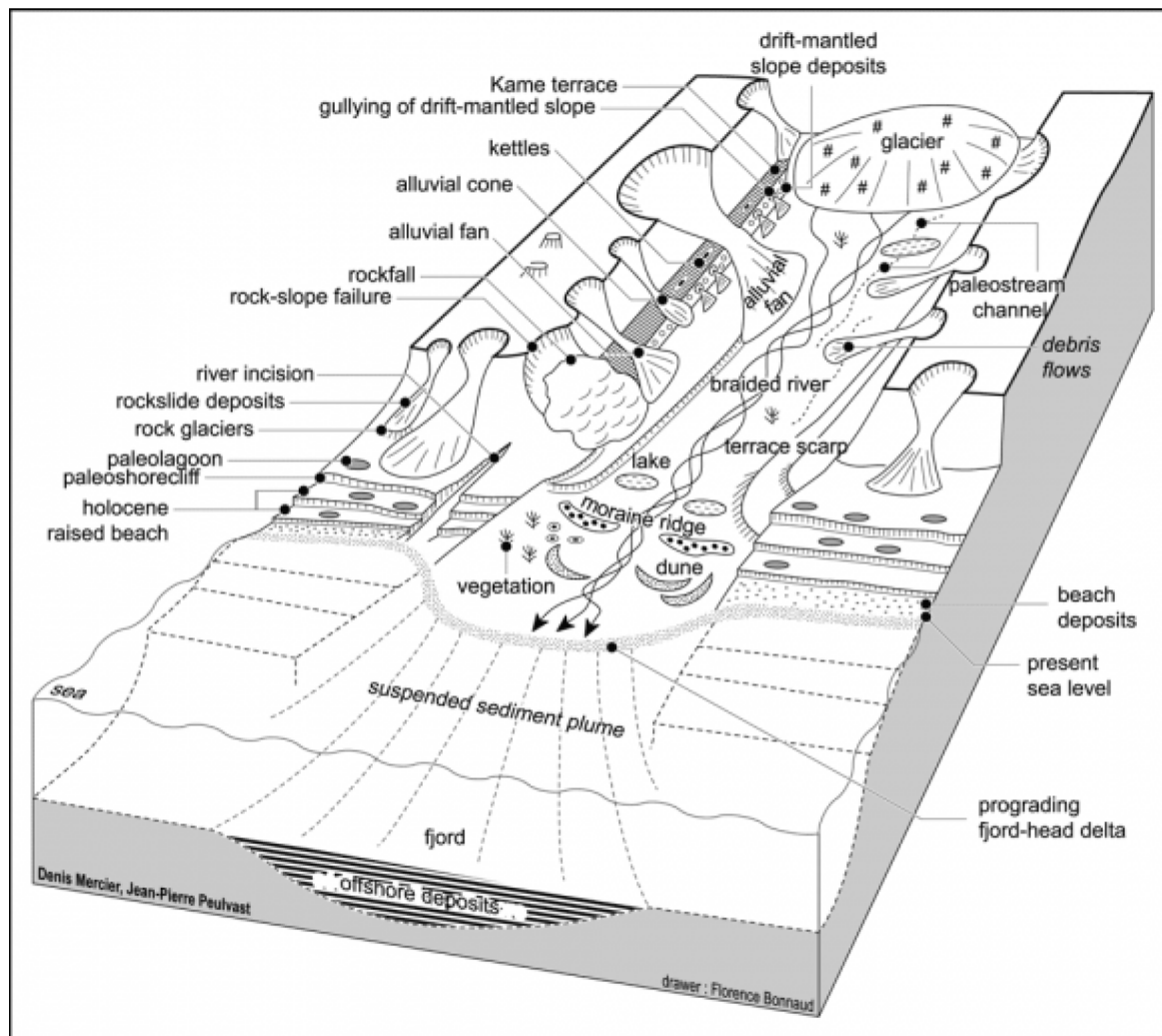


Fig. 1.2 Les formes potentielles lors d'une séquence paraglacière (Mercier, 2010).

1.2.3 Les sources sédimentaires potentielles dans les espaces désenglacés

La séquence paraglacière regroupe aussi un ensemble de processus non-fluviatiles qui participent à la recharge sédimentaire des hydrosystèmes. Ballantyne (2002), propose dans sa formalisation de la « cascade sédimentaire paraglacière » trois grands types de sources sédimentaires : accumulation en pied de paroi, accumulation de versant et accumulation de fond de vallée (figure 1.3). Celles-ci œuvrent plus généralement dans les milieux de haute montagne, c'est pourquoi elles sont particulièrement intéressantes à identifier. Nous n'analyserons pas ici un quatrième type évoqué par Ballantyne et regroupant les processus littoraux.

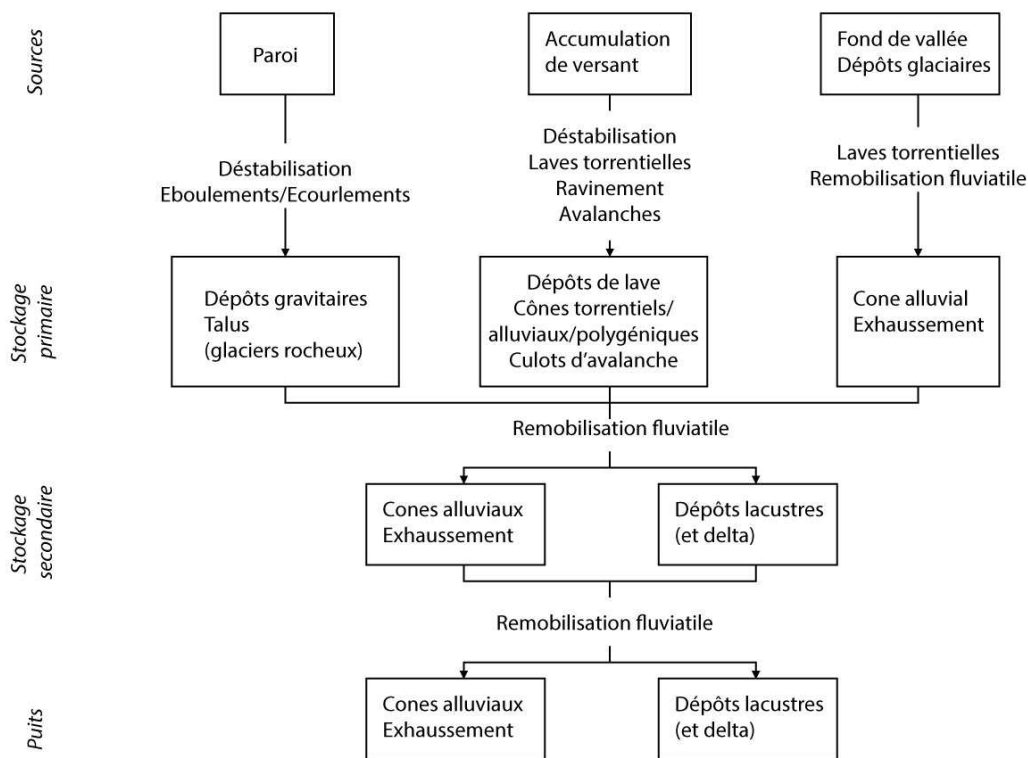


Fig. 1.3 La cascade sédimentaire paraglaciale, modifié, d'après Ballantyne (2002).

Les processus de paroi résultent principalement de la décohésion des parois après le retrait des glaciers du fait de la décompression postglaciaire. Celle-ci génère des processus gravitaire allant de l'ébouilisation à la déformation gravitaire profonde de versant (Mercier, 2011). La probabilité d'occurrence des écroulements paraglaciale suit un modèle décroissant avec le temps (Cruden et Hu, 1993), mais l'initiation de mouvements majeurs de terrain peut se produire dans un délai relativement long, de l'ordre de plusieurs milliers d'années à l'échelle de l'Holocène (Ballantyne et *al.*, 1998). L'étude des processus gravitaires de paroi en contexte paraglaciale concerne principalement la dernière déglaciation quaternaire, mais de grands glissements peuvent être imputables à la déglaciation post PAG (Holm et *al.*, 2004). Deline (2008) qualifie également certains écroulements récents du versant italien du Massif du Mont Blanc de paraglaciales. A l'échelle de la dernière déglaciation pléistocène, des écroulements d'ampleur exceptionnelle peuvent se produire comme celui de Flims sur le Rhin supérieur, évalué à plus de 15 km³ (Tricart et Cailleux, 1962). Les facteurs géologiques (litho-structuraux et sismiques) sont des facteurs favorisant la production sédimentaire des parois (Mercier, 2010). Toutefois, l'instabilité des parois peut également provenir des processus périglaciaires comme le gel/dégel quotidien ou saisonnier ou la fonte du permafrost (Noetzli et *al.*, 2006) tout comme de la détente mécanique propre à tout massif de montagne ayant été ou non englacé. Les écroulements imputables au permafrost sont d'ailleurs nombreux et en augmentation sur le Massif du Mont Blanc, du fait du réchauffement climatique (Ravel, 2009; Ravel et Deline, 2011).

Les processus actifs sur les dépôts de pente (ou de versant) ont été bien étudiés et ce depuis longtemps. Ils concernent essentiellement le démantèlement des moraines latérales (Mercier, 2010). Tout comme les processus de paroi, l'ajustement provient de la suppression de l'appui que le glacier exerce sur le versant. L'érosion des moraines est le résultat de la combinaison de processus gravitaires, torrentiels, de fonte de glace morte ou encore avalancheux (Tricart et Cailleux, 1962 ; Vivian, 1967 ; Curry et *al.*, 2006 ; Ballantyne, 2002 ; Mercier, 2010). Les formes d'ajustement sont donc dominées

par des ravines sur la partie haute de la moraine et par des accumulations polygéniques à son pied, tels les cônes torrentiels et alluviaux, et les dépôts de lave ou d'avalanche (Curry et *al.*, 2006).

Les moraines latérales suivent généralement la même trajectoire géomorphologique après le retrait du glacier (Ballantyne, 2002 ; Mercier, 2010). Ballantyne et Benn (1994) proposent une évolution en trois phases (Fig. 1.3). La première est la mise au jour du couvert détritique laissé en place par le glacier. Puis, les processus d'ajustement des versants se mettent en place. A la dernière phase, la moraine latérale est stabilisée et végétalisée. Les matériaux remaniés sont difficiles à distinguer du till en place (Curry et Ballantyne, 1999). L'érosion de la moraine en haut de versant, au niveau de l'épaulement glaciaire, laisse apparaître de grands affleurements rocheux ayant généralement un faciès poli. Curry et *al.* (2006) ont montré sur les glaciers du Mont-Miné et de Feegletscher que les moraines du PAG se sont stabilisées entre 80 et 120 ans après le retrait du glacier.

Les processus de fond de vallée recourent essentiellement les processus fluviaux que nous avons abordés dans la partie 1.1.2. Le fond de vallée subit néanmoins un certain nombre d'ajustements pour aboutir à un paysage fluvial. Lorsque le glacier se retire, il laisse en place un couvert détritique glaciaire appelé moraine de fond (ou *till* par les sédimentologues). Le till n'est pas ou peu été remanié par les eaux de fusion (Piotrowski, 2011). Le terme suisse-romand de *glarier* a également été utilisé pour décrire le délaissé glaciaire, qu'il soit constitué d'un couvert détritique ou du lit rocheux affleurant (Tricart et Cailleux, 1962 ; Vivian, 1975). Ce terme a l'avantage de couvrir la diversité des dépôts découverts par le retrait des glaciers, avant qu'elles ne soient remodelées par des processus non-glaciaire. La transition d'une morphologie de fond de vallée de type glarier, à une morphologie à dominante fluviale, a en revanche peu été étudiée. On sait néanmoins, qu'après la déglaciation, les vallées sont remblayées et les accumulations sont parfois importantes (Ballantyne, et *al.*, 1998; Cossart et Fort, 2008 ; Mercier, 2010). Puis, quand les apports sédimentaires depuis l'amont diminuent, le réseau hydrographique s'incise (Fig. 1.4) (Ballantyne 2002 ; Mercier, 2010 ; Montgomery et Korup, 2011). Ainsi, le Rhône, par exemple, a incisé des dépôts fluvio-glaciaires dans plusieurs tronçons jusqu'à exhumer des affleurements rocheux antérieurs au remblaiement post-glaciaire de sa vallée (Bravard, 1997).

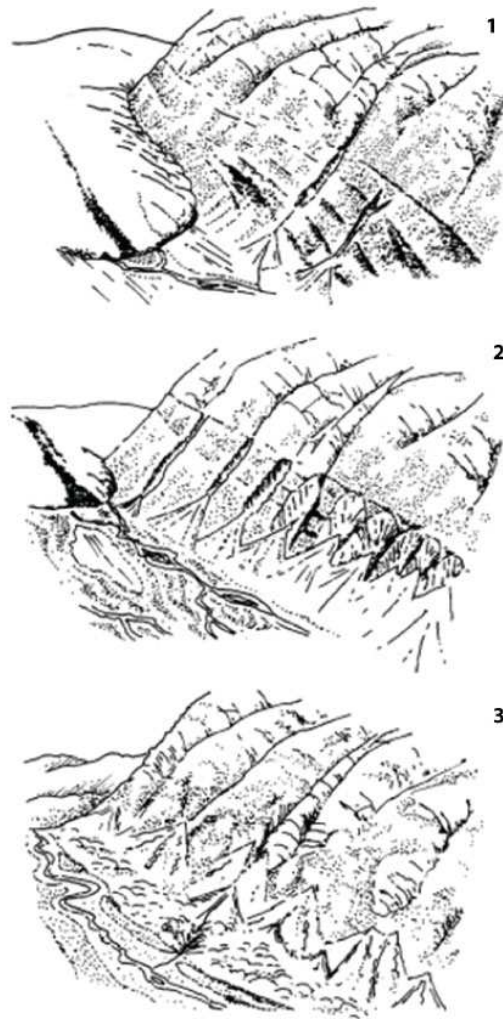


Fig 1.4 Les trois séquences de démantèlement des moraines latérales et de l'évolution du paysage : (1) retrait du glacier ; (2) érosion des versants et exhaussement de la vallée ; (3) incision du réseau hydrographique (Ballantyne, 2002).

Ces trois types de stocks détritiques constituent autant de sources sédimentaires pour les cours d'eau proglaciaires et, dans un cadre d'étude plus général, de torrents alpins. Les sédiments glaciogéniques seraient néanmoins la source dominante de sédiments (Ballantyne, 2002). Cependant, leur capacité à être remobilisés par les processus fluviaux dépend du niveau de connexion avec l'hydrosystème. Afin de mieux appréhender la question du couplage sédimentaire, il est nécessaire d'interroger d'autres paradigmes, notamment ceux de la géomorphologie torrentielle, et plus généralement la géomorphologie fluviale, qui abordent largement cette problématique.

1.3 Le torrent comme objet d'étude

1.3.1 Le torrent, un cours d'eau particulier

Le torrent est un cours d'eau spécifique au milieu montagnard. Il se caractérise par de forts gradients topographiques (e.g. la pente) qui explique son fort potentiel hydraulique (Wohl, 2013). Le caractère torrentiel d'un cours d'eau provient de deux principaux paramètres : des écoulements irréguliers et une pente forte (Wohl, 2013). Il s'exprime par l'importance de la dynamique morphologique (Nougaro,

1967). Celle-ci résulte aussi de l'abondance de la fourniture sédimentaire provenant des processus détritiques alentours très efficaces en montagne.

Les torrents peuvent aussi être définis par leur situation : dans les têtes de bassin versant. Pour cela, les méthodes d'ordination des cours d'eau ont été souvent utilisées pour les caractériser (Strahler, 1957). Elles permettent de mettre en avant la structure du réseau hydrographique et plus spécifiquement l'organisation hiérarchique des cours d'eau (Bravard, 1989). Les torrents se définissent alors comme les cours d'eau de premier ordre (Frissell et *al.*, 1986). La présence d'un glacier dans le bassin versant d'un cours d'eau peut bouleverser l'organisation de l'hydrosystème car l'importance des écoulements dépendent alors plus seulement de la taille du bassin d'accumulation, mais principalement de la fonte de la glace.

Le torrent, comme toute autre entité fluviale, ne peut être étudié à bon escient que s'il est intégré dans l'hydrosystème qui le compose. Les forestiers ont compris très tôt la nécessité d'intégrer l'étude d'un torrent dans son bassin versant. Surell (1941) fut un des premiers à définir le système torrentiel comme étant composé de trois entités aux fonctions distinctes (Fig. 1.5) :

- **le bassin de réception** (ou zone de production) qui est l'endroit où se concentre le ruissellement et où se situent les sources sédimentaires ;
- **le chenal d'écoulement** (ou zone de transport) avec un talweg marqué et une pente forte. Il peut contribuer localement à la recharge sédimentaire (Liébault et *al.*, 2013) ;
- **la zone de dépôt**. Il s'agit généralement d'un cône de déjection où s'accumulent les matériaux qui n'ont pas été repris par le cours d'eau de la vallée principale. Il n'existe pas de corrélation évidente entre la taille du bassin de réception et celui du cône (Marchi et Brochot, 2000). Cette observation en recoupe d'autres. Par exemple, les torrents du Manival (Grésivaudan, France) ou du plus célèbre Illgraben (Valais Suisse) ont des cônes surdimensionnés par rapport à la taille de leur bassin de réception. Ils le doivent notamment à leur contexte lithostructural particulièrement favorable à une production sédimentaire surabondante (Bardou, 2002 ; Schlunegger et *al.*, 2009).

La configuration du système torrentiel n'est cependant pas figée. Les formes structurales ou héritées peuvent, par exemple, contraindre le cône de déjection ou créer des zones de dépôt intermédiaires (Liébault et *al.*, 2013). Dans le cas de la vallée de Chamonix, où les formes glaciaires actuelles et héritées sont extrêmement denses, le système torrentiel est beaucoup plus complexe à lire et à décrypter que le système idéal.

Il existe une multitude de classifications et typologies des torrents qui ne sont pas forcément toutes satisfaisantes. Le caractère torrentiel d'un cours d'eau a par exemple été défini par des critères de pente (Bernard, 1925) pour distinguer rivières, rivières torrentielles et torrents. Mais, les typologies récentes s'efforcent plutôt d'aborder les cours d'eau par des critères géomorphologiques qui permettent une utilisation plus souple qui s'adapte donc mieux aux problématiques spécifiques de chaque utilisateur (Kondolf et *al.*, 2003).

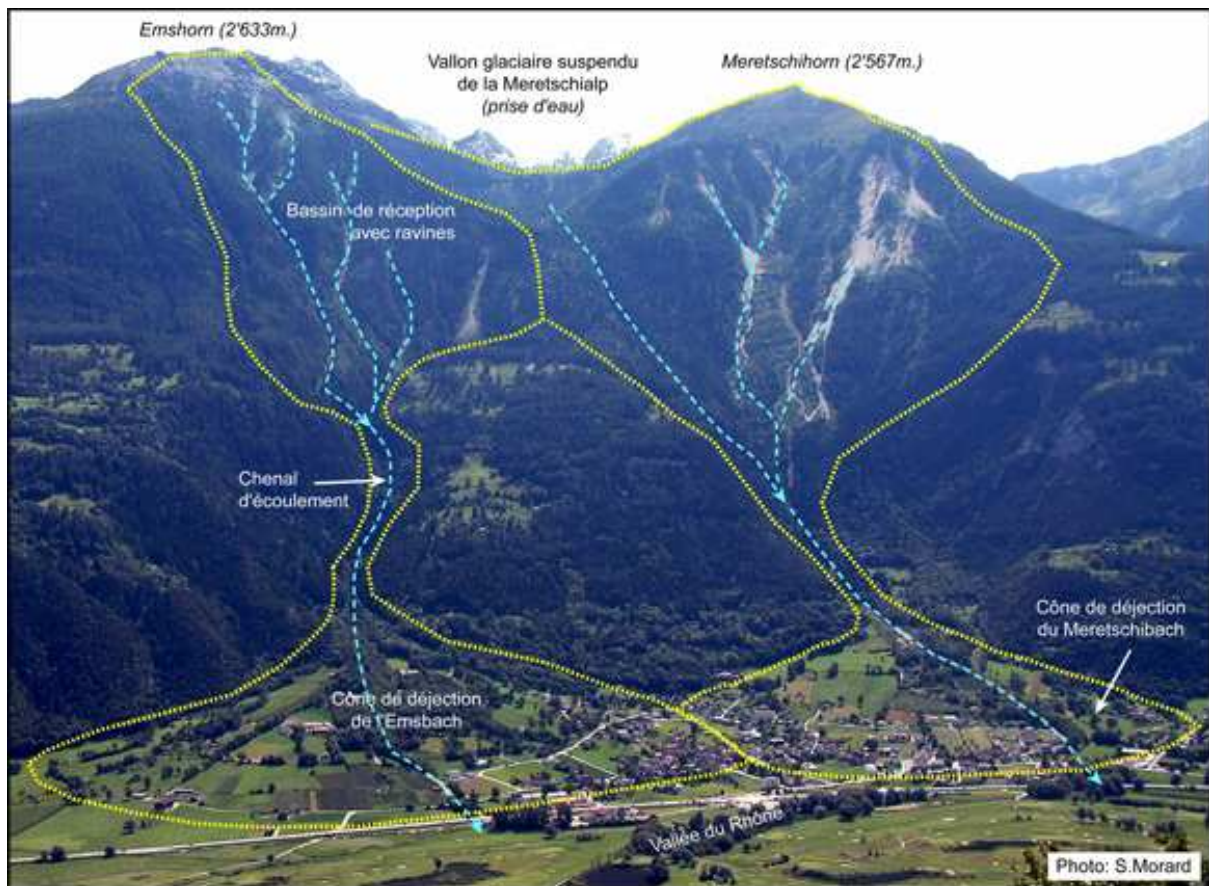


Fig. 1.5 Exemple de deux systèmes torrentiels (source : Université de Fribourg).

1.2.3 La notion d'équilibre géomorphologique des hydrosystèmes : un subtil jeu entre forçage et réponse

La morphologie des chenaux fluviaux et torrentiels est l'expression d'un jeu d'équilibre entre les apports solides et liquides (Bravard et Malavoi, 2010). Ce principe a été conceptualisé par la balance de Lane (1955) qui explique que les débits solides et liquides associés respectivement à la taille des grains et à la pente sont les composantes de la tendance à l'incision ou à l'exhaussement d'un lit fluvial (Fig. 1.5.1). Parmi ces caractéristiques, la fourniture sédimentaire nous intéresse particulièrement, et son intérêt dans l'évolution des formes fluviales et torrentielles a été soulevé depuis longtemps (Schumm, 1963). Cet aspect est aussi au centre de notre problématique.

Il peut être difficile de juger de la stabilité géomorphologique des cours d'eau. L'équilibre dynamique désigne la capacité d'un système, en l'occurrence l'hydrosystème, à revenir à son état antérieur après une perturbation (Fig. 1.6.2). Ce concept est équivalent à celui de résilience, appliqué notamment en écologie. Il signifie qu'une situation peut être instable à l'échelle de la forme tout en étant globalement stable à l'échelle du tronçon (Bravard et Petit, 1997). Les conditions d'équilibre dynamique sont généralement réunies lorsque les variables de débits liquide et solide varient peu. Des changements de faible amplitude provoquent de petits changements morphologiques mais le style fluvial reste le même. Si un changement important se produit (débits solide et/ou liquide), le cours d'eau peut s'orienter temporairement vers un nouveau style morphologique puis revenir progressivement vers son état d'équilibre initial (Fig. 1.6.3). Ainsi, lors de crues de très haute intensité et hautement morphogènes, le système fluvial peut rapidement se réajuster et revenir à une géométrie antérieure (Amoros et Petts, 1993). En revanche, si les changements sont durables, la transformation morphologique peut être pérenne (Fig. 1.5.3). On parle alors de métamorphose fluviale pour décrire un

cours d'eau qui a atteint un nouvel état d'équilibre et adopte un nouveau style géomorphologique. L'origine des variations des débits solides et liquides peuvent provenir, par exemple, d'événements climatiques (augmentation de la fréquence des crues) ou des apports sédimentaires localisés.

Lorsque le système est en déséquilibre, la morphologie du chenal change donc. Mais une telle perturbation ne signifie par forcément une rupture dans la trajectoire géomorphologique du cours d'eau sur une échelle temporelle plus longue. Le Moyen-âge a vu, par exemple, les grandes rivières alpines passer d'un style à méandres vers un style tressé sous l'influence des crues plus fréquentes et de l'augmentation des apports sédimentaires (Bravard, 1989). Depuis le milieu du 19^{ème} siècle, ces mêmes rivières ont connu une nouvelle métamorphose avec la disparition du tressage (Bravard et Malavoi, 2010).

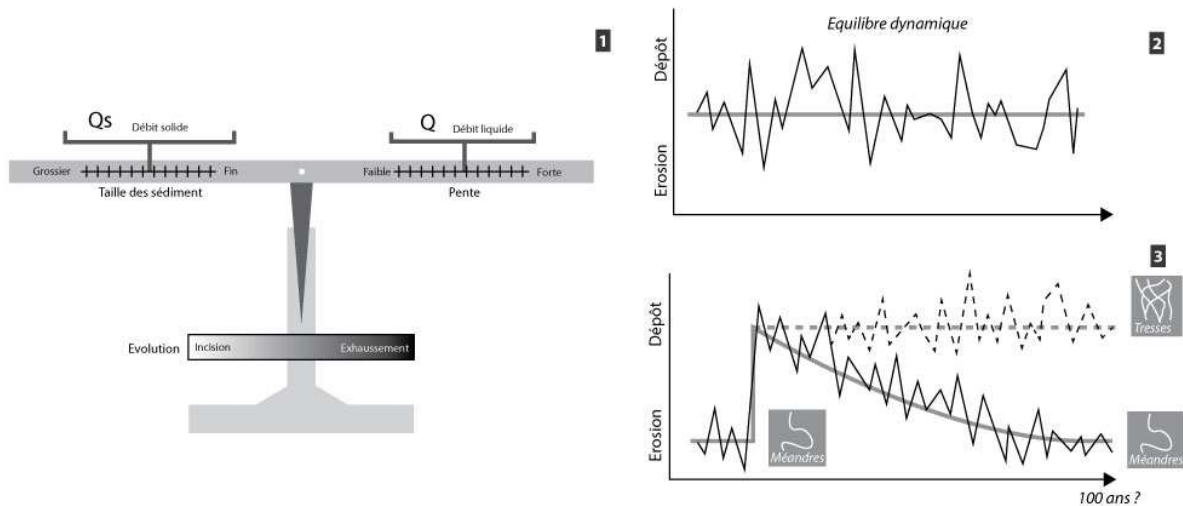


Fig. 1.6 Les concepts d'équilibres en géomorphologie fluviale : (1) la balance de Lane (1955), modifié ; (2) représentation de l'équilibre dynamique d'après Bravard et Malavoi (2010) ; (3) l'équilibre d'un cours d'eau après une crue d'après Bravard et Malavoi (2010).

Du fait de la complexité systémique introduite par les différents niveaux d'analyse possibles, il est nécessaire d'adapter l'échelle de l'étude aux problématiques de recherche. Nous avons choisi d'appliquer pour notre étude la typologie suivante dont les niveaux sont tirés de différentes classification auteurs (Fig. 1.7) (Frissell et al., 1986 ; Bravard et Malavoi, 2010) :

- l'échelle du bassin versant qui a été décrite dans la partie précédente ;
- l'échelle du segment, ou de l'entité fonctionnelle. On peut y observer un gradient de formes mais le rôle dans l'équilibre morphologique (érosion, dépôt, transport) est globalement le même ;
- l'échelle du tronçon qui a des caractéristiques hydrauliques (pente, largeur du chenal, etc.) et géomorphologiques (formes, cf. ci-dessous) identiques. Les formes générées sont identiques ce qui est particulièrement le cas pour les formes cycliques.
- l'échelle de la forme. Elle est constituée de grains différents ;
- l'échelle du grain, dont les caractéristiques (dimension, lithologie, forme) vont déterminer le mode de transport et les seuils hydrauliques (débits, pente, etc.) qui vont déclencher le transport de l'élément.

Notre objectif est de comprendre les interactions entre les différentes échelles, comme par exemple, les rétroactions positives et négatives qui perturbent les équilibres géomorphologiques (Bravard, 1997). Néanmoins les méthodes topographiques que nous avons utilisées, ne nous autorise à interroger l'échelle du grain que de manière limitée. Son étude nécessite une approche hydraulicienne (Weichert, 2006) que nous n'avons pas utilisée.

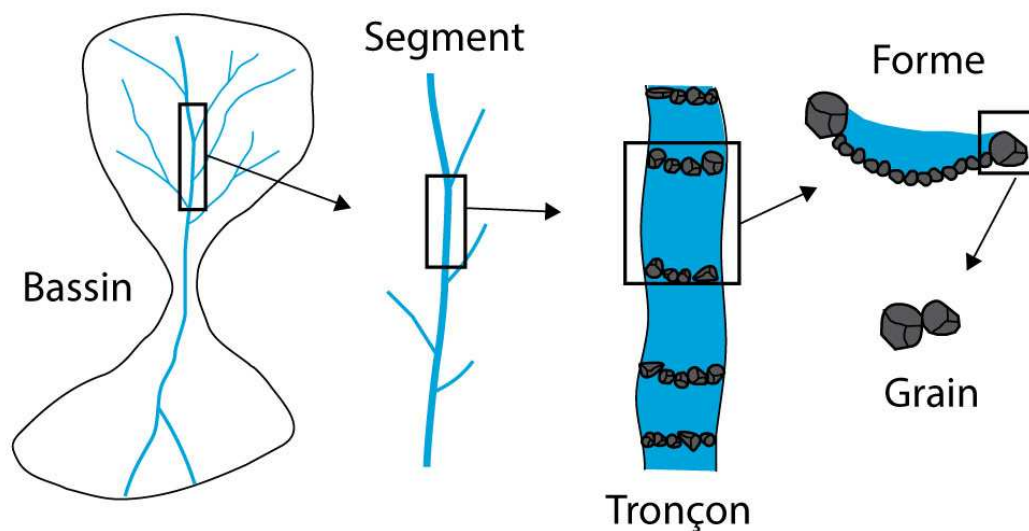


Fig. 1.7 Les différentes échelles d'un système torrentiel, adapté de Frissel et al. (1986).

1.3.2 Une diversité morphologique dépendante des processus de transport et de la fourniture sédimentaire

L'activité fluvio-torrentielle est morphogène ; c'est-à-dire qu'elle produit des formes typiques qui dépendent de la façon dont les sédiments sont transportés et déposés. Le transport solide d'un cours d'eau se caractérise par deux variables : sa capacité et sa compétence. La capacité est le volume total de charge solide que peut déplacer un cours d'eau. La compétence est la taille des plus gros éléments qu'il peut entraîner. Elle peut être définie pour le transport par charriage par le nombre de Shields, qui est le ratio entre la contrainte de cisaillement de l'écoulement et l'inertie du grain (Church, 2006). L'objet de cette partie est de montrer l'état des connaissances sur les conditions hydrauliques et géomorphologiques dans lesquelles se développent les formes fluviales et torrentielles en insistant particulièrement sur les signatures spécifiques de la fourniture sédimentaire (Fig. 1.6.1). Il sera fait abstraction du transport par dissolution dont l'importance est négligeable dans les cours d'eau sous-glaciaires (Warburton, 1990).

Le transport par suspension est supporté par toute la colonne d'eau (Church, 2006). Les effets morphogènes du transport par suspension s'opèrent surtout dans des temporalités longues avec des processus, par exemple, de colmatage (Recking et al., 2013). Les lacs sont, par exemple, surtout comblés par des matériaux très fins (Arnaud et al., 2005 ; Benn et Evans, 2014). Les dépôts de matériaux fins peuvent néanmoins revêtir une certaine importance dans la formation des lits caillouteux. Ils constituent en effet la matrice, c'est-à-dire le remplissage des interstices entre les blocs et galets du lit du cours d'eau. Ils forment aussi les dépôts sur le haut des berges après les crues (Fig. 1.8.1 et 1.8.3).

Mode de Transport	Calibre des Sédiments	Taille (mm)	Rôle morphologique
Suspension	Argile	0.0039	Dépôts fins d'épandage (non morphogènes, souvent sur le haut des berges)
	Silt		
Saltation	Sable	0.0625	
	Gravier		
Charriage	Galet	64	Formation du lit
	Bloc	256	



Fig. 1.8 Le rôle morphogène des sédiments en fonction de la granulométrie : (1) Mode de transport et rôle morphologique des classes granulométriques, d'après Church (2007), modifié ; (2) Dépôt de charriage identifiable par l'efficacité du tri granulométrique rendant le dépôt homogène, torrent de Barberine après la vidange du barrage d'Emosson en 2012 (France, Suisse) ; (3) Illustration des différences morphogènes entre la charge fine (en pointillés) et la charge grossière (trait plein).

Le charriage est le mode de transport des sédiments qui regroupe glissement, roulement et bonds au fond du lit des cours d'eau (Church, 2006) ; la saltation peut être, suivant les auteurs, intégré au charriage ou être un mode intermédiaire entre charriage et transport en suspension. Contrairement au transport en suspension, il peut être morphogène sur un seul évènement de crue (Church, 2006 ; Recking et al., 2013). Le charriage opère un tri granulométrique (Fig. 1.8). La décroissance de la taille des grains déposés est corrélée à la perte de compétence de l'écoulement (Chew et Ashmore, 2001), donc notamment à la diminution de la pente ou à l'élargissement du chenal. Il existe un gradient des formes liées au charriage dans les torrents et dans lequel se distinguent les lits à blocs et les lits à gravier (Figure 1.9.1). Ce continuum géomorphologique a été formalisé par Montgomery et Buffington (1997), dans une classification largement reprise depuis.

Les lits à blocs se situent dans les tronçons amont des torrents. Les *step-pools* (aucune traduction française n'est véritablement utilisée) en sont des formes emblématiques. Elles sont cycliques et apparaissent communément lorsque la pente se situe au minimum entre 3% et 5% et au maximum entre 25% et 30% (Grant et al., 1990 ; Montgomery et Buffington, 1997 ; Lenzi, 2001). Elles sont décrites comme une succession de seuils et de cuvettes. La géométrie des *step-pool* est étroitement liée à la fourniture sédimentaire (Church et Zimmermann, 2007 ; Recking et al., 2012), mais l'ensemble des paramètres amenant à leur formation sont encore sujets à discussion (Liébault et al., 2013). Les différentes théories suggèrent néanmoins qu'elles résultent d'un processus de dissipation de l'énergie hydraulique, dans un contexte de forte pente et d'une granulométrie très hétérogène, dont notamment des éléments trop grossiers, que le cours d'eau n'a pas la compétence de transporter (Lenzi, 2001 ; Church et Zimmermann, 2007).

Les *cascades* sont parfois différenciées des *step-pools* (Montgomery et Buffington, 1997 ; Wooldridge et Hickin, 2002 ; Cowie et al., 2014). Elles sont identifiables par leur caractère désorganisé tant latéralement que longitudinalement. Le lit est constitué de blocs immobiles, plus ou moins espacés entre lesquels s'écoule l'eau (Montgomery et Buffington, 1997). Les *cascades* sont cependant difficiles en pratique à distinguer des *step-pools* (Liébault et al., 2013). Les morphologies en *step-pools*, comme les *cascades*, trahissent une fourniture sédimentaire plutôt déficitaire (Grant et al., 1990 ; Montgomery et Buffington, 1997 ; Lenzi, 2001). Ce sont des formes stables (Church, 2006 ; Recking et al., 2013) et leur destruction, par un évènement de forte intensité (crue ou lave torrentielle), est accompagnée d'une brusque augmentation de la fourniture sédimentaire (Recking et al., 2013). Au contraire, après une crue apportant beaucoup de matériaux, les *cascades* et *step-pools* peuvent être totalement enfouies sous les sédiments (Gintz et al., 1996 ; Yager et al., 2007). L'importance de la pente ou des étendues granulométriques, et plus généralement la complexité des systèmes proches des têtes de bassin, rendent le transport par charriage difficile à mettre en équation pour les lits à blocs (Recking, 2012).

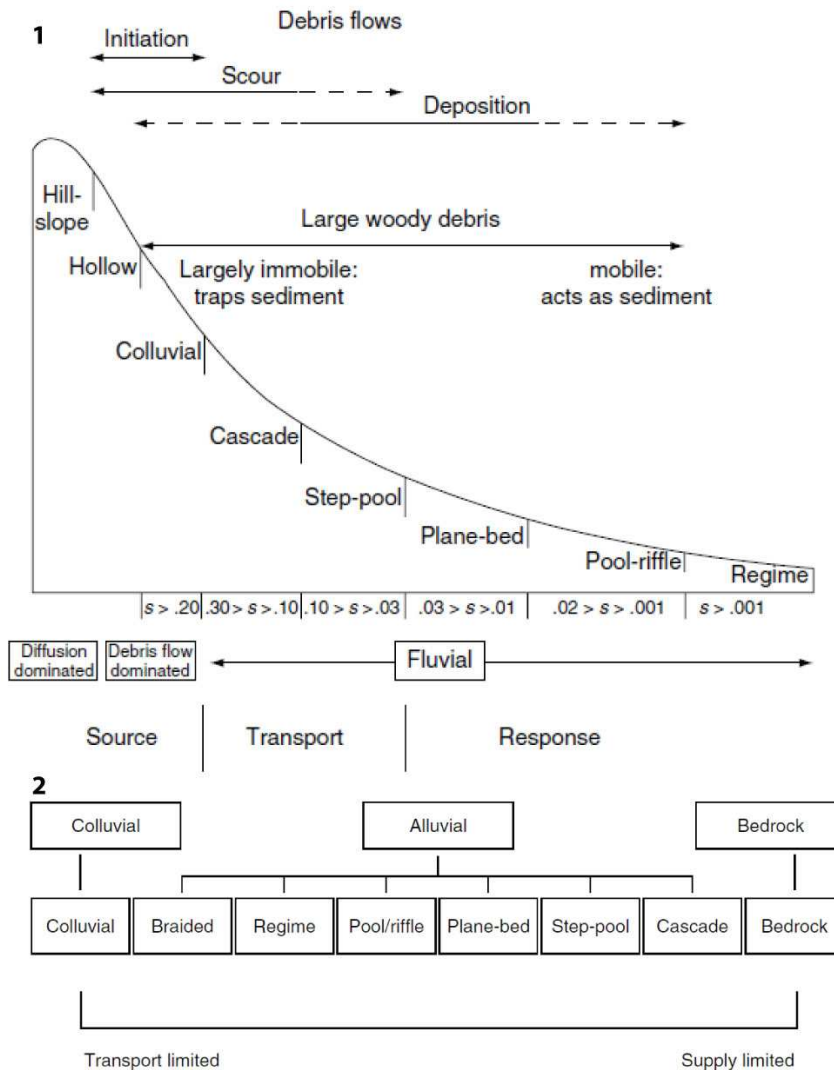


Fig. 1.9 Les gradients géomorphologiques des torrents : (1) Le continuum géomorphologique dans les cours d'eau de montagne, d'après Montgomery et Buffington (1997), in Kondolf (2001) ; (2) les signatures géomorphologiques de la fourniture sédimentaire dans les cours d'eau de montagne, d'après Montgomery et Buffington (1997), in Kondolf (2001).

La transition entre les lits à blocs et les lit à graviers est assurées par des chenaux plans (*plane-bed*) (Montgomery et Buffington, 1997 ; Liébault et al., 2013). Les lits à graviers se traduisent par des formes qui relèvent une certaine abondance de la fourniture sédimentaire, alors que les tronçons concernés sont situés plus à l'aval des sources potentielles et que la compétence des écoulements y est plus faible. Cette inversion dans le continuum sédimentaire s'explique par le fait que les sédiments sont plus petits, mais aussi plus homogènes. Le torrent peut transporter toute la gamme granulométrique en place, mais sa capacité étant moindre, il ne peut pas mobiliser tout le volume de la charge de fond (Liébault et al., 2013). Les tronçons relevant de cette morphologie sont donc plutôt en situation d'excédent sédimentaire. On retrouve alors un certain nombre de forme cycliques comme les dunes/antidunes, ou les alternances seuil/mouille (*Pool-Ripple*). Les nappes de charriage sont des formes ponctuelles générées par les crues et qui traduisent une avancée par bouffées des sédiments (Recking et al., 2009). Lorsque les lits à graviers sont moins confinés, des chenaux en tresse peuvent se former. Le tressage se développe dans des conditions de fourniture sédimentaire abondante et de débits irréguliers, avec des crues relativement fréquentes (Bravard et Malavoi, 2010). Il est défini par des chenaux multiples séparés par des bancs de galets (Bravard, 1997 ; Roussel, 2011) et est lui même

constitué d'alternance de seuils et de mouilles (Montgomery et Buffington, 1997 ; Bravard, 1997 ; Liébault et *al.*, 2013).

Les laves torrentielles sont des écoulements particuliers dans lesquels eau et sédiments ne sont plus discriminés. L'écoulement acquiert alors un caractère visqueux qui lui donne un aspect rappelant celui des laves volcanique (Stuni, 1910, *in* Hungr, 2005). La concentration en matériaux solides oscille entre 50 et 80% (Chambon et Laigle, 2013). Les laves torrentielles se révèlent particulièrement dangereuses par la puissance de l'écoulement et l'importance des dépôts qu'elles génèrent et qui provoquent parfois des catastrophes de grande ampleur (Rickenmann et Zimmermann, 1993 ; Chiarle et *al.*, 2007). La difficulté d'appréhender les laves torrentielles provient de la palette de processus que le terme désigne (voir encadré ci-contre). Rickenmann et Zimmermann (1993) ont donc classifié les laves en fonction de leur zone de départ : les accumulations de versant (deux types), les ravines et le chenal torrentiel.

Les laves torrentielles sont donc, par définition, morphogènes et leurs dépôts possèdent des signatures morphologiques typiques. Le tri granulométrique est peu efficace et la taille des matériaux est donc très hétérogène (Chambon et Laigle, 2013). On distingue classiquement les laves granulaires (*debris flow*) et les laves boueuses (*mud flow*) composées essentiellement de matériaux fins (Remaître, 2006). Ces dernières, ne se produisent pas dans les torrents proglaciaires de la vallée de Chamonix. Elles nous intéresseront moins. Les laves granulaires sont composées de différentes entités fonctionnelles décrites sur la Fig. 1.10.1 (Bardou, 2002). Le front est raide et constitué des matériaux les plus grossiers ainsi que d'autres éléments tels que les bois morts (Fig. 1.10.2). Le corps de lave est formé par des blocs noyés dans une matrice plus ou moins abondante. Les bourrelets sont parallèles au corps et ont des caractéristiques similaires au front de lave ; ils forment des levées facilement identifiables. Enfin, la queue de coulée correspond au retour progressif d'un écoulement biphasique qui incise le dépôt.

Trois principaux critères entrent en jeu dans le déclenchement d'une lave torrentielle (Chambon et Laigle, 2013) :

- la disponibilité des matériaux doit être suffisamment abondante puisque les sédiments sont majoritaires dans l'écoulement (Bovis et Jakob, 1999 ; Remaître, 2006) ;
- il est nécessaire que la pente soit suffisamment forte pour faciliter l'initiation du transport des sédiments par l'écoulement. Rickenmann et Zimmermann (1993) ont montré que les seuils de pente qui peuvent engendrer des laves variaient suivant le type de lave. Ainsi, sur les laves qu'ils ont étudiées dans les Alpes Suisses, celles qui s'initient spontanément dans les versants nécessitent des pentes plus raides (entre 27° et 38°) que des laves déclenchées dans des chenaux torrentiels (13° à 33°). L'indice de Melton (1965), qui exprime la différence d'altitude entre le point le plus haut d'un bassin versant et l'altitude de l'apex du cône normalisé par la taille du bassin versant, permet par exemple de discriminer efficacement le fonctionnement à lave ou à charriage d'un torrents (Bertrand et *al.*, 2013) ;

Les laves torrentielles

Les laves torrentielles peuvent être considérées, à la fois, comme des mouvements de terrain (Remaître, 2006 ; Hungr, 2001) et des processus torrentiels, qui ont donc un certain caractère fluvial. Il existe alors un large gradient de processus qu'elles peuvent recouper suivant les auteurs (Hungr, 2001). Les définitions des termes français (lave torrentielle, coulée de débris, avalanche de débris, coulée de boue) ne recourent pas avec précision celles des termes anglais (*Mud flow, debris flow, debris avalanche*).

Il est enfin anecdotique mais intéressant de noter que les médias français, contrairement aux médias francophones suisses romans, ne se sont pas appropriés le terme de lave torrentielle, qu'ils qualifient généralement de coulée de boue ou glissement de terrain.

- les précipitations intenses, dépassant un certain seuil unique pour chaque bassin ou types de bassin versant, favorisent le déclenchement des laves (Rebetez et *al.*, 1997 ; Jomelli et *al.*, 2009 ; Jomelli et *al.*, 2004 ; Chambon et Laigle, 2013).

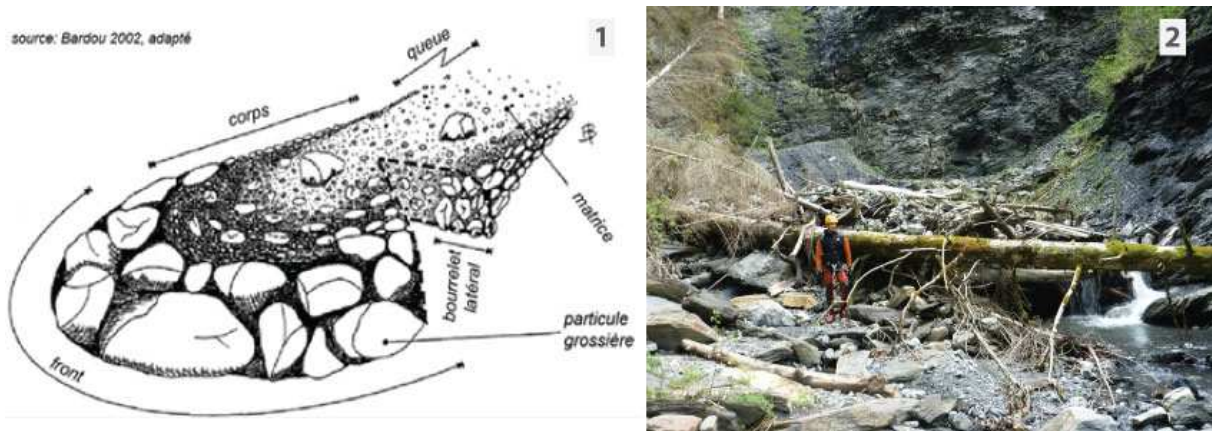


Fig. 1.10 Les laves torrentielles : (1) Les différentes entités d'une lave torrentielle (Bardou, 2002) ; (2) lave torrentielle dans le torrent de Crève Cœur (Haute Savoie, France). On distingue les plus gros blocs et les débris de bois, caractéristiques des fronts de lave.

1.3.4 La connectivité et la fourniture sédimentaire, éléments clés de la morphogenèse

Les formes fluviales et torrentielles sont le résultat de l'action des écoulements combinés à l'importance - ou non - de la fourniture sédimentaire. Cette dernière résulte de l'abondance des stocks détritiques et de la connectivité sédimentaire, c'est-à-dire du niveau de couplage entre les sources sédimentaires et le chenal du cours d'eau (Hooke, 2003). La première partie de ce chapitre a mis en avant la diversité et les spécificités des sources sédimentaires dans les milieux désenglacés. Il existe néanmoins un large horizon de processus qui ne sont pas liés à la glaciation ou à la déglaciation, et qui permettent la recharge sédimentaire d'un cours d'eau. Nous avons choisi de ne pas les détailler ici car les sources sédimentaires qui résultent directement de l'englacement et du désenglacement sont largement dominante par rapport aux sources produites par d'autres processus.

La connectivité sédiment n'est pas efficace. En effet, un certain nombre de travaux révèlent la nature discontinue de la fourniture sédimentaire. L'inefficacité des bassin versant à exporter les sédiments est largement soulignée (Walling, 1983 ; Fryirs, 2013 ; Cossart, 2014). Les versants sont d'ailleurs le plus souvent découplés du chenal du fait de l'efficacité des processus de stockage présents dans de nombreux environnement (Harvey, 2002). Ainsi, malgré la petite taille du bassin de réception du très actif torrent d'Illgraben, plus de la moitié de la zone de production de sédiments est inactive ou découplée du chenal (Schlunegger et *al.*, 2009). La question de la connectivité est d'autant plus forte pour les sédiments les plus grossiers (Hooke, 2003).

Plusieurs typologies existent pour exprimer les modalités de la connexion et de la déconnexion des sources sédimentaires aux chenaux. Fryirs (2013) synthétise les couplages et blocages. Elle distingue trois types de couplages qui sont chacun associés à un type de blocage :

- le couplage **longitudinal** se définit par la continuité amont/aval et par la relation hiérarchique du réseau hydrographique. Il peut être interrompu par des **barrières** qui interrompent le transfert amont/aval par notamment leur effet sur le niveau de base ;
- le couplage **latéral** est caractérisé par les liens entre le cours d'eau et les versants ainsi que les berges du chenal. Ce peut être un glissement de terrain, le dépôt d'un affluent ou encore une reprise latérale locale. Il est perturbé par les **tamppons** qui isolent le chenal des arrivées de

sédiment depuis les versants. Les tapons se concrétisent généralement par le gradient décroissant de pente entre le versant et le fond de vallée (e.g. les zones de piémont, les cônes alluviaux) ;

- le couplage **vertical** est la capacité d'un cours d'eau à remobiliser les sédiments présent dans son chenal. Il est limité par les **couverts**, qui affectent les interactions entre l'écoulement de l'eau et les sédiments, tels que le pavage, l'armure du lit (e.g morphologie en *cascade*) ou la diminution de la pente (plaine alluviale).

Cossart (2014) propose une distinction entre les couplages sédimentaires versant/torrent efficaces et ceux qui ne le sont pas (Fig. 1.11). L'inefficacité du couplage peut être liée à la nature des matériaux (trop gros pour que le cours d'eau ait la compétence de les exporter), aux effets de blocages (les matériaux ne transitent pas et sont stockés *in situ*) ou à la spatialisation des couplages (pas de réelle connexion versant/chenal). Les volumes sédimentaires stockés directement dans les lits des torrents possèdent une connectivité très efficace. C'est le cas par exemple des glissements de terrain dans les vallées étroites comme il s'en produit régulièrement en Himalaya (Fort et *al.*, 2010).

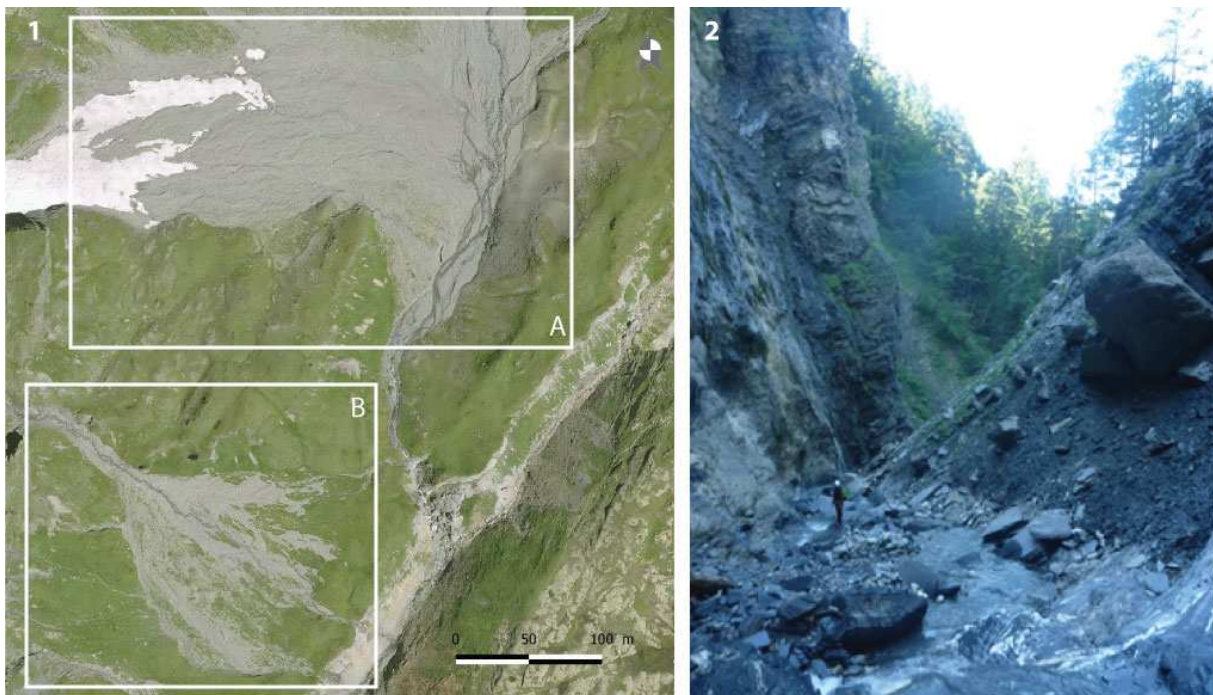


Fig. 1.11 L'(in)efficacité de la connectivité sédimentaire : (1) Sources sédimentaire dans un affluent du torrent de Tré-les-eaux (Haute-Savoie) : efficace (A), les sédiments arrivent directement jusqu'au lit du torrent, la bande active est localement plus large avec un style tressé ; inefficace (B) les sédiments sont stockés sur le versant et ne sont connectés au torrent que par deux petites ravines, le lit du torrent est très incisé ; (2) source sédimentaire efficace dans le torrent d'Hermillon (Maurienne) produisant de puissantes laves.

La fragmentation des hydrosystèmes doit également s'inscrire dans une dimension spatiotemporelle (Fryirs et *al.*, 2007 ; Cossart et Fort, 2008 ; Fryirs, 2013). Plus l'intensité de l'évènement (séisme, précipitations, etc.) est élevé, et donc plus sa fréquence est basse, plus les versants sont couplés aux chenaux (Fig. 1.12). Inversement, les évènements de haute fréquence et de basse intensité n'entraînent que des couplages locaux et ne permettent pas de franchir les discontinuités sédimentaires (barrière, tampon, couvert) présentes dans le réseau hydrographique (Fig. 1.12). La connectivité sédimentaire est par conséquent régie par des seuils qui sont franchis lorsque les crues deviennent suffisamment compétentes pour mettre en mouvements des matériaux qui étaient jusqu'alors trop gros pour être transportés par le cours d'eau (Hooke, 2003). Les relations entre fréquence/intensité des évènements et

les modes de transports des matériaux, tout en prenant en compte les rétroactions négatives ou positives, sont encore mal appréhendées (Bracken *et al.*, 2015).

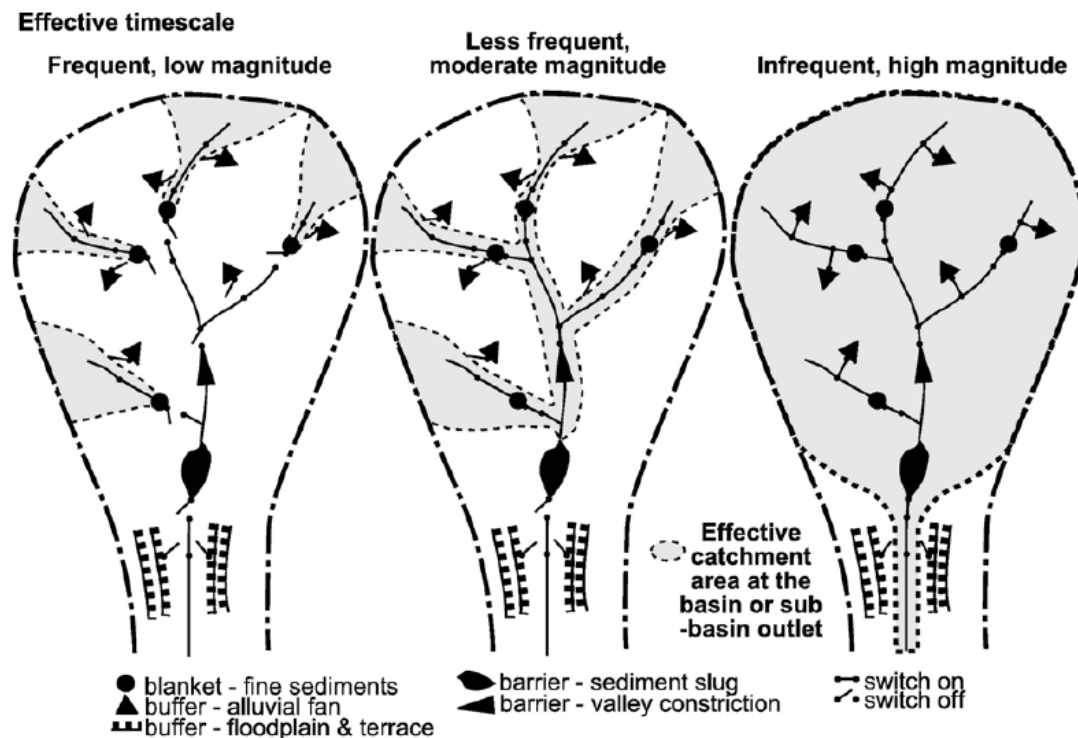


Fig. 1.12 Fréquences et intensité de la connectivité sédimentaire (Fryirs, 2007).

Les travaux récents sur la modélisation de la connectivité sédimentaire montrent que les approches géostatistiques semblent de bons outils pour appréhender le couplage ou non des zones inactives. On notera l'indice de connectivité (Cavalli *et al.*, 2013 ; Messenzehl *et al.*, 2014) ou encore la théorie des graphes (Heckmann et Schwanghart, 2013).

1.4 Les conséquences du retrait glaciaire dans les systèmes torrentiels

1.4.1 Le torrent proglaciaire, un hydrosystème particulier

Les cours d'eau proglaciaires sont définis par leur situation : en aval d'un glacier. On parle plus généralement de torrents ou rivière proglaciaires pour qualifier tout ou partie d'un cours d'eau dont les flux hydro-sédimentaires sont étroitement liés à la présence d'un glacier (Marren, 2005 ; Maizels, 2002). Les zones proglaciaires, dont les bassins versant alpins englacés, font partie des systèmes géomorphologiques parmi les plus actifs (Geilhausen *et al.*, 2013) et les processus fluviaux y sont prédominants (Vivian, 1967).

La spécificité d'un torrent proglaciaire provient d'abord d'une hydrologie singulière. Celle-ci est étroitement liée au bilan radiatif et à la température (Maizels, 2002 ; Jansson *et al.*, 2003 ; Willis, 2011). La courbe des débits suit donc celle des températures et fonctionne alors par des cycles à deux échelles temporelles : annuelle et quotidienne (Fig. 1.13.4). Nous aborderons de manière plus détaillée les conséquences des fluctuations glaciaires sur l'hydrologie des torrents dans la partie 2.2.

On distingue généralement quatre périodes d'écoulement (Vivian, 1967 ; Stenborg, 1970 ; Maizels, 2002) :

- au printemps : les eaux proviennent essentiellement de la fonte nivale ; environ un quart des eaux de fonte est retenu dans le manteau neigeux ;
- durant la première moitié de l'été : le débit est soutenu par les eaux de fonte nivales puis glaciales, s'ajoutent également les écoulements provenant des précipitations et des stocks d'eau dans le bassin versant ;
- à la fin de l'été : le réseau hydrographique sous-glaciaire, intra-glaciaire et supra-glaciaire est très développé. Les écoulements proviennent directement de la zone d'ablation et des précipitations. Le débit commence à baisser avec le déclin des températures ;
- à l'automne : les débits diminuent considérablement jusqu'au froid hivernal où les débits sont au plus bas.

Ainsi, sur un système alpin, Escher-Vetter et Reinwarth (1994) ont mesuré sur une période de 20 ans que 91% des débits annuels se concentraient sur un période allant de juin à octobre. Aussi, le fait que les hautes eaux se produisent pendant la période chaude (Fig. 1.13.1), confère une importance spécifiques aux cours d'eau proglaciaires dont les débits sont les seuls à pouvoir être abondant pendant un période de sécheresse (Vivian et Edouard, 1984). Ils soutiennent donc les débits d'étiage durant la période estivale.

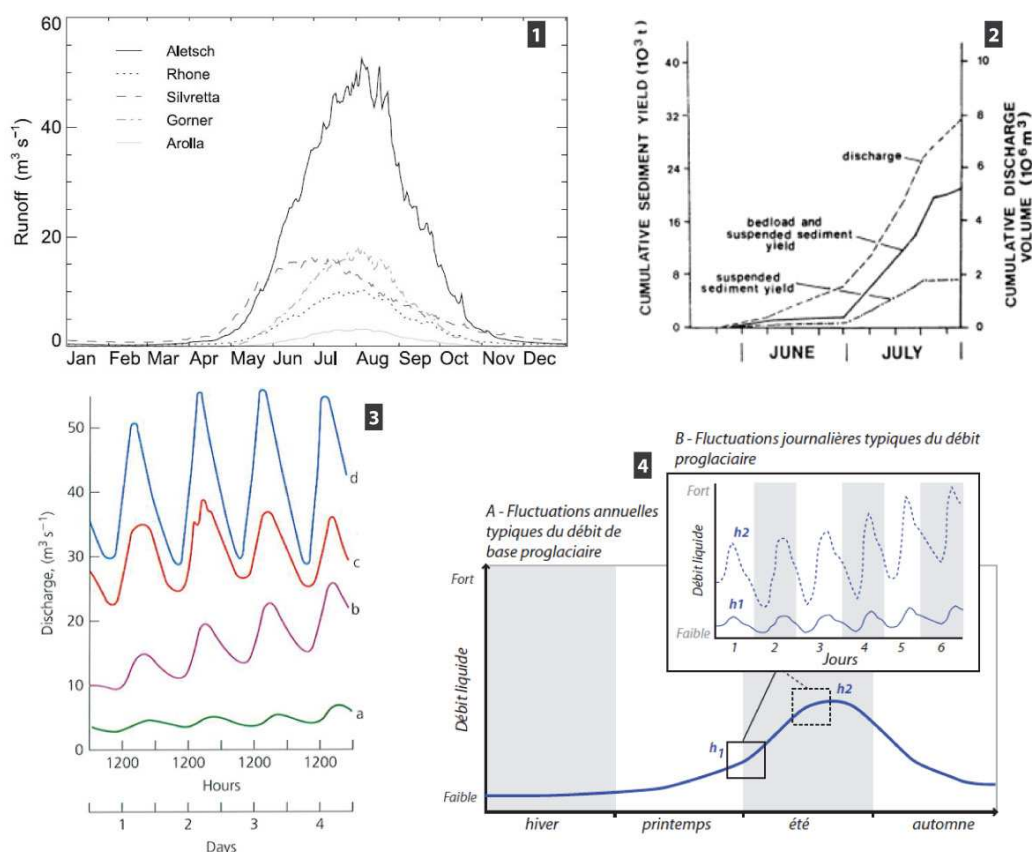


Fig. 1.13 L'hydrologie des cours d'eau proglaciaires : (1) La variation annuelle des débits au front de quelques glaciers Suisses (Pelliccioti et al., 2010) ; (2) la variation des débits liquides et solides sur la période juin-juillet au front du Bas Glacier d'Arolla (Warburton, 1990) ; (3) la variation de l'amplitude quotidienne des débits au front du Gornergletscher en fonction de la saison (Patterson, 1994, in Benn et Evans, 2010) ; (4) synthèse de la variabilité annuelle et quotidienne des débits d'un cours d'eau proglaciaire (Roussel, 2011).

Pendant la période de fonte, le système proglaciaire fait l'objet d'un cycle de crue quotidien (Fig. 1.13.3) qui suit donc les variations de températures entre le jour et la nuit (Benn et Evans, 2014 ; Maizels, 1973 ; Vivian, 1975 ; Tricart et Cailleux, 1962 ; Marren et Toomath, 2014 ; Roussel, 2011). L'heure du pic des débits peut varier suivant les conditions de transit de l'eau dans le réseau hydrographique glaciaire depuis la zone d'ablation (Maizels, 2002). L'amplitude du cycle journalier subit peu ou prou la même variation que les débits annuels (Fig. 1.13.3 et Fig. 1.13.4) ; elle est au maximum durant les périodes les plus chaudes de l'été (Paterson, 1994).

Le transport solide est particulièrement dépendant des fluctuations de la compétence des écoulements pour les cours d'eau proglaciaires (Fig. 1.13.2) (Marren, 2005). Ainsi, les crues journalières, au plus haut de la période de fonte, sont morphogènes. Elles contrôlent spécifiquement la formation des sandurs « normaux » (Maizels, 1993). Les crues jouent également un rôle majeur. Nous détaillerons plus en détail les crues d'origine glaciaire dans la partie 1.4.4. Les épisodes pluvio-orageux ne sont néanmoins pas négligeables, en particulier dans les petits systèmes glaciaires, car ils peuvent générer des crues plus ou moins morphogènes (Ashworth et Ferguson, 1986; Chiarle *et al.*, 2007). Warburton (1990) a par exemple mesuré que 52 % des volumes sortants du bassin du Bas Glacier d'Arrola (Suisse) qu'il avait instrumenté (de juillet à mai, Fig. 1.13.2) se concentraient sur trois journées fortement orageuses.

Les parts relatives du transport en suspension et du transport par charriage dans les bilans sédimentaires des bassins englacés semblent assez variables. Gurnell (1995), sur l'étude de deux bassins englacés en Suisse, a montré que le charriage représentait 30 à 55% des volumes exportés. Warburton (1990), dans le bilan sédimentaire qu'il a réalisé sur une plaine d'épandage proglaciaire et dans un contexte lithologique plus ou moins similaire à celui du Massif du Mont-Blanc, a obtenu des valeurs différentes : 35% du volume sédimentaire sorti était transporté en suspension et 65% par charriage.

1.4.2 L'héritage glaciaire vecteur de discontinuités géomorphologiques

Le système fluvial est souvent théorisé comme une évolution linéaire de formes et de processus qui s'inscrit dans un continuum et qui répond à une logique érosion/dépôt du fait de la diminution de la pente (Montgomery et Buffington, 1997 ; ; Bravard, 1997 ; Kondolf *et al.*, 2003). En pratique, les transitions d'une unité fonctionnelle à l'autre ne sont pas linéaires mais fonctionnent plutôt en marche d'escalier (Bravard et Gilvear, 1993). Ces discontinuités dans le gradient géomorphologique peuvent être l'œuvre de l'organisation du réseau hydrographique ou des subsidences géologiques (*idem*). Il s'avère que les glaciers sont des bons vecteurs de discontinuités au travers des obstacles topographiques qu'ils ont façonnés et qui influencent la morphologie des chenaux tels que les gorges, les ombilics ou les moraines. Il existe peu de références traitant explicitement de l'action directe des forçages topographiques glaciaires sur la morphogénèse fluviale actuelle, mais la littérature se révèle finalement fournie dans le détail de certains auteurs. Même si le sujet est abordé secondairement par certains auteurs, il a été abordé explicitement pas d'autres.

Marren et Toomath (2014) ont déterminé deux types de forçages topographiques liés au retrait glaciaire, qu'ils proposent de définir comme paraglaciales :

- le confinement (géométrie en plan), qui réduit l'espace de liberté des cours d'eau qui tendent vers des morphologies droites avec un seul chenal. Le confinement est un élément de contrôle important de la morphologie des chenaux (Montgomery et Buffington, 1997) ; il détermine notamment l'espace de liberté que peut avoir un cours d'eau (Bravard et Malavoi, 2010). Les formes glaciaires héritées sont donc un facteur de contrainte des cours d'eau proglaciaires ;
- la réduction de la pente qui réduit l'énergie du cours d'eau et donc son potentiel de tressage.

Plusieurs formes glaciaires peuvent être à l'origine de ces deux types de forçages :

- **les édifices morainiques**, qui peuvent être un facteur important du confinement, montrant surtout sur les forçages verticaux des moraines frontales. Les moraines frontales semblent être les formes qui génèrent le plus ce type de forçage ; plusieurs auteurs ont ainsi noté leur effet barrage (Fig. 1.14) et les accumulations qui se produisent en amont (Vivian, 1967 ; Cossart, 2004 ; Cossart et Fort, 2008 ; Roussel, 2011). Une avancée glaciaire holocène du glacier du Miage (Val Vény, Italie) a, par exemple, rehaussé le niveau du lac Combal, barré par la moraine latérale, de quelques mètres (Vivian, 1975 ; Deline, 1999). Celui-ci étant désormais comblé, on peut constater le fait que la construction morainique a, par le forçage topographique qu'elle représente, prolongé l'interruption du transit sédimentaire en rehaussant le niveau de base du lac. L'effet barrage par les moraines n'est parfois que temporaire (Fig. 1.14) et peut produire une augmentation elle aussi temporaire de la fourniture sédimentaire comme lorsque le barrage morainique est incisé par le torrent (Cossart, 2004) ;

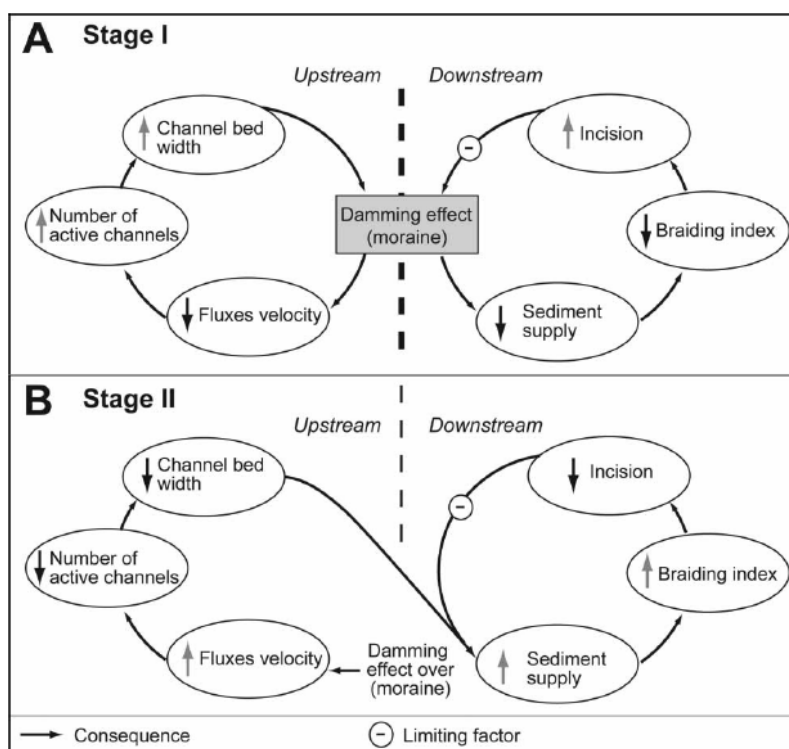


Fig. 1.14 L'effet de barrage d'une moraine frontale, puis de son démantèlement, sur la fourniture sédimentaire et la morphologie du chenal à l'aval (Cossart et Fort, 2008).

- **les sandurs** qui sont, comme nous l'avons vu, des formes de dépôt et de fourniture sédimentaire qui peuvent donc jouer le rôle de relais dans la cascade sédimentaire. Leur formation est elle-même contrainte par la topographie. Plusieurs auteurs ont distingué les sandurs des plaines (*outwash plain*), typiques des régions des glaciations de piémont, et ceux de vallées (*valley train*), contraints par les versants (Krigström, 1962). S'ils fonctionnent uniquement en dépôt, ils constituent alors une rupture dans la continuité sédimentaire. Bravard et al. (2002) ont montré le rôle des ombilics glaciaires dans les processus d'alluvionnement et de reprise des sédiments au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène pour l'Arve, le Haut-Rhône et l'Isère. L'apparition de lacs avec le retrait glaciaire et leur rôle dans la discontinuité du transit sédimentaire a aussi été observé dans des bassins versants alpins (Geilhausen et al., 2013).

- **les gorges** sont des formes communes dans les cours d'eau proglaciaires, notamment alpins (Tricart et Cailleux, 1962 ; Korup et Clague, 2009 ; Valla et al., 2010 ; Belut et al., 2015). La formation glaciaire et/ou post-glaciaire des gorges a été et est encore largement débattue (Tricart, 1960 ; Valla et al., 2010). La plupart de ces gorges sont encaissées dans les verrous gradins qui joignent les vallées perchées au cours d'eau principal (Tricart et Cailleux, 1962 ; Bravard, 1997 ; Crosby et al., 2007 ; Valla et al., 2010). Ces gorges sont marquées par de fortes pentes et par l'incision du cours d'eau dans le lit rocheux, notamment grâce à des processus d'érosion régressive (Crosby et al., 2007 ; Valla et al., 2010). Dans d'autres cas, les gorges se situent sur le cours d'eau principal et l'origine du verrou est alors plutôt liée à des facteurs géologiques (Bravard 1997 ; Bravard et al., 2002 ; Montgomery et Korup, 2011). Pour ce type de gorges, l'incision postglaciaire du chenal, qu'il soit sur le lit rocheux ou dans du matériel fluvio-glaciaire, commande le remplissage et la vidange des ombilics en amont (Bravard et al., 2002 ; Montgomery et Korup, 2011). Le lit des cours d'eau dans les gorges est marqué par de fortes pentes et un lit très confiné (Bravard, 1997). Le lit rocheux affleure parfois dans le chenal. Ce dernier peut revêtir un caractère fluvial ou être constitué de blocs relativement immobiles (Tricart 1960 ; Bravard 1997 ; Valla et al., 2010;). Les gorges peuvent parfois contribuer à la recharge sédimentaire par les éboulements et écroulements qui s'y produisent (Bravard, 1997 ; Korup et Schlunegger, 2007 ; Valla et al., 2010) ; elles peuvent donc représenter une rupture morphologique majeure dans le continuum fluvial (Fig. 1.15).



Fig. 1.15 Les gorges de Gamchi (Oberland, Suisse) dont une partie était encore couverte au PAG. (1) et (2) En amont de la gorge sont présent de nombreux blocs glaciaires plurimétriques qui ne peuvent pas transiter à travers la gorge du fait de l'étroitesse de celle-ci (parfois de moins d'un mètre et profonde de plusieurs centaines de mètres ; (3) A l'aval, le style fluvial du lit est affirmé et les grains les plus gros ne sont plus que pluri-décimétriques.

Les grands systèmes fluviaux européens, d'origine alpine, sont toujours soumis à des contraintes géomorphologiques provenant des glaciations quaternaires. Ainsi le Rhône, du Léman jusqu'au vallum würmien près de Lyon – pour ne citer que sa partie française – possède de nombreux traits géomorphologiques glaciaires et paraglaciacaires (Bravard, 1987 ; Cutterand, 2010). L'influence est également hydrologique puisque le lac Léman joue un rôle d'écrêteur de crue qui se fait ressentir jusqu'à Lyon (Bravard, 1987). La cote de la crue historique du Rhône de 1856 aurait, selon Bravard, été supérieure de 35cm à Lyon sans l'effet tampon du plus grand lac suisse. De même, le lac du Bourget, lui aussi d'origine glaciaire, limite les débits de pointe du Haut-Rhône lorsque celui-ci est en

crue (Arnaud et al., 2005). Le Rhin possède lui trois niveaux de base dont l'un est commandé par le lac de Constance, formé par un surcreusement glaciaire (Bravard et Gilvear, 1993).

1.4.3 Vers une plus grande activité torrentielle ? La crise torrentielle post-déglaciation

La phase de retrait glaciaire est décrite comme une période de profonde crise géomorphologique, c'est-à-dire que l'activité morphogène est à son paroxysme (Mercier, 2010). Church et Ryder (1972) ont proposé des modèles d'export des matériaux depuis l'espace désenglacé, en supposant l'épuisement d'un volume sédimentaire fini (Fig.1.16.1). Ce modèle montre une augmentation de la fourniture sédimentaire juste au moment de la déglaciation. L'hypothèse est étayée par des exemples comme celui de McEwen et Matthews (2013) qui ont souligné la fréquence plus importante des crues pendant le maximum PAG du 19^{ème} siècle et durant le rapide retrait qui s'en est suivi, dans un bassin versant de type alpin, non impacté par les actions humaines. Ils ont aussi noté la diminution de la compétence du système fluvial entre le 18^{ème} et le 20^{ème} siècle. Ensuite, l'apport de matériaux diminue progressivement jusqu'à un état de fourniture « normale » qui marque la fin de la période paraglaciale. Les reprises récentes de ce modèle suppriment d'abord l'état avant la déglaciation, jugé ambigu. Elles introduisent ensuite les évènements soudains (Fig. 1.16.1), comme les GLOFs (Knight et Harrison, 2014) et les reprises possibles et ponctuels de stocks détritiques par les processus fluviaux (Fig. 1.16.2 et Fig. 1.16.3) au cours de la séquence paraglaciale (Ballantyne, 2002). L'efficacité des exports sédimentaires vers l'aval provient également de l'incision des cours d'eau, une fois que la fourniture sédimentaire depuis l'amont devient plus faible (Fig. 1.16.1). L'engaissement du réseau hydrographique permet en effet de remobiliser efficacement d'importants volumes de sédiments.

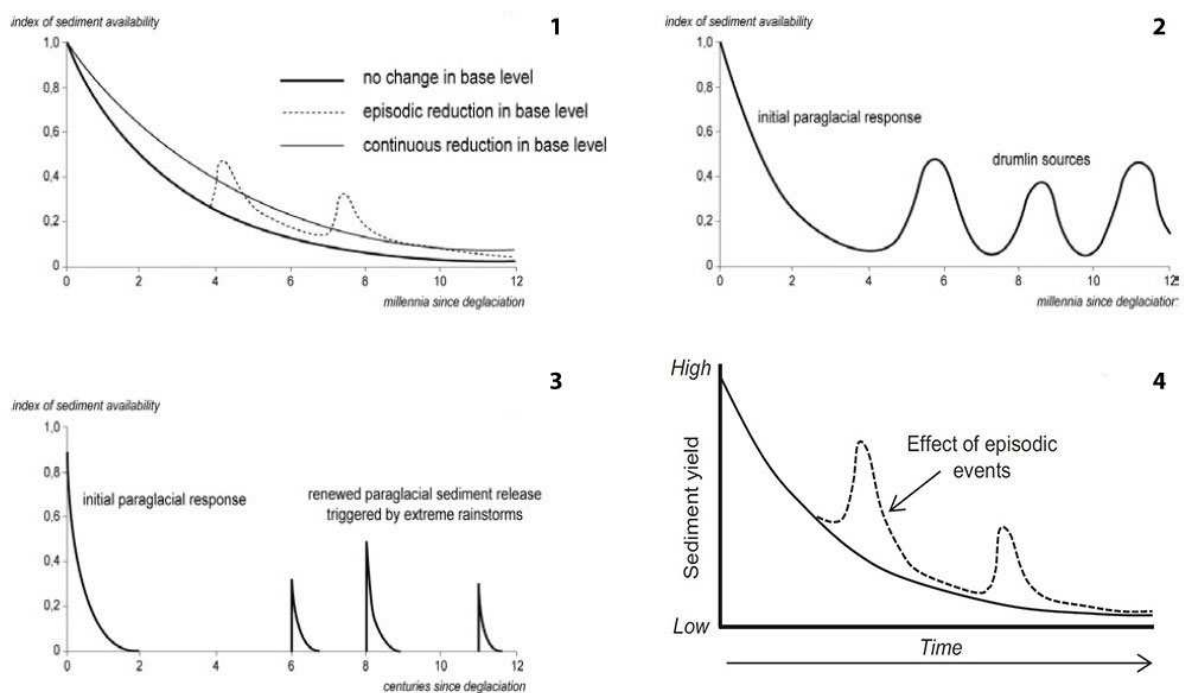


Fig. Les modèles d'évolution de la fourniture sédimentaire au cours de la séquence paraglaciale : (1) évolution de la disponibilité en sédiment durant la période paraglaciale en introduisant les évènements extrêmes et les changements du niveau de base, adapté de Church et Ryder (1972), in Ballantyne (2002) ; (2) effet des relargages sédimentaires après la période paraglaciale par reprises de stocks sédimentaires par les processus fluviaux (Ballantyne, 2002) ; (3) et (4) Effet des relargages sédimentaires après la période paraglaciale par des évènements extrêmes (Ballantyne, 2002).

Plusieurs travaux sur les dynamiques actuelles soulèvent la crainte d'une augmentation de la torrencialité liée à l'augmentation de la fourniture sédimentaire depuis les espaces désenglacés (O'Connor et Costa, 1993 ; Haeberli et Burn, 2002 ; Watson et Haeberli, 2004 ; Käab et *al.*, 2005 ; Moore et *al.*, 2009 ; Clague, 2009 ; Ravel, 2009 ; Käab, 2011). Il sont étayés par plusieurs synthèses bibliographiques qui font état des crises de l'activité torrentielle consécutive au retrait glaciaire (Evans et Clague, 2013 ; Knight et Harrison, 2014). Moore et *al.* (2009) nuancent néanmoins ce phénomène en précisant que les évolutions de l'activité morphologique dépendent fortement des caractéristiques des bassins versants englacés. Par exemple, Cossart (2004) a mis en évidence les différentes réponses de torrents en fonction de l'exposition des glaciers qui modifie les vitesses de retrait. Gurnell (1995) (Fig. 1.18) insiste également sur les conséquences des vitesses d'avancée et de retrait des glaciers sur la mise en place de ripisylve dans les chenaux proglaciaires. Cependant, des travaux, comme ceux de Chiarle et *al.* (2007), montrent une tendance à l'augmentation des crues et des laves torrentielles dans les bassins englacés, dont les plus importants événements sont associés à des périodes de pluie soutenue et une déstabilisation des édifices morainiques.

1.3.4 Vers une plus grande activité torrentielle ? Le cas des GLOFs

Les crues d'origine glaciaire

On retrouve d'autres appellations locales des GLOFs (Richardson et Reynolds, 2000 ; Iturrizaga, 2011). La plus utilisée est *Jökulhlaup*, terme islandais signifiant un événement pendant lequel le débit des eaux de fonte glaciaire augmente très rapidement (REF Menzies). Mais le lien parfois étroit des *Jökulhlaups* avec le volcanisme en fait aussi parfois un synonyme des *Lahars*, désignant, en indonésien, les laves torrentielles qui se déclenchent sur les pentes des volcans. En Français, le mot *débâcle* se retrouve régulièrement, même s'il est progressivement remplacé par GLOF et parfois *Jökulhlaup*. La débâcle peut être *glaciaire* ou *lacustre* pour désigner les crues catastrophiques d'origine glaciaire (Blanchard, 1913 ; Tricart et Cailleux, 1962 ; Vivian, 1967). Le terme a donc sensiblement la même signification que les GLOFs, tout comme *Gletscherlauf* en allemand. Enfin, *Aluviones* parfois utilisé en espagnol, peut lui désigner également des laves torrentielles de grande ampleur (Llibrouy et *al.*, 1977).

Les Glacial Lakes Outburst Floods (GLOFs) ont générés les crues les plus importantes et les plus significatives sur le plan géomorphologique au cours du Quaternaire (O'Connor et Costa, 2004). Les débits estimés pour les événements actuels peuvent atteindre plusieurs dizaines de milliers de mètres cubes (Haeberli, 1983 ; Driedger et Fountain, 1989 ; Dussaillant et *al.*, 2009), voire bien plus pour les plus grands événements pléistocènes (Haeberli et *al.*, 1989). Leurs conséquences peuvent donc se faire ressentir jusqu'à parfois plusieurs centaines de kilomètres à l'aval. Ainsi, la crue sur le glacier de Tête Rousse en 1892 s'est fait ressentir jusqu'à Bonneville, soit 50 kilomètres en aval. Les ruptures régulières du barrage de glace du Glacier du Giéto dans le Valais Suisse provoquant des dépôts jusqu'au Rhône (Rabot, 1905b). Les dépôts des *Jökulhlaups* en Islande s'identifient très clairement sur les cartes au 1/100000 (Tricart et Cailleux, 1962).

Les GLOFs sont donc des événements paroxysmiques hautement morphogènes (Maizels, 1997 ; Marren, 2005) dont les formes qui en résultent peuvent bien être plus durables que l'action des eaux en régime normal, même sur des périodes très longues (Vivian, 1967). Les conséquences morphologiques peuvent être même totalement disproportionnées par rapport à la taille des glaciers (*idem*). Ils se produisent partout, et notamment dans les zones montagnardes : dans les Andes (Vilímek et *al.*, 2005 ; Dussaillant et *al.*, 2009), en Himalaya (Richardson et Reynolds, 2000), en Amérique du Nord (Driedger et Fountain, 1989 ; Clague et Evans, 2000) ou encore en Norvège (Breien et *al.*, 2008). Les glaciers alpins connaissent aussi régulièrement ce phénomène (Jourdan-Laforte, 1920 ; Bezingue et *al.*, 1970 ; Haeberli, 1983 ;

Deline et *al.*, 2004 ; Chiarle et *al.*, 2007 ; Huss et *al.*, 2007). Il existe différents mécanismes de rupture de lac glaciaires qui dépendent notamment du type de lac :

- les lacs proglaciaires à barrage morainique, lit rocheux ou de dépôt d'écroulement péri(para)glaciaire ;
- les lacs supraglaciaires (barrage de glace ou de dépôt d'écroulement) ;
- les lacs de marge glaciaire (lacs de contact entre une moraine latérale ou le lit rocheux et le glacier, le plus souvent barrés par la glace) ;
- les lacs sous-glaciaires. Les crues résultantes de la vidange de ces derniers seraient les plus fréquents sur le Massif du Mont-Blanc (Deline et *al.*, 2012) ; ce sont elles qui nous intéresseront plus particulièrement.

Les lacs supraglaciaires sont visibles et, dans le cas des Alpes, sont suivis très attentivement voire vidangés artificiellement, comme par exemple les glaciers de Rochemelon, la poche d'eau sous-glaciaire de Tête Rousse ou d'autres lacs en Italie (Vincent et *al.*, 2010 ; Huggel et *al.*, 2010 ; Vincent et *al.*, 2012). Durant l'été 2015, le lac supra-glaciaire du glacier de la Plaine Morte (Valais, Suisse) a également été particulièrement surveillé et l'éminence de sa vidange annoncée.

Actuellement, le nombre de lac proglaciaire augmente (Carrivick et Tweed, 2013). La plupart des lacs formés par des barrages morainiques l'ont été durant les 200 dernières années avec la récession des glaciers depuis la fin du PAG. La rupture éventuelle d'un barrage morainique ou d'un barrage de glace, peut dépendre de plusieurs facteurs, comme par exemple des précipitations intenses, des écroulements ou des avalanches (Huggel et *al.*, 2010 ; Evans et Clague, 2013). Elle dépend surtout de la stabilité du barrage morainique (Haeberli et *al.* 1989). Les crues peuvent aussi provenir de glissements de terrain ou d'avalanches dans le lac qui engendrent une vague qui déborde par-dessus le barrage, sans que celui-ci ne rompe forcément (Vilimek et *al.*, 2005 ; Korup et Tweed, 2007). Dans les Alpes Suisses, depuis le PAG, 60 à 70% des GLOFs seraient imputables à des lacs de surface (Haeberli, 1983) (Fig.1.15).

Les GLOFS provenant de poches d'eau intra-glaciaires, plus rarement appelées WPOFs (Water Pocket Outburst Floods), sont des événements d'autant plus dangereux qu'ils peuvent générer des crues sans aucun avertissement ni indice quant à leur occurrence (Haeberli, 1983 ; Driedger et Fountain, 1989). Les processus de formation des accumulations d'eau sous et intra-glaciaires sont encore très mal connus (Vincent et *al.*, 2012). Le cas de la catastrophe de Tête Rousse, par exemple, n'a été élucidé que récemment. Le couvert neigeux a engendré une inversion des températures du glacier qui présentait un corps de glace froide au front alors que la partie amont du glacier était tempérée (Gilbert et *al.*, 2012). La partie froide du glacier, collée à la base rocheuse aurait bloqué le drainage d'une poche d'eau intraglaciaire provoquant une surpression puis la rupture soudaine du barrage de glace, qui retenait un volume d'environ 200 000 m³ d'eau (Vincent et *al.*, 2010). L'activité volcanique peut également être à l'origine de lacs sous-glaciaires engendrant des GLOFs, en l'occurrence des *jökulhaups* (Björnsson, 2003). Driedger et Fountain (1989) évoquent le possible lien avec la pente du glacier. En effet, plus celle-ci est raide, et donc les vitesses de circulation sous-glaciaire élevées, plus l'écoulement est à même de générer des poches sous-glaciaires. En Suisse, entre 30 et 40% des GLOFs depuis le PAG seraient imputables à ce type de processus (Haeberli, 1983) ; 90% des crues recensées se sont produites entre juin et août (Fig. 1.17).

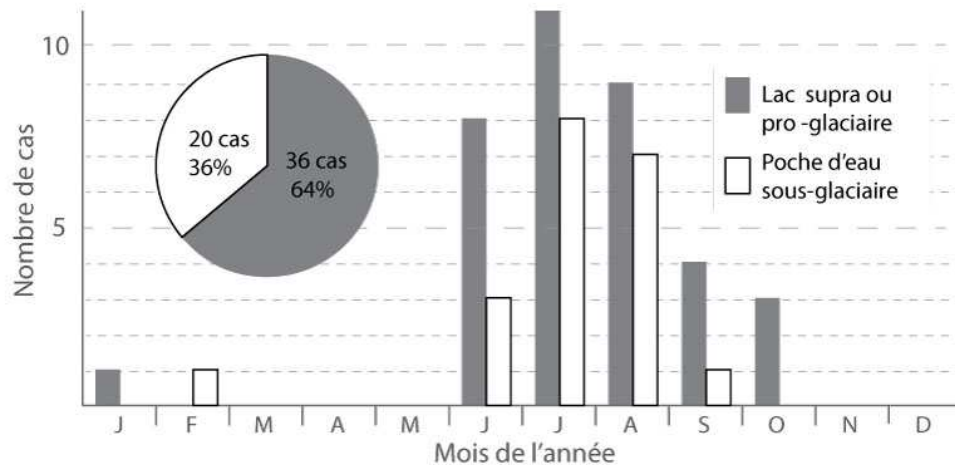


Fig. 1.17 Nombre GLOFs issus de lac d'eau libre et de poche d'eau en Suisse, Haerberli (1983), modifié.

Du fait de la très grande difficulté à les détecter et à les étudier, Huggel et *al.* (2004) suggèrent de recourir à l'approche historique. Toutefois, même si l'augmentation des crues de débâcle glaciaire depuis la fin du PAG peut en partie s'expliquer par les processus les régissant (apparition des lacs proglaciaire), il est nécessaire de rester prudent sur ce type d'approche. En effet, l'impact des GLOFs est étroitement lié au contexte socio-économique des territoires (Nussbaumer et *al.*, 2014). Or ces dernières ont extrêmement évolué depuis la fin du PAG. Les études mettant en avant une possible augmentation de la fréquence de ces événements se concentrent quasi-exclusivement sur les lacs de barrage morainique et restent prudentes sur l'interprétation des résultats (Dussaillant et *al.*, 2009). Elles peuvent néanmoins aussi s'interpréter comme étant des épisodes de relargage sédimentaire paraglaciale. D'après nos connaissances, aucune étude n'a formellement montré une augmentation ou une diminution des GLOFs corrélée au retrait glaciaire. Enfin, l'importance relative des événements catastrophique dans la morphogénèse alpine par rapports aux événements de faible intensité mais de bien plus haute fréquence reste toujours en question (Korup et Clague, 2009).

1.4.5 Lire le retrait glaciaire sous l'angle du système torrentiel

Les études des forestiers français du 19^{ème} et du début du 20^{ème} siècle ont abordé à la fois les paradigmes torrentiels et du paraglaciales. Kuss (1900), Mougin (1914) ou Surell (1841) ont proposé une approche globale de l'articulation glacier/torrent. La lecture de leurs travaux – qui sera abordée dans la première partie – pour la connaissance des torrents que nous étudions, se révèle précieuse. Il faut également ajouter à ces noms au moins ceux, entre autre de Michael Church dont nous avons cité la publication fondatrice du paraglaciale, mais dont les travaux en géomorphologie fluviale sont éminemment reconnus, ou encore de Jean-Paul Bravard qui s'est largement appuyé sur les héritages glaciaires quaternaires pour expliquer le fonctionnement du Haut-Rhône et des grandes rivières alpines.

Le concept paraglaciale fait essentiellement apparaître la dynamique torrentielle et fluviale comme étant une composante de l'ajustement consécutif à la déglaciation. Or, l'objectif de nos travaux est de comprendre l'influence du retrait glaciaire sur les torrents émissaire. La grille de lecture paraglaciale n'est donc pas la plus adaptée. **Notre problématique encourage en effet à aborder les espaces désenglacés comme le bassin d'accumulation torrentiel.** Mais cette démarche n'est pas évidente. En effet, Knight et Harrison (2014) font état de la difficulté de comprendre les changements dans les têtes

de bassins englacés en étudiant les formes plus en aval. C'est pourquoi les études du lien entre le retrait glaciaire et les formations alluviales se situent surtout à proximité des glaciers.

Une autre difficulté soulevée par cette approche est la manière dont peut être pris en compte le glacier au sein du bassin versant. Doit-il être considéré comme une boîte noire ? Il est certain que l'action des eaux glaciaires ne se situe pas uniquement au front du glacier mais ont des effets sous le glacier en participant à l'érosion sous-glaciaire et aux transports sédimentaires (Tricart et Cailleux, 1962 ; Robert Vivian, 1970 ; Benn et Evans, 2014). L'exportation des sédiments par les eaux sous-glaciaires domine même les budgets sédimentaires de certains glaciers tempérés (Benn et Evans, 2014). La principale limite d'une telle approche est la nécessité d'avoir des méthodes et techniques intrusives (Hubbard et Glasser, 2005). Le transport des sédiments par le glacier lui-même est également très variable dans le temps (Deline, 2005 ; Benn et Evans, 2014) et devrait être pris en compte. Il faut donc aussi considérer le glacier comme un agent de transport. Le couplage entre les sédiments glaciogéniques et l'hydrosystème proglaciaire est-il plus efficace lorsque le glacier recule et découvre d'importants volumes de sédiments ou lorsque la langue glaciaire parvient à transporter des sédiments plus à l'aval ? Le modèle conceptuel de Gurnell et al. (2000) (Fig. 1.18) montre notamment que l'avancée du glacier est accompagnée d'une augmentation de la charge sédimentaire et donc un élargissement des bandes actives. Le retrait glaciaire s'accompagne de la mise en place d'un paysage fluvial qui se végétalise (donc une diminution de l'activité fluviale) plus ou moins rapidement en fonction de la vitesse de recul du glacier.

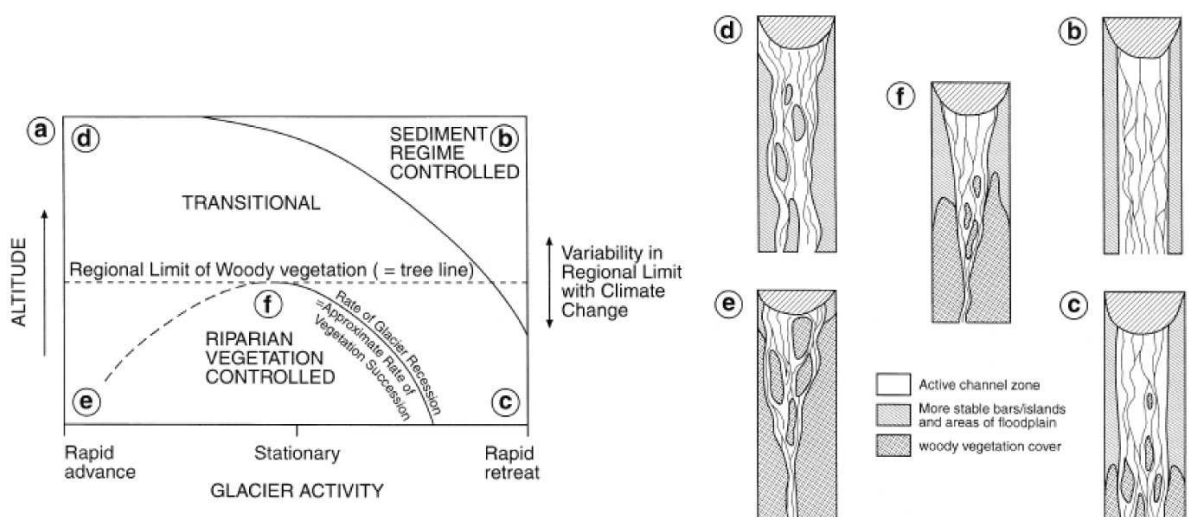


Fig. 1.18 Modèle de la réponse torrentielle aux fluctuations glaciaires et en fonction de sa vitesse (Gurnell, 2000).

Le problème de la connectivité occupe une place prépondérante en géomorphologie torrentielle car elle contrôle les apports sédimentaires au chenal. L'inefficacité des cours d'eau à transférer des sédiments depuis les sources jusqu'aux tributaires est-elle alors aussi valable dans les espaces désenglacés ? De nombreux travaux récents démontrent l'intérêt grandissant de cette problématique. Les premiers résultats montrent que les hydrosystèmes influencés par les glaciers sont en effet très fragmentés du fait notamment de l'efficacité des processus de stockage paraglaciers. Les stocks détritiques ne seraient alors que très partiellement couplés aux chenaux torrentiels. Knight et Harrison (2014), et plus particulièrement Cossart (2014), abondent dans le sens que la majorité des sédiments délivrés des glaces sont stockés *in situ* dans les espaces désenglacés. Ils mettent également en avant les relargages sédimentaires possibles. Les lacs proglaciaires, quand ils ne sont pas générateurs de GLOFs, sont des pièges sédimentaires extrêmement efficaces (Mercier, 2010). Les sandurs, plaines dépendage par excellence, participent également au stockage des sédiments. Néanmoins, nous avons

pu voir que ces stockages pouvaient, dans certaines circonstances, se purger plus ou moins partiellement (Cossart et Fort, 2008 ; Mercier, 2010 ; Montgomery et Korup, 2011).

Les modèles paraglaciers d'exportation des matériaux montrent clairement la transition vers un nouvel état d'équilibre dynamique (Mercier, 2010). Les phases d'évolution d'une vallée après englacement se révèlent être des phases de transition depuis un état significatif de fourniture sédimentaire abondante avec des processus fluviaux spatialement très étendus (tressage, bande active large, etc.) vers un état d'équilibre relevant d'un déficit sédimentaire certain avec un chenal encaissé dans les remplissages glaciaires et fluvio-glaciaires. Les événements extrêmes perturbent ponctuellement la transition, mais la tendance reste la même à l'échelle de la transition paraglacière.

La revue des travaux sur les systèmes torrentiels fait également état de rapprochement, parfois rapides, entre transport en suspension et transport par charriage (et lave). Nous avons, en effet, pu aborder l'importance du transport des matériaux les plus grossiers dans la morphogénèse torrentielle alors que le transport en suspension revêt une importance bien moindre dans la construction des paysages des systèmes fluviaux à forte énergie. Or, les séries longues de transport solide concernent (quasi) exclusivement la charge en suspension car il n'existe pas de systèmes efficaces pour mesurer le charriage et les laves en continu (les géophones, hydrophones, pièges à sédiments ou techniques d'imagerie ne se sont pas des techniques opérationnelles). Les enregistrements *naturels* comme les sédiments lacustres ne se concentrent également que sur les éléments les plus fins ; Wilhelm et al. (2013) n'ont d'ailleurs pas trouvé de corrélation entre les fluctuations des grands glaciers alpins et les fréquences et intensités de crue enregistrées dans deux lacs proglaciaires situés dans les Aiguilles Rouges et en Belledonne (Marren, 2005). Au contraire, Lawler et Wright (1996) ont observé une diminution de la fourniture sédimentaire en matériaux fins au printemps et à l'automne. Ils attribuent cette baisse au refroidissement du climat qui s'est produit du début des années 1970 au milieu des années 1990.

Enfin, une très grande proportion des études des formes fluviales proglaciaires se concentrent sur les plaines d'épandage de type sandur. Or, le confinement et les pentes fortes des émissaires glaciaires alpins n'offrent pas systématiquement ce type de morphologie. Par ailleurs, nous avons pu voir également que l'appréciation des dynamiques torrentielles dans les cours d'eau à blocs restait encore incertaine, notamment par l'approche hydraulique.

1.5 Conclusion de l'état de l'art et hypothèses

Les bassins torrentiels englacés sont fréquemment définis comme des systèmes complexes. En intégrant la dynamique de retrait glaciaire, le niveau de complexité s'élève encore. Les rétroactions, négatives ou positives, et les différents jeux d'échelles spatio-temporelles rendent le torrent proglaciaire complexe à appréhender dans la globalité. C'est peut être pour cela que le paraglacière est autant emprunt de concepts qui permettent d'appréhender un objet de manière abstraite quand on ne peut le faire de façon concrète. Au final, la suggestion de plusieurs auteurs d'étudier individuellement les conséquences du retrait glaciaire sur les cours d'eau émissaires pour chaque système s'avère probablement être la plus convaincante. Il sera aussi nécessaire de garder un minimum de recul sur ces approches conceptuelles qui peuvent constituer un biais dans l'interprétation des résultats.

Les hypothèses que nous pouvons formuler à travers les études déjà existantes tentent donc d'introduire les différents aspects contradictoires rencontrés dans la bibliographie. Il est donc envisageable de rencontrer une diminution de l'activité géomorphologique des torrents depuis le PAG avec une incision des chenaux et une diminution des largeurs de bande active. Il sera nécessaire de

situer l'état des tronçons dans les différentes phases de l'évolution paraglaciale. La progression des dynamiques géomorphologiques jusqu'à aujourd'hui pourrait néanmoins être ponctuée d'épisodes paroxysmiques de déstockages sédimentaires initiant des séquences morphogènes plus ou moins importantes. Il est donc nécessaire d'aborder à la fois la relation fréquence/intensité de ces événements, notamment les GLOFs, et d'en évaluer leurs conséquences géomorphologiques à différentes échelles spatiales et temporelles. Enfin, les changements dans la torrentialité dans le Massif du Mont-Blanc est très probablement aussi imputable aux activités humaines qu'il est nécessaire d'intégrer.

Chapitre 2

Définition des forçages de la morphogénèse torrentielle de la vallée de Chamonix

2.1 Introduction

L'activité des torrents évolue sous l'influence de plusieurs forçages : hydrologiques, morpho-climatiques, anthropiques ou encore géologiques. Notre problématique et notre travail se focalisent les conséquences du retrait glaciaire. Néanmoins, celui-ci n'est pas le seul à intervenir dans la vallée de Chamonix qui compte parmi les plus urbanisées des hautes vallées alpines ; les forçages anthropiques liés aux aménagements et à la gestion des cours d'eau doivent alors également pris en compte. Il est nécessaire de comprendre, de documenter et de synthétiser les différents éléments qui influencent la morphogénèse torrentielle afin de déterminer quels sont les forçages dominants et de préciser autant que possible la part du retrait glaciaire.

Ce chapitre a pour objet de dresser un premier état des connaissances pour appréhender les conditions d'englacement et de désenglacement dans le massif du Mont-Blanc et leurs incidences dans chacun des bassins versants torrentiels étudiés. Dans un second temps, la méthode et les résultats de la cartographie géomorphologique sont précisés pour analyser le couplage entre les stocks sédimentaires d'origine glaciaire et la dynamique torrentielle. Enfin les données sur les actions humaines sur les torrents sont précisées qu'elles soient directes, comme les opérations de correction torrentielle, ou indirectes, comme les captages pour l'hydroélectricité.

2.2 Les fluctuations glaciaires dans le massif du Mont Blanc

2.2.1 Historique de la connaissance des glaciers à Chamonix

La connaissance de l'englacement des bassins versants et de ses fluctuations est une première étape indispensable pour comprendre l'influence du retrait glaciaire sur les dynamiques torrentielles. Portées par la renommée du site, de nombreuses études ont abouti à une connaissance remarquable de l'englacement du massif du Mont Blanc. Chamonix possède en effet l'une des collections de données sur l'évolution des glaciers parmi les plus fournies dans le monde. De nombreux travaux ont permis de reconstituer l'état des glaciers depuis le dernier maximum glaciaire. Dès la fin du 18^{ème} siècle apparaissent les premières observations détaillées sur les glaciers chamoniards avec, par exemple, les travaux de Bourrit (1785). Les premières véritables observations, de Godeffroy (1840), Forbes, De Saussure, Agassiz, Tyndall ou Viollet le Duc (1876), datent du milieu du 19^{ème} siècle. Dès la fin du 19^{ème} siècle, plusieurs travaux sont menés afin de suivre l'évolution des glaciers. Charles Vallot (1922), petit cousin du célèbre Joseph Vallot, détaille le protocole de suivi photogrammétrique des principaux glaciers de la vallée de Chamonix (Tour, Argentière, Mer de Glace, Bossons et Taconnaz), mais aussi des trois glaciers du Plan de l'Aiguille ainsi que de celui du Nant-Blanc effectué entre 1894 et 1921. Plus de 5 000 clichés ont été pris entre ces deux dates et le suivi s'est probablement poursuivi après. Malheureusement, nous n'avons pas retrouvé leur trace et nous ne savons pas s'ils existent toujours. Dans le même temps (1888-1938), la famille de photographes Tairraz a immortalisé les fronts des glaciers du Tour, d'Argentière, de la Mer de Glace, des Bossons, de Taconnaz, et aussi du Trient et de Bionnassay, quasiment tous les ans et depuis les mêmes points de vue. Bon nombre de ces clichés sont désormais accessibles librement au grand public *via* les catalogues d'images numérisées comme *e-pics* (ETH Zürich), *ViaticAlpes* (Université de Lausanne) ou *Gallica* (Bibliothèque Nationale de France). Dès la fin du 19^{ème} siècle, le ministère de l'agriculture mène des études sur les glaciers chamoniards sous la direction, entre autres, de Kuss (1900) ou encore Mougin avec sa série « *Etudes glaciologiques* » publiée dans les années 1920. En 1921, le service des *Eaux & Forêts* du ministère de l'agriculture reprend officiellement et développe les campagnes de mesures glaciologiques (Gardent, 2014). Le CEMAGREF (aujourd'hui IRSTEA) ainsi que le LGGE - fondé quant à lui en 1958 - reprennent, après 1965 et le démantèlement des *Eaux & Forêts*, une partie des prérogatives de ces

dernières (idem). Les deux instituts de recherche ont effectué, depuis, divers suivis et études : bilans de masse, mesures géophysiques, suivis des fronts, mesures d'épaisseurs, campagnes radar et photogrammétriques (dont les clichés sont disponibles en accès libre sur le *Géoportail* de l'IGN). Actuellement, pour la vallée de Chamonix, les glaciers de la Mer de Glace, des Bossons et d'Argentière sont étudiés régulièrement par le LGGE. Depuis la fin de l'été 2015, un dispositif photographique a été installé pour suivre quotidiennement le glacier de la Charpoua par le laboratoire EDYTEM. L'intérêt de l'ensemble de ces travaux, est qu'ils s'intéressent parfois également aux marges proglaciaires ou aux torrents.

Depuis le début du 20^{ème} siècle, différents auteurs se sont penchés, par des méthodes variées, sur les fluctuations glaciaires antérieures aux premières observations. L'utilisation des archives a été particulièrement intense (Blanchard, 1913 ; Rabot, 1920 ; Le Roy Ladurie, 1983). Ce travail a abouti à la connaissance précise de la fluctuation des fronts de certains glaciers. Les positions des fronts des glaciers des Bossons et de la Mer de Glace ont ainsi pu être reconstituées depuis la fin du 16^{ème} siècle (Fig. 2.3) avec une fréquence moyenne de 2,8 et 2,6 ans (Nussbaumer et Zumbühl, 2011 ; Kuhn, 2006). La méthode la plus originale revient très probablement à Sesiano (1982) qui utilisa, pour dater les vitesses du glacier des Bossons, les restes humains retrouvés à son front qui provenaient de différentes catastrophes sportives et aériennes. Les méthodes paléogéographiques permettent également de reconstituer l'extension glaciaire würmienne et les fluctuations Holocènes. Cutterand (2010) a produit une carte de l'englacement de la vallée de Chamonix lors du dernier maximum glaciaire et a détaillé les modalités de son désenglacement en synthétisant de nombreux travaux. Les travaux de Le Roy et *al.* (2015) retracent l'évolution des marges de la Mer de Glace grâce aux apports de la dendrochronologie et des datations cosmogéniques sur plus de 4000 ans (Fig. 2.1).

Plusieurs inventaires des glaciers, à l'échelle alpine ou de celle du Mont-Blanc ont été produits au cours du 20^{ème} siècle (Allix, 1922 ; Vivian, 1971), mais aucun n'est véritablement satisfaisant pour effectuer un travail de caractérisation de l'englacement des bassins versants torrentiels. Plus récemment, l'inventaire de Gardent et *al.* (2014) a recensé l'extension actuelle et passée des glaciers à l'échelle des Alpes du Nord. Cet inventaire présente l'avantage de produire des données spatiales et homogénéisées sur l'ensemble du massif du Mont-Blanc à trois dates différentes :

- la fin du PAG, qui correspond aux dates aux alentours de 1850. L'emprise des glaciers a été déterminée par l'utilisation de cartes géomorphologiques. Les cartes d'Etat Major ont été utilisées également mais avec précaution. Comme plusieurs méthodes ont été utilisées, il est difficile d'estimer l'incertitude des tracés. Les photographies exhumées et datées par Fontaine (2015) permettent de soulever quelques interrogations quant à la précision de l'extension des glaciers autour de 1850 ;
- les années 1970. Dans le cas de la vallée de Chamonix, les extensions correspondent globalement aux années 1967 et 1971, complétées par d'autres dates (notamment 1949 pour les glaciers de la Griaaz et du Bourgeat, 1939 pour le Glacier Rond et le Glacier du Nant-Blanc). Elles ont été obtenues grâce aux cartes IGN au 1/25 000. L'incertitude du tracé a été évaluée à 6 m ;
- la fin des années 2000. Les extensions ont été obtenues par photo-interprétation basée sur les clichés IGN pris, dans le cas de Chamonix, en 2008. Avec une résolution des images de 50 cm, l'incertitude a été évaluée à 3 m.

Cet inventaire se présente sous la forme d'une base de données SIG. Il intègre donc d'autres informations reprises en partie de la nomenclature du GLIMS (Rau et *al.*, 2005) : type de glaciers, forme de glaciers, surface, etc. Ces données sont facilement exploitables et croisées avec d'autres données spatialisées. Enfin, récemment, quelques travaux basés sur de la modélisation ont commencé à être publiés et permettent de comprendre au mieux l'avenir des glaciers (Vincent et *al.* 2014). Ils

peuvent alors servir de base de travail pour essayer d'anticiper les futures trajectoires morphologiques des systèmes englacés de la vallée.

2.2.2 Les fluctuations glaciaires Holocènes

Durant toute la période holocène, les glaciers ont fluctué de façon plus ou moins marquée. Il est donc intéressant de mettre en perspective les dynamiques glaciaires contemporaines avec celles qui se sont produites depuis la fin de la dernière glaciation pléistocène. La fin du Würm est marquée par des ré-avancées glaciaires plus importantes durant le Dryas récent (12,9-11,7 ka BP). Celles-ci occupent toujours une place importante dans le paysage chamoniard (cf. partie 2.1.3). L'Holocène présente des oscillations entre des périodes d'avancée et de recul durant les optima climatiques. On distingue généralement la première moitié durant laquelle se déroule l'optimum Holocène, période plus chaude et humide appelée *Atlantique* (Francou et Vincent, 2007), des 4000 dernières années, parfois appelées *Néoglaciale* (Grove, 2004), également entrecoupées de périodes plus chaudes comme les optima antiques et médiévaux (Francou et Vincent, 2007). Durant ces phases plus chaudes, de nombreuses études ont attesté des récessions glaciaires marquées. Les glaciers alpins auraient ainsi été plus restreints qu'actuellement durant plusieurs périodes (Nicolussi et Patzelt, 2000 ; Hormes et al., 2001 ; Joerin et al., 2006 ; Joerin et al., 2008). Le Roy et al. (2015) ont souligné que durant les 4 000 dernières années, le front de la Mer de Glace a probablement été dans une position plus reculée au cours de deux séquences (Fig. 2.1), dont la dernière se situe durant l'optima climatique antique (2400-1800 BP). Le nom du village et du glacier d'Argentière provient d'ailleurs d'anciennes mines d'argent disparues avec l'avancée des glaciers durant le PAG (Bourrit, 1785). Ce rapide tour d'horizon montre que les glaciers chamoniards ont connu des périodes où ils étaient plus reculés qu'actuellement. En revanche, le réchauffement climatique actuel est bien plus rapide que ceux qui se sont produits pour arriver aux situations des glaciers durant les précédents optima climatiques holocènes. Il a été démontré que la vitesse de déglaciation est un paramètre important dans les ajustements paraglaciers et les rythmes sédimentaire postglaciaires (Cossart, 2004). La séquence morphogène paraglacière actuelle n'a donc pas les mêmes caractéristiques que celles qui se sont déjà déroulées durant l'Holocène.

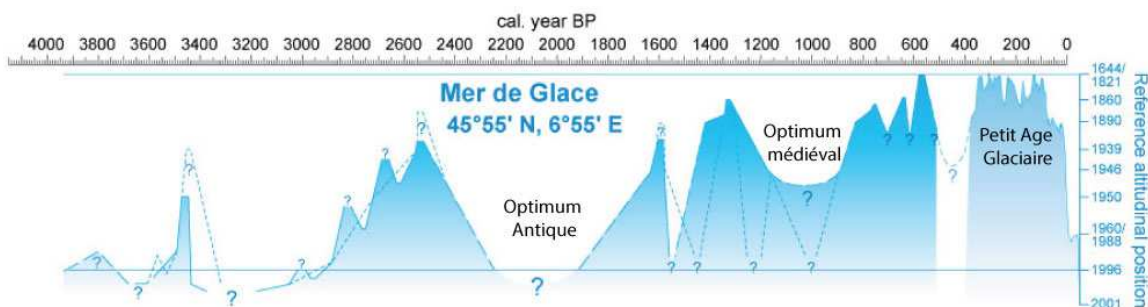


Fig. 2.1 Les fluctuations de la Mer de Glace sur les 4000 dernières années (Le Roy, 2015, modifié).

2.2.3 L'avancée glaciaire du Petit Age Glaciaire

Le Petit Age Glaciaire est le point de départ de notre problématique. Il correspond à une période de péjoration climatique durant laquelle les glaciers étaient bien plus développés qu'actuellement. Dans le cas de la vallée de Chamonix, les glaciers du Tour, d'Argentière, de la Mer de Glace, des Bossons et de Taconnaz, atteignaient le fond de vallée (Fig. 2.2). Le terme de Petit Age Glaciaire (en anglais, Little Ice Age, LIA) est évoqué pour la première fois par Matthes (1939) pour décrire les fluctuations glaciaires des 4 000 dernières années. La date du début du PAG est aujourd'hui mieux calée par les

auteurs mais varie toutefois : certains la situent au milieu du 14^{ème} siècle (Grove, 2004 ; Millet *et al.*, 2009) alors que d'autres la placent plutôt aux alentours de 1550 (Reynaud et Vincent 2002). Bien que certains auteurs considèrent le PAG comme étant un phénomène à l'échelle de la planète (Grove, 2004 ; Francou et Vincent, 2007), le signal du PAG est beaucoup moins clair en dehors de l'Europe (Mann, 2002).

Durant le PAG, le front des glaciers avançant du fait d'un bilan de masse largement excédentaire, mais avec une relation directe avec la température qui reste parfois floue (Grove, 2004). En Europe, les températures ont globalement été plus faibles, avec des hivers froids et humides et des étés doux (*idem*). Toutefois, le PAG ne correspond pas à un état climatique stable. Les positions des fronts glaciaires ont en fait fluctué (Fig. 2.2 et 2.3) avec des amplitudes conséquentes qui ont pu aller jusqu'à 800 m pour la Mer de Glace (Nussbaumer *et al.*, 2007) ou 700 m pour le glacier des Bossons (Nussbaumer et Zumbühl, 2011). La connaissance des fluctuations des glaciers chamoisards grâce aux archives, qui permet d'avoir des valeurs relativement précises, a d'ailleurs grandement participé à la connaissance des conséquences du PAG (Matthes, 1939 ; Le Roy Ladurie, 1983 ; Nussbaumer et Zumbühl, 2011).

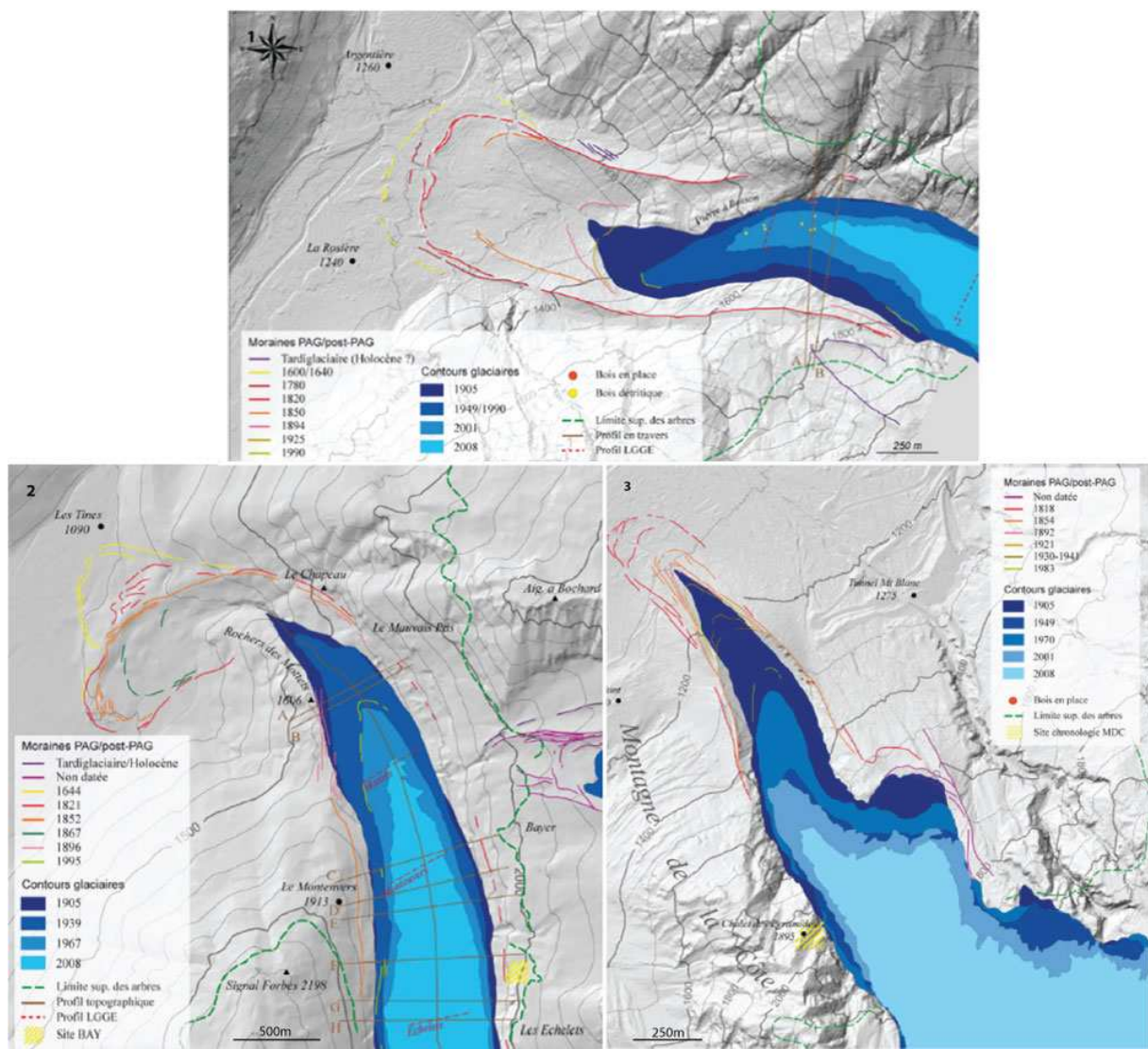


Fig. 2.2 Synthèse de quelques données cartographiques de l'extension des glaciers d'Argentière (1), de la Mer de Glace (2) et des Bossons (3) réalisée Le Roy (2012) d'après les données de Bless (1984), Wetter (1987) et Nussbaumer *et al.* (2007)

Deux principales avancées glaciaires se sont produites durant le PAG (Grove, 2004). La première s'est produite aux alentours de 1600 (Fig. 2.2 et Fig. 2.3) et provoque la destruction de plusieurs villages et hameaux dans la vallée de Chamonix (Blanchard, 1913 ; Le Roy Ladurie, 1983). Cette poussée glaciaire correspond à l'extension maximale du PAG pour les glaciers d'Argentière et de la Mer de Glace (Vivian, 1975 ; Nussbaumer, et *al.*, 2007). Les fronts s'approchaient par ailleurs dangereusement de l'Arve (Fig. 2.2), à un point tel que le risque d'obstruction du cours d'eau semble même avoir été évoqué (Rabot, 1920). La deuxième avancée glaciaire entre 1760 et 1820 ne correspond pas à un abaissement des températures estivales mais à une augmentation des précipitations d'au moins 25% par rapport au 20^{ème} siècle (Vincent et *al.*, 2005). Contrairement à la Mer de Glace ou au glacier d'Argentière, dont l'extension maximale s'est déroulée au début du 17^{ème} siècle, l'avancée maximale du glacier des Bossons au PAG s'est produite au début du 19^{ème} siècle (Nussbaumer et Zumbühl, 2011). Cette nouvelle position maximale se maintient jusqu'à 1850 environ (Grove, 2004 ; Nussbaumer et *al.*, 2007 ; Nussbaumer et Zumbühl, 2011). Les extensions des plus petits glaciers sont en revanche bien moins claires. Le glacier du Nant Blanc a pu être en partie documenté pour le 19^{ème} siècle grâce aux nombreuses photographies prises entre le rocher des Mottets et le Montenvers (Le Roy, 2012 ; Perrel, 2013).

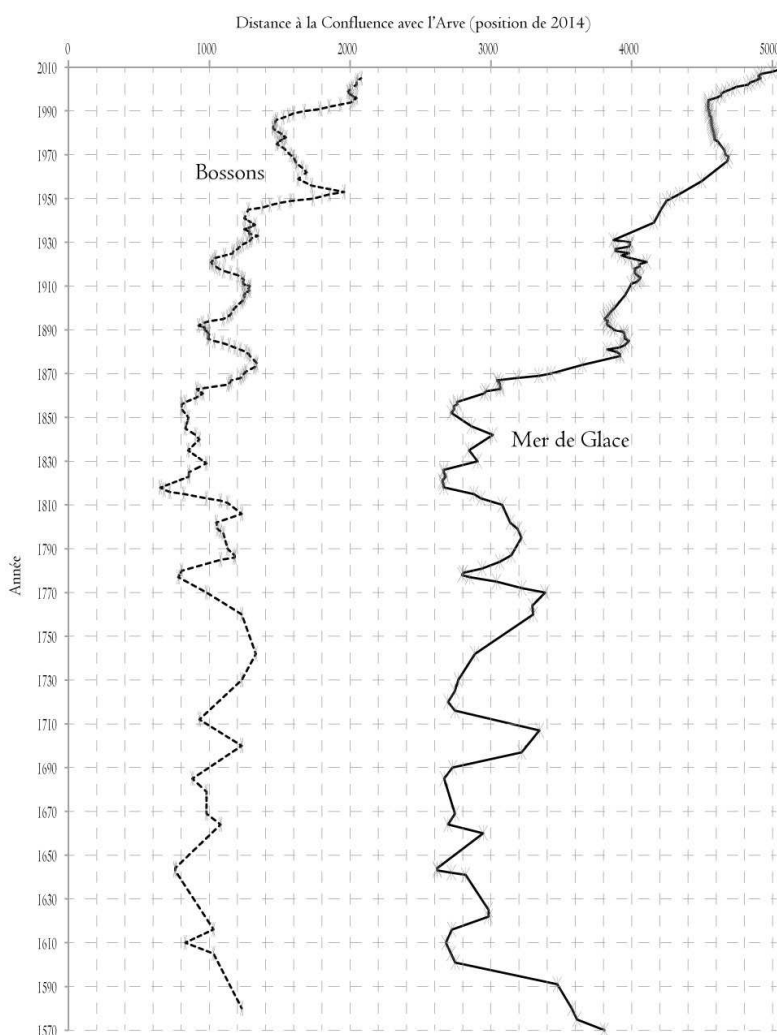


Fig. 2.3 Les fluctuations de la Mer de Glace et du glacier des Bossons depuis le 16^{ème} siècle, d'après Nussbaumer (2015) et Nussbaumer et Zumbühl (2011)

En dehors des considérations glaciaires, le PAG est une époque clé pour la compréhension des dynamiques fluvio-torrentielles actuelles. Elle est associée à une période de crise morphoclimatique sur l'ensemble des massifs montagneux français (Peiry, 1988 ; Bravard, 1989 ; Liébault et Piégay, 2002 ; Colombera et Bersezio, 2011). En revanche, ses causes sont mal établies puisque l'activité humaine, au sein des bassins versants, est également un facteur explicatif du regain d'activité fluvio-torrentiel au cours de cette période. Cet aspect est détaillé dans la partie 2.4. La fin du PAG, au milieu du 19^{ème} siècle, marque également le début de l'ère industrielle et du dépeuplement des montagnes. La concomitance de ces événements contribue à la difficulté de distinguer la part relative de chacun des deux forçages (climatique et anthropique) dans l'évolution des trajectoires morphologiques.

2.2.4 Le recul des glaciers depuis la fin du PAG

Au cours du 20^{ème} siècle, les températures ont augmenté partout dans le monde d'environ 0,75°C (IPCC, 2013). Ce réchauffement est encore plus important dans les zones de montagne et en particulier dans les Alpes dont la température moyenne de l'air a grimpé de près de 1,5°C entre 1901 et 1992 (Beniston *et al.*, 1994). La Figure 2.4 montre que Chamonix ne fait pas exception. De 1924 à 2010, la moyenne des anomalies de la température de l'air, ainsi que la température moyenne des mois les plus chauds – où se concentre la fonte de la glace, donc l'érosion des glaciers – ont augmenté de plus de 1,5°C (Ravanel et Deline, 2011). De nombreux travaux font état de la hausse des températures depuis 150 ans et du retrait des glaciers qui en est l'une des conséquences (Reynaud et Vincent, 2002 ; Vincent *et al.*, 2005 ; Gardent *et al.*, 2014). L'évolution des longueurs des glaciers n'est pas le meilleur indicateur des changements de température ; les glaciologues lui préfèrent l'altitude de la Ligne d'Equilibre Glaciaire (LEG), plus significative (Francou et Vincent, 2007). Cependant, du point de vue de notre étude, les données d'extension permettent le mieux de mettre en avant les espaces libérés des glaces.

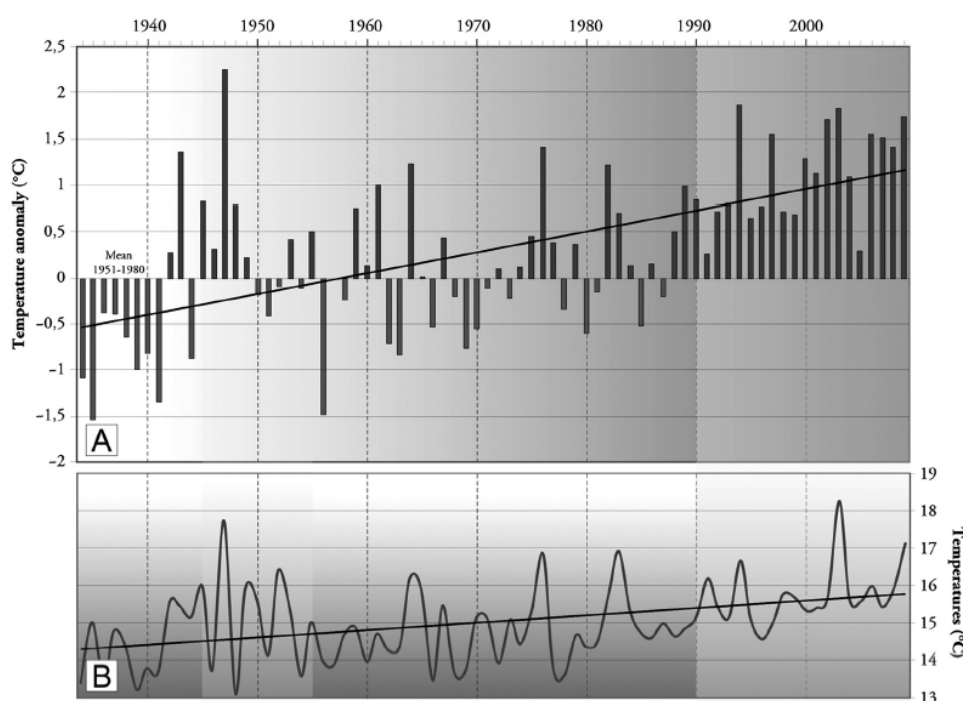


Fig. 2.4 Evolution des températures dans les Alpes du Nord : anomalie des températures moyennes annuelles par rapport à la période 1951-1981 (A) et température moyenne de l'air des trois mois les plus chauds (juin-juillet-août ou juillet-août-septembre) (Ravanel et Deline, 2010).

Le recul des fronts glaciaires dans la vallée de Chamonix depuis plus de 150 ans n'est pas linéaire. La phase de recul prononcé a été entrecoupée par une ré-avancée des glaciers au début des années 1980, consécutif à un bilan de masse globalement positif durant la période 1954-1981 (Francou et Vincent, 2007) du fait d'une baisse des températures (Beniston et al., 1994) (Fig. 2.4). La crue des glaciers est observable sur les enregistrements des fluctuations des fronts glaciaires de la vallée. Il atteint son maximum en 1983 pour le glacier des Bossons (Fig. 2.3) (Nussbaumer et Zumbühl, 2011), en 1990 pour celui d'Argentière (Fig. 2.5) (Vincent et al., 2009) et en 1995 pour la Mer de Glace (Fig. 2.3) (Nussbaumer et al., 2007). Les temps de réponse des glaciers des années 1980 à 1990 permettent d'évaluer leur sensibilité aux fluctuations climatiques.

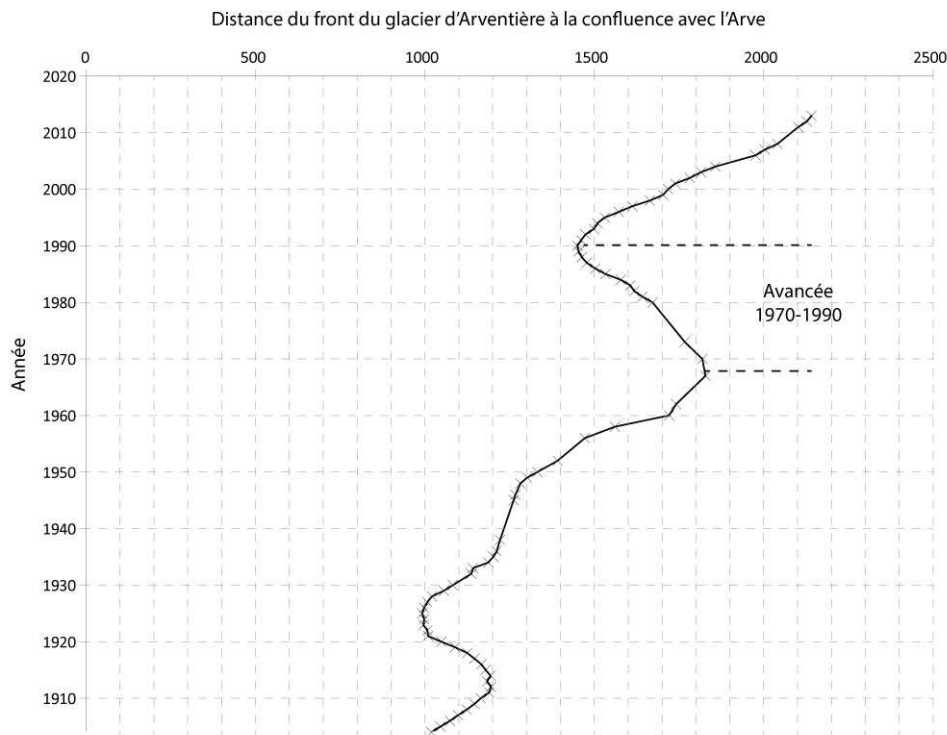


Fig. 2.5 Evolution de la position du front du Glacier d'Argentière de 1900 à nos jours (données LGGE, C. Vincent)

Depuis 1982, les bilans de masse sont à nouveau déficitaires du fait de l'importante ablation liée à l'augmentation importante des températures (Vincent et al., 2004). L'augmentation des températures s'accélère et les conséquences sur les glaciers, notamment dans le massif du Mont-Blanc, sont largement visibles puisque l'ensemble des glaciers est en régression (Vincent et al., 2007). Le recul actuel des glaciers devrait se poursuivre. Le GIEC a synthétisé les données de températures et produit de nombreuses modélisations suivant différents *scenarii*, qui montrent tous que l'augmentation des températures devrait se poursuivre durant tout le 21^{ème} siècle (IPCC, 2013) et les glaciers continuer à se contracter (Zemp et al., 2006 ; Paul et al., 2007). Ainsi, la position du front de la Mer de Glace devrait bientôt atteindre les *minima* enregistrés durant l'Holocène si l'on compare la modélisation pour les trente prochaines années (C. Vincent et al. 2014) aux fluctuations des 4 000 dernières années (Melaine Le Roy et al. 2015). Les conséquences d'un tel retrait sont multiples et d'une ampleur inédite. Par exemple, les célèbres grottes de la Mer de Glace seront impactées puisque le front du Glacier devrait reculer de plus d'un kilomètre par rapport à sa position du début des années 2010 (Fig.2.6).

Plus globalement, l'ensemble des glaciers devrait continuer à reculer, à tel point que la remontée de plusieurs centaines de mètres d'altitude de la LEG entraînera la disparition de la plupart des petits

glaciers tempérés (Paul *et al.*, 2007). Ainsi, les glaciers de Lognan et de la Pendant pourraient être les premiers à disparaître d'ici quelques dizaines d'années tout au plus.

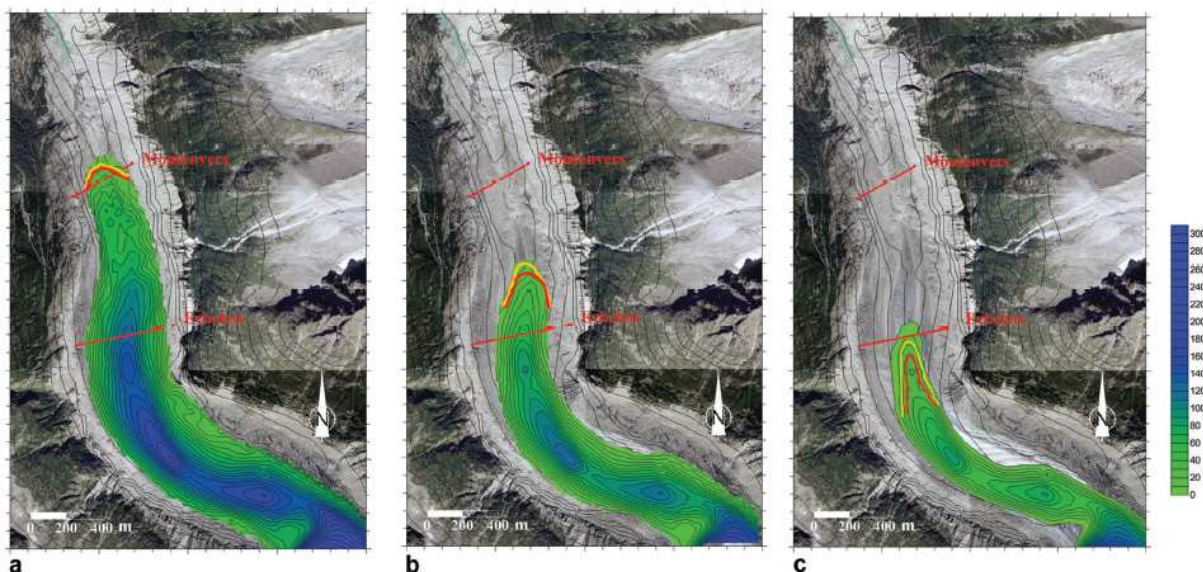


Fig. 2.6 Evolution de la position du front du Glacier de la Mer de Glace depuis la fin du 19^{ème} siècle et projection de différents scénarii jusqu'en 2020 (a), 2030 (b) et 2040(c) (Vincent *et al.*, 2014)

L'évolution de l'hydrologie avec la forte diminution des glaciers suit une double tendance. D'une part, pour les grands glaciers qui ont des réserves de glace suffisante, les débits vont avoir tendance à augmenter au cours de la première partie du 21^{ème} siècle (Huss *et al.*, 2008). Pour les plus petits glaciers, les écoulements estivaux devraient baisser, de façons parfois importante (Zemp *et al.*, 2006 ; Huss *et al.*, 2008 ; Naz *et al.*, 2014 ; Terrier *et al.*, 2015). L'hydrologie des bassins faiblement englacés va perdre l'influence des glaciers. La transition d'un régime glaciaire à un régime pluvio-nival, semble déjà bien engagée dans certains bassins torrentiels de la vallée de Chamonix. Néanmoins ces tendances hydrologiques ne présagent pas des événements extrêmes que sont les GLOFs, dont les processus sont détaillés dans la partie 1.3.4.

2.2.3 La diversité de l'englacement des bassins versants

A partir de l'ensemble des données disponibles évoquées précédemment, nous avons pu réaliser une synthèse de l'englacement des bassins versants. Seuls sont documentés les torrents qui atteignent le fond de vallée et qui ont un glacier dans leur bassin versant. Ce choix est motivé par la volonté de simplifier et d'homogénéiser les données afin de mieux les comparer. Douze bassins versants ont donc été renseignés, auxquels a été ajouté celui particulier du torrent de la Pendant, alimenté par un glacier, du PAG jusqu'au début du 20^{ème} siècle. Le but est ici de montrer à quel point les caractéristiques des bassins versants, et en particulier celles liées à l'englacement, peuvent être différentes. Le chapitre 3 met en évidence l'implication de cette diversité dans les différentes trajectoires géomorphologiques des systèmes torrentiels.

Dans un premier temps, les limites de bassin versant ont été extraites à partir des MNT disponibles. Ceci a été réalisé à partir des confluences des torrents avec l'Arve, grâce aux procédures habituelles utilisées en SIG (Zhang et Huang, 2009). Il a cependant parfois été nécessaire de combiner les données provenant de plusieurs MNT du fait des artefacts produits dans les zones les plus planes (Zhang et Huang, 2009). Classiquement, les bassins versants sont définis depuis l'apex des cônes torrentiels (Cavalli *et al.*, 2013) ; mais du fait de la complexité des systèmes torrentiels qui se traduit pour

certaines torrents par l'absence de cône, le choix a été fait de délimiter les bassins versants à partir du lieu de leur confluence actuelle avec l'Arve.

L'autre difficulté pour délimiter les bassins versants dans un contexte englacé est la présence des glaciers. Les écoulements ne correspondent pas forcément à la topographie donnée par surface de la glace. Le cas est particulièrement problématique pour les glaciers qui ont plusieurs cours d'eau émissaires qui ne confluent pas entre eux avant de rejoindre l'Arve. Par exemple, pour les torrents du glacier des Bossons, nous avons utilisé les résultats obtenus par le laboratoire ISTERRE (Godon, 2013) qui a estimé la taille du bassin versant englacé du torrent des Bossons à partir de l'ajustement d'un modèle hydrologique aux débits mesurés (Schaepli *et al.*, 2005). Il s'est avéré que l'extraction du bassin versant avec le MNT de la RGD 73-74 permettait de retrouver presque exactement la même délimitation. Par soustraction du bassin du torrent des Bossons au bassin de l'ensemble du système Creusaz et Bossons, nous avons obtenu le bassin versant de la Creusaz.

Dans un second temps, les données sur les glaciers ont été compilées pour chaque bassin versant. Nous avons utilisé les données d'extension des glaciers produites par Gardent (2014) qui sont détaillées dans la partie 2.2.1. Cet inventaire contient quelques réserves quant à l'exactitude de certaines données, soulignées par son auteur ou que nous avons observées :

- l'extension de la fin du PAG est incertaine pour les glaciers d'Argentière et de la Pendant. Les glaciers du Bourgeat et de la Griaz ont quasiment les mêmes extensions aux PAG qu'en 2008. Il est fort probable que l'incertitude qui entoure ces glaciers soit liée à leur petite taille (ils sont moins visibles depuis la vallée que les plus gros glaciers) et aux pentes dans lesquelles ils évoluent. Les versants sont, en effet, soumis aux avalanches et aux éboulements. Il n'existe donc pas d'indices géomorphologiques de leur extension PAG ;
- l'extension du Glacier de Blaitière est plus importante en 1971 qu'en 2008. Cette incohérence provient très probablement du couvert détritique important au front du glacier à ces deux dates et qui laisse place progressivement à des processus périglaciaires qui ne permettent pas de délimiter facilement le front du glacier ;
- les différences d'extension entre 1971 et 2008 sont peu significatives pour les petits systèmes dont le front glaciaire possède un couvert détritique important. C'est pourquoi ne sont représentés ici que les résultats de la fin du PAG et de 2008.

L'emprise des glaciers a ensuite été découpée pour chaque bassin, puis les principales données quantitatives ont été extraites. Les données de l'englacement illustrent d'abord la grande diversité des situations. La Figure 2.7 montre l'amplitude des surfaces des glaciers et des bassins versants. A lui seul, le bassin de l'Arveyron de la Mer de Glace (80 km²) est quasiment aussi grand que la somme de tous les autres bassins versants (95 km²). Le plus petit bassin, celui du torrent des Bossons n'atteint pas les 2 km². La majorité des torrents étudiés possèdent des petits bassins versants puisque la moitié d'entre eux ont une surface inférieure à 5 km².

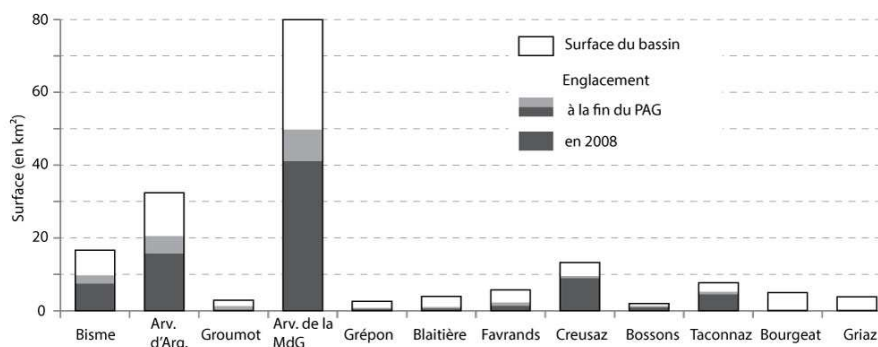


Fig. 2.7 Taille des bassins versants étudiés et leur surface englacée au PAG et en 2008

Les taux d'englacement sont aussi explicites pour montrer les différences entre les bassins (Fig. 2.8). Ils varient d'un taux minimum de 3,5% (en 2008) pour le torrent du Bourgeat, à un taux 20 fois plus élevé, 67%, pour le torrent de la Creusaz (à la même date). On peut, plus généralement, distinguer les torrents issus des plus grands glaciers (Tour, Argentièrre, Mer de Glace, Bossons et Taconnaz) qui présentent actuellement un taux situé entre 40% et 70% de ceux provenant de plus petits systèmes et dont le taux ne dépasse pas 20% (23% pour le torrent des Favrands).

L'évolution de ces taux montre également des différences marquées. Les torrents avec les plus grands bassins versants ont vu leur taux d'englacement baisser de 10 à 15 points. L'exception notable de la Creusaz s'explique par le fait que le système torrentiel provient de deux lobes latéraux qui se contractent moins rapidement que le front du glacier. Une autre évolution remarquable est le torrent du Groumot : son taux d'englacement a été divisé par 4,5, passant de 45% à 10% entre 1850 et 2008.

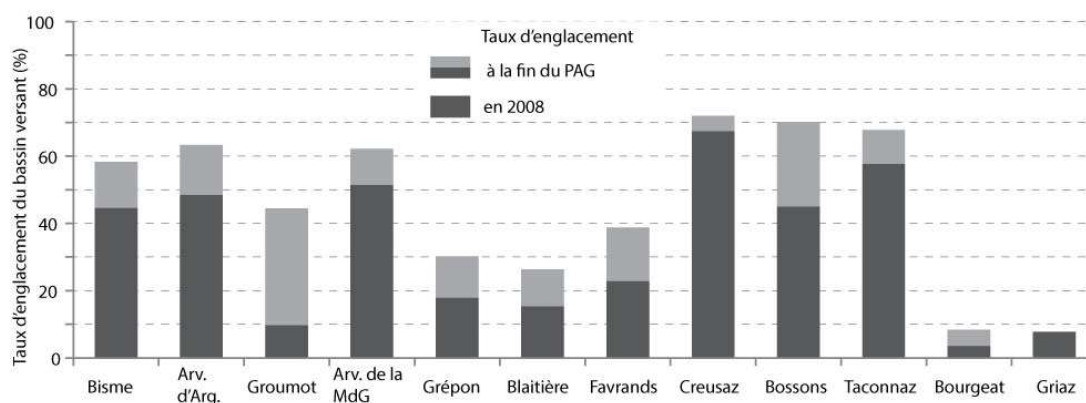


Fig. 2.8 L'évolution du taux d'englacement des bassins versants

Il est enfin possible d'aborder la diversité de l'englacement des bassins versants torrentiels de manière qualitative. Nous avons repris la classification GLIMs telle que décrite par Rau et *al.* (2005). Elle permet de distinguer les glaciers suivant deux paramètres : leur type et leur forme. Pour le milieu alpin, il existe trois grandes familles de glacier :

- le glacier de vallée, dont le bassin d'accumulation peut être clairement défini par la topographie ; une partie des versants sont libres de glace et l'écoulement glaciaire suit une vallée ;
- le glacier de montagne, posé sur le versant ;
- le *glacieret*, un très petit glacier dont les mouvements ne sont peu ou pas visibles et pour lequel la limite entre la zone d'accumulation et d'ablation est mal définie.

Il existe ensuite cinq formes associées pour les glaciers alpins :

- le glacier à bassins composés, qui ont une forme dendritique et qui sont constitués, comme le nom l'indique, de plusieurs bassins composés ;
- le glacier à bassin composé, formé de plusieurs bassins simples ;
- le glacier simple, qui ne possède qu'un seul bassin d'accumulation bien repérable d'après la topographie ;
- le glacier de cirque, cantonné dans le cirque qui a lui-même été généré par l'action de la glace ;
- le glacier de niche, qui prend place dans de légères dépressions sur les versants.

La Tab. 2.1 montre la typologie des glaciers étudiés, avec les différents torrents émissaires respectifs. Cette typologie permet de retrouver cinq configurations différentes sur onze glaciers. Par exemple, elle permet de distinguer les formes des glaciers d'Argentièrre et de la Mer de Glace qui sont tous deux des

glaciers de type vallée. Les glaciers qui présentent les mêmes configurations sont tous voisins comme les trois glaciers du plan de l'Aiguille (Nantillons, Blaitière et Pèlerins).

Glacier	Emissaire principal	Emissaire(s) secondaire(s)	Type de glacier	Forme du glacier
Mer de Glace	Arveyron de la Mer de Glace		Vallée	Bassins composés
Argentière	Arveyron d'Argentière		Vallée	Bassin composé
Tour	Torrent du Bisme		Montagne	simple
Bossons	Torrent de la Creusaz	Torrent des Bossons Torrent de Creusette	Montagne	simple
Taconnaz	Torrent de Taconnaz		Montagne	simple
Pellerins	Torrent des Favrand	Torrent du Dard	Montagne	simple
Bourgeat	Torrent du Bourgeat		Glacieret	Niche
Blaitière	Torrent de Blaitière		Montagne	Cirque
Griaz	Torrent de la Griaz		Glacieret	Niche
Lognan/ Pendant	Torrent du Groumot	Torrent de Lognan Torrent des Aillires	Montagne	Niche
Nantillons	Torrent du Grépon		Montagne	Cirque

Tab. 2.1 Typologie des morphologies glaciaires des glaciers étudiés du Massif du Mont-Blanc

L'englacement des bassins versants torrentiels n'est donc pas homogène. Quelques indicateurs quantitatifs et qualitatifs simples permettent d'apprécier cette diversité. Beaucoup d'études se concentrent uniquement sur l'étude d'un seul système. Peu d'études abordent les différences qui peuvent exister entre plusieurs glaciers. Cossart (2004) a par exemple mis en évidence les contrastes des réponses torrentielles en fonction de l'exposition du glacier. Ce paramètre ne peut être utilisé dans notre cas puisque tous les systèmes ont la même orientation (NW). Les différents paramètres qui caractérisent l'englacement des bassins versants torrentiels sont donc autant d'éléments qui peuvent faire varier les réponses géomorphologiques des torrents au retrait des glaciers.

Les fluctuations glaciaires ne sont néanmoins pas le seul paramètre qui influence la fourniture sédimentaire et l'activité géomorphologique des torrents. Les actions humaines jouent également un rôle important. Il est nécessaire de les prendre en compte et de mesurer leurs effets afin d'interpréter correctement les changements qui sont induits par le retrait glaciaire de ceux qui sont le résultats d'autres forçages.

2.3 Description géomorphologique des bassins étudiés

2.3.1 La géomorphologie glaciaire dans la vallée de Chamonix : état des connaissances

Les connaissances géomorphologiques des bassins versants est aussi un préalable nécessaire pour comprendre les dynamiques sédimentaires torrentielles. Si l'histoire des glaciers a largement été documentée, celles des formes de la vallée ont également connu un intérêt grandissant depuis plus de 200 ans. Le lien étroit avec l'englacement et ses variations explique très probablement cette somme de connaissances remarquables.

Les premières études sont en fait concomitantes avec les premières observations glaciologiques. Ainsi, les travaux pionniers de Godeffroy (1840) puis de Viollet le Duc (1876) sont impressionnants de détails et de connaissances pour l'époque. Parmi ces recherches, certaines d'entre elles ont abouti à des productions graphiques. Dès la fin 19^{ème} siècle, les cartes levées par la famille Vallot, dont la démarche scientifique est largement avérée, peuvent s'apparenter à de l'information géomorphologique tant leur échelle (1/20 000) et leurs détails apportent des informations sur les dynamiques morphologiques de l'époque. Conard (1931) propose la première véritable carte géomorphologique générale intégrant les formes glaciaires, périglaciaires, hydromorphologiques ainsi que leur temporalité (Fig. 2.9) à l'échelle de la vallée de Chamonix. Il est également le dernier à en

avoir proposé une. Plus tard, Veyret (1959, 1968 et 1969) a poursuivi les travaux de géomorphologie générale de la vallée en traitant, entre autres, des processus périglaciaires, des dynamiques glaciaires ou de l'organisation plus générale de la vallée, mais sans réaliser de travail cartographique.

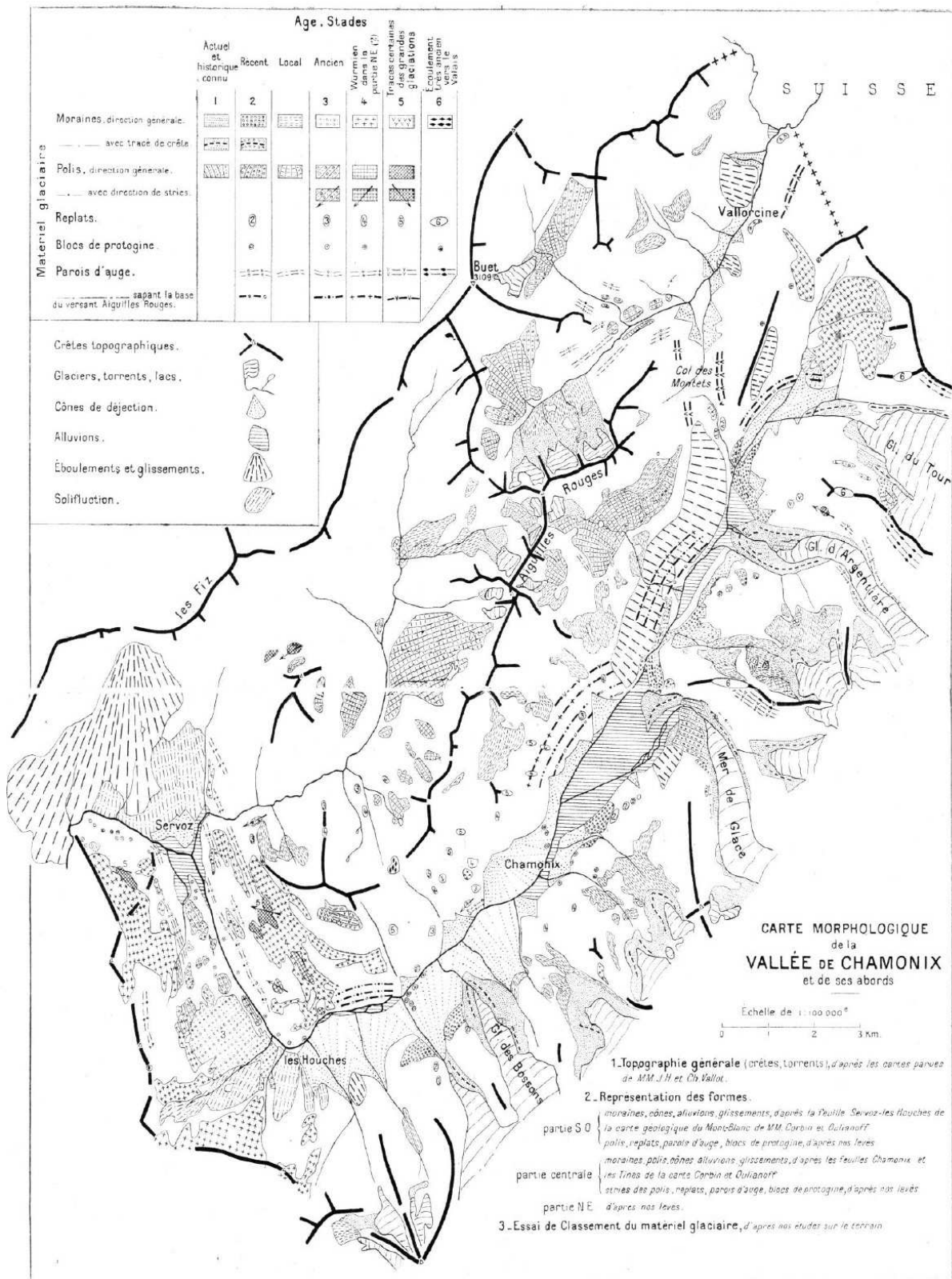


Fig. 2.9 La carte géomorphologique de Conard (1931) de la vallée de Chamoni

Un certain nombre d'études se sont également intéressées très tôt aux problématiques spécifiques des dynamiques torrentielles en lien avec les glaciers dans la vallée de l'Arve (Viollet le Duc, 1876 ; Baëff, 1891 ; Kuss, 1900). Il est à noter la place spécifique de l'étude des torrents dans le travail de Viollet le Duc qui les utilise comme point de départ d'une digression originale sur les relations entre la « nature » et la société de l'époque. Ces travaux ont notamment été portés par l'intérêt et l'inquiétude suscités par la rupture de la poche d'eau du glacier de Tête Rousse qui engendra une lave et tua 172 personnes le 22 juillet 1892 (Vincent *et al.*, 2010). Cependant, passé 1920, il n'y a plus d'écrits sur le sujet. Puis, quelques études ponctuelles souvent à propos d'épisodes de crue(s) dans la vallée, ont été publiées (Jourdan-Laforte, 1920 ; Sourbier, 1938 ; Sourbier, 1939 ; Maizels, 1973). Les travaux de Vivian à partir des années 1960 (1967, 1970, 1971, 1975), puis de Peiry dans les années 1980 (1988, 1990, 1994) abordent à nouveau le sujet, mais la problématique spécifique des torrents proglaciaires n'étaient pas au cœur de leurs recherches. Depuis les années 2000, le laboratoire ISTERRE mène des études d'hydro-sédimentologie au front du glacier des Bossons (Godon, 2013).

Parallèlement, plusieurs études ont également été menées au sein du Laboratoire de Géographie de l'Université de Savoie (LGUS) sur les dynamiques Holocènes, desquelles ont été tirées plusieurs cartes géomorphologiques (Jaillet et Ballandras, 1996 ; Jaillet et Ballandras, 1999 ; Ballandras et Lucena, 1999). L'ensemble des études des dynamiques Holocènes montre à quel point les formes provenant de la déglaciation würmienne et tardiglaciaire occupent une place importante dans le paysage chamoniard.

Enfin, plus récemment, le laboratoire EDYTEM, poursuivant ces recherches, s'est largement intéressé aux dynamiques anciennes (Coutterand, 2010 ; Melaine Le Roy *et al.*, 2015) et contemporaines, principalement liées à l'étude du périglaciaire et plus spécifiquement à la dégradation du permafrost sur le Massif du Mont-Blanc (Ravel et Deline, 2009 ; Deline *et al.*, 2012 ; Magnin *et al.*, 2015). Quelques cartes géomorphologiques ont alors été ponctuellement produites comme sur le secteur du plan des Drus (Fig. 2.10) (Ravel et Deline 2009). Quelques travaux de recherche réalisés dans le cadre de deuxième année de *master recherche* ont également produit des cartes géomorphologiques localisées (Martin, 2011 ; Perrel, 2013).

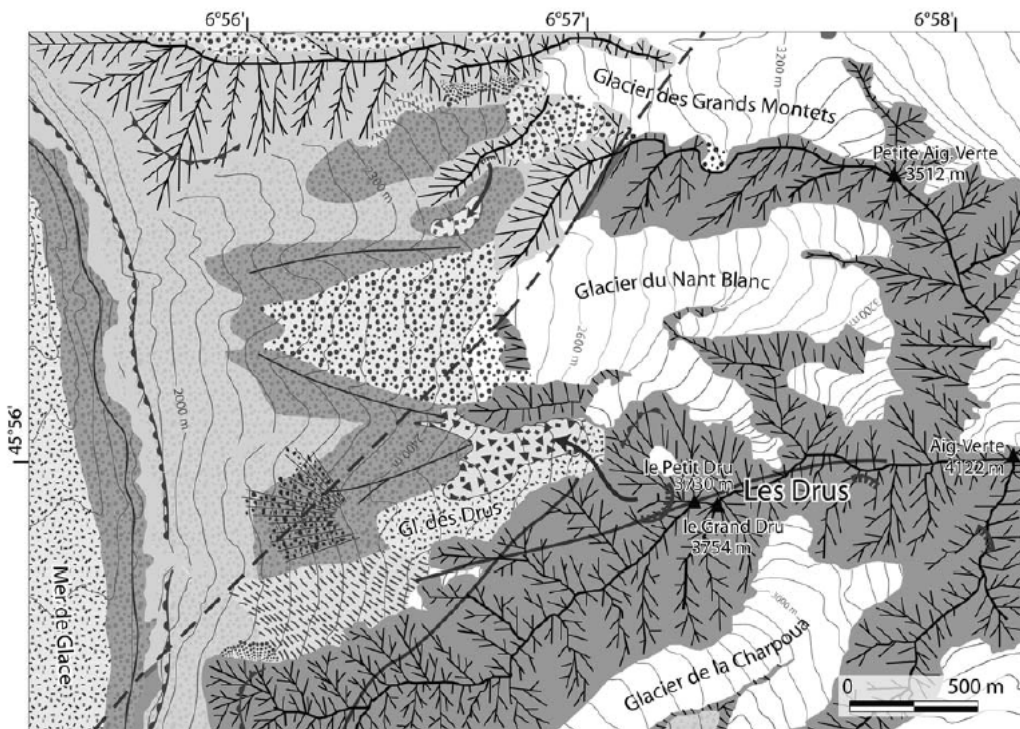


Fig. 2.10 Cartographie géomorphologique sur le secteur du Plan des Drus (Ravel et Deline, 2009).

La géologie est un aspect incontournable de l'approche géomorphologique, notamment car elle fournit le matériel sédimentaire charrié ici par les glaciers puis les torrents. Celle du massif du Mont Blanc a été étudiée et synthétisée à de nombreuses reprises (Leloup et *al.*, 2005 ; Ravanel, 2010). La carte simplifiée de Ravanel (2010) se trouve en Annexe 1. Le massif est constitué de deux grandes unités lithologiques : celle granitique, se situe dans l'amont des bassins torrentiels qui aboutissent dans la vallée de Chamonix ; l'ensemble métamorphique (gneiss essentiellement et schistes) compose quant à lui l'aval des bassins. Les matériaux qui constituent le lit des torrents sont essentiellement des galets de gneiss et granites.

L'ensemble des études géomorphologiques sur la vallée de Chamonix souligne la complexité du relief, à la fois par les formes héritées jouant avec différentes échelles spatiales et temporelles, et par la morphogénèse actuelle, toujours très active. En revanche, il n'existe pas de données géomorphologiques harmonisées. Nous avons donc réalisé une cartographie géomorphologique spécifique afin de disposer d'un cadre cohérent d'étude.

2.3.2 Méthodologie de la réalisation des cartes géomorphologiques

La réalisation de cartes géomorphologiques s'est avérée indispensable dans notre travail d'un point de vue qualitatif, pour décrire et comprendre les formes, mais aussi dans l'objectif d'assurer un travail semi quantitatif. Ce dernier type d'approche assure des analyses plus fonctionnelles des systèmes géomorphologiques. Par exemple, Geilhausen et *al.* (2012) ont ainsi analysé la distribution spatiale des stockages sédimentaires dans un bassin versant suisse.

Le choix de la nomenclature s'est porté sur celle de l'IGUL. Elle a été développée au début des années 1990 par Schoeneich (1993) et commence désormais à faire référence puisqu'elle est reprise en dehors de la Suisse (Ondicol, 2009 ; Gardent, 2014). Elle est spécifique au milieu de la montagne et donc la mieux adaptée pour les travaux que nous menons. Cette nomenclature suit un code couleur suivant la morphogénèse des surfaces, des lignes et des points représentés : anthropique (gris), fluviale (vert), glaciaire (violet), gravitaire (ocre), périglaciaire (mauve), nivale (rouge bordeaux), karstique (turquoise), lacustre (bleu foncé) et organogène (olive). Le réseau hydrographique (bleu clair) et les formes structurales (rouge) sont également présents (Fig. 2.11).

Cependant, il a été nécessaire d'enrichir la nomenclature sur les dépôts fluvio-torrentiels de plusieurs éléments :

- les affleurements rocheux, qui sont représentés par la couleur généralement utilisée dans les cartes géologiques : rouge pâle pour le gneiss et rouge foncé pour le granite ;
- les affleurements rocheux présentant une couverture morainique discontinue (nommée till/gneiss) ;
- la bande active des torrents, matérialisée pour la différencier des dépôts fluviaux inactifs ;
- les dépôts glaciaires et torrentiels indifférenciés (le glarier, cf. chapitre 1) ;
- le chenal sur lit rocheux (applicable uniquement sur des échelles spatiales très fines).

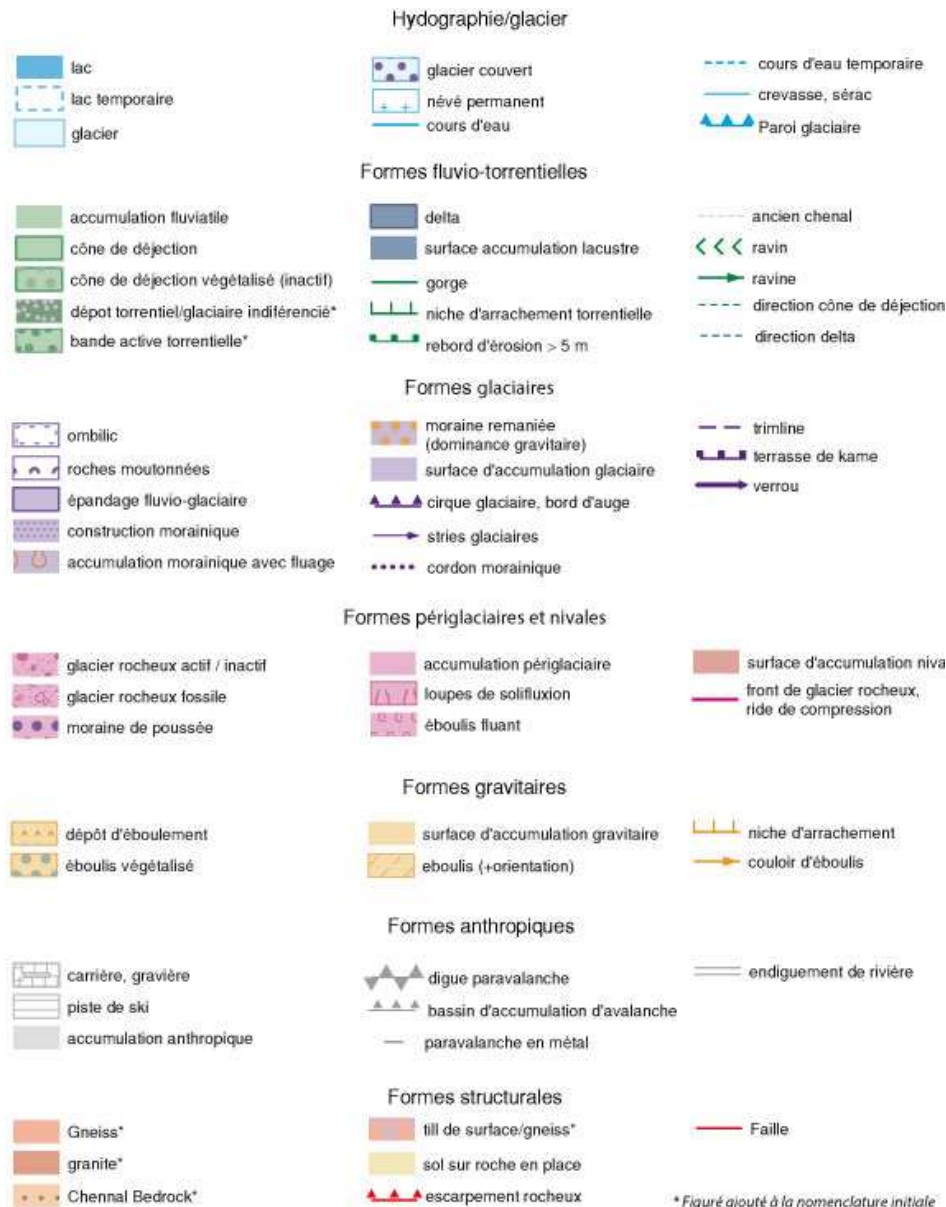


Fig. 2.11 Légende des cartes géomorphologiques, IGUL, modifiée

Le processus cartographique suivi est similaire à celui présenté par Lambiel *et al.* (2013) et est décrit dans la Figure 2.12. Il s'agit dans une première étape de compiler et de synthétiser les différents documents existants : cartes géomorphologiques, cartes topographiques et cartes géologiques et d'en évaluer leur pertinence, leur exactitude et leur précision. A partir de ces connaissances, dans un deuxième temps, les informations issues d'autres supports comme les données topographiques à haute résolution, des orthophotographies et des observations de terrain, peuvent être interprétées.

- L'utilisation de **MNT à haute résolution acquis par LiDAR** aéroporté permet d'obtenir une perception du terrain inédite. Le chapitre 5 est dédié aux méthodes d'utilisation de ces données. En Suisse, le MNT LiDAR produit par l'organisme fédéral en charge des données géographiques couvre la quasi-intégralité du territoire. Son utilisation peut donc y être systématique (Lambiel *et al.*, 2013 ; Theler, *et al.*, 2008). Le MNT que nous avons utilisé pour la réalisation cartographique a été acquis par l'IRSTEA en 2008 dans le cadre de travaux de recherche sur le couvert forestier (Monnet 2011). Outre sa résolution, le principal intérêt de l'acquisition LiDAR est de pouvoir obtenir la topographie sous le couvert végétal (Vallet,

2011). Les formes désormais inactives et végétalisées apparaissent alors nettement. Le MNT ombré est la carte la plus utilisée car c'est elle qui laisse le mieux voir le relief. Elle peut être complétée par l'utilisation d'autres cartes morphométriques dérivées du MNT telles que les cartes des pentes ou les cartes de rugosité qui permettent parfois de mieux distinguer certaines formes spécifiques. La réalisation de profils topographiques est aussi parfois nécessaire pour lever l'ambiguïté de certaines formes, comme par exemple les crêtes morainiques. Globalement, l'exploitation du MNT LiDAR s'est révélée extrêmement performante pour identifier les formes d'accumulation car elles possèdent une empreinte géomorphologique et topographique marquée : cônes, moraines latérales et frontales, polis glaciaires, chenaux torrentiels, ravines, sandurs, gorges, accumulations anthropiques, glaciers rocheux et formes périglaciaire associées, etc. Il faut néanmoins noter que l'utilisation d'un MNT LiDAR peut se révéler parfois problématique du fait de la quantité et du détail des informations qu'il fournit. Il est alors nécessaire de cadrer précisément l'échelle du travail que l'on souhaite effectuer pour ne pas sur-interpréter certaines formes ou vouloir rentrer dans des détails qui rendent le résultat final peu lisible.

- **Les orthophotographies** sont un support riche pour la réalisation de la cartographie géomorphologique. Elles permettent l'identification des surfaces sur lesquelles des processus sont actifs par la présence ou l'absence de végétation. L'identification du type de végétation (rase, pionnière, feuillue ou conifère) aboutit à une appréhension plus fine des temporalités des différents processus. La délimitation des bandes actives par photo-interprétation est une méthode largement employée et très efficace, avec des incertitudes inférieures à 3 mètres (Liébault et Piégay, 2002a). Les eaux courantes sont aussi visibles, ce qui permet de délimiter le réseau hydrographique, tout comme les glaciers lorsque la couverture détritique n'est pas importante (Gardent, 2014). Sur les surfaces où la végétation est absente ou rase, l'analyse des orthophotographies est un premier élément permettant de recouper les informations obtenues à travers le MNT. La résolution des images aériennes est aussi plus fine que celle du LiDAR (50 cm pour les images tirées de la BD ORTHO®, 20 cm pour celles issues de l'ORTHO HR® et 8 à 10 cm pour celles acquises simultanément aux données LiDAR). Sur les espaces dénudés, les orthophotographies permettent par exemple d'appréhender la morphologie des clastes (dépôt fins ou grossiers, homogènes ou hétérogènes, émoussés ou anguleux) et donne alors des informations sur les processus à l'origine du dépôt. L'utilisation des orthophotographies est particulièrement efficace pour identifier les types de couverts polygéniques comme les couvertures de till discontinues, les affleurements rocheux, etc.
- Un **travail sur le terrain** est obligatoire afin de vérifier les interprétations réalisées sous SIG et d'identifier au mieux la nature de certaines formes qu'il n'est pas possible de distinguer par les méthodes numériques précédentes. Il permet d'apporter une finesse supplémentaire aux résultats et surtout une meilleure compréhension du fonctionnement des systèmes géomorphologiques. Avec les données à haute résolution (MNT et orthophotographies) disponibles dans la vallée de Chamonix, l'utilisation d'un GPS pour positionner les formes sur le terrain devient inutile. En effet, la précision que l'on peut obtenir équivaut à environ deux fois la résolution des images soit environ 2 m pour le MNT LiDAR et 20 à 40 cm pour les orthophotographies qui servent alors de fond de carte sur le terrain. La précision d'un GPS de poing est d'environ 5 m. Avec un GPS différentiel, il est possible de descendre à des valeurs centimétriques, mais les moyens mis en œuvres deviennent alors plus conséquents. Une telle précision est par ailleurs inutile pour l'échelle à laquelle nous voulons éditer nos cartes.

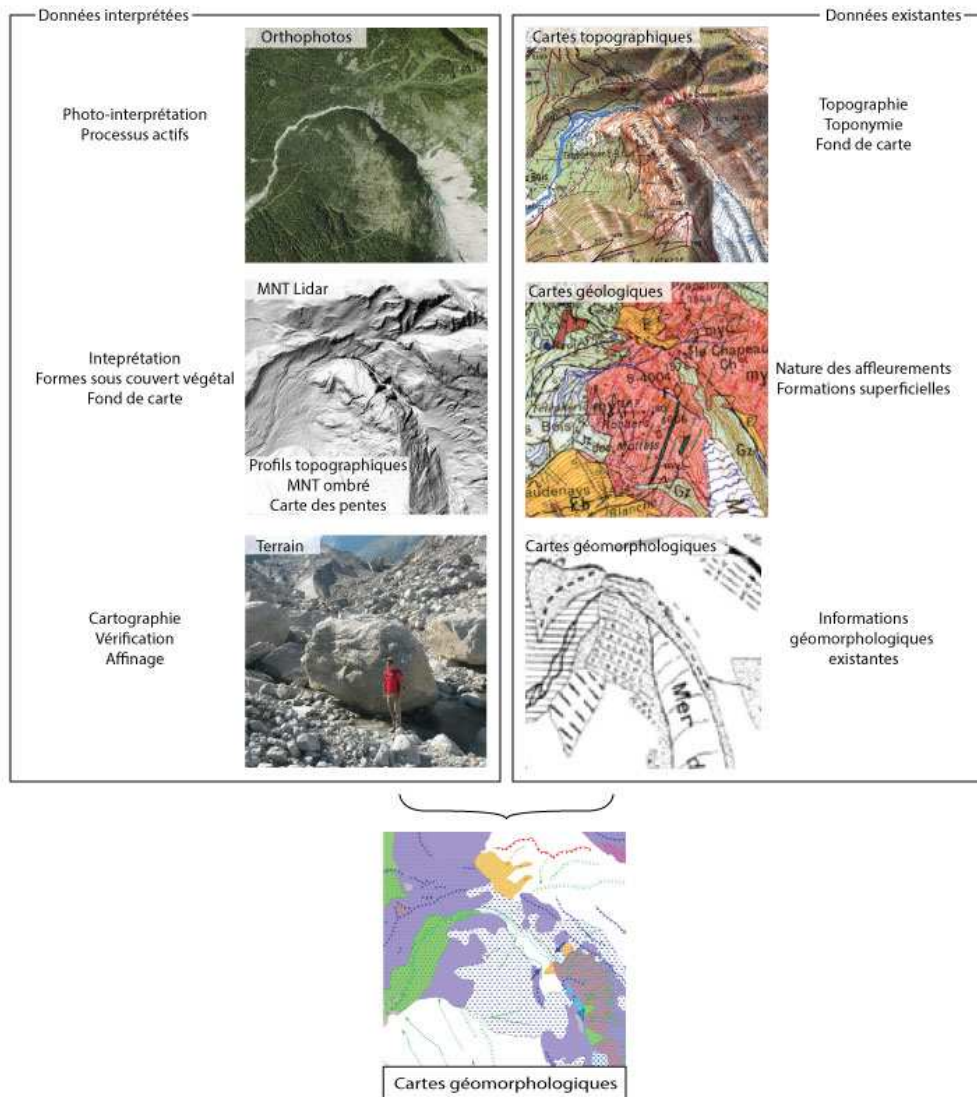


Fig. 2.12 Le processus de cartographie géomorphologique

La cartographie a été réalisée sous le logiciel SIG *ArcGIS*. La nomenclature de l'IGUL se présente sous la forme d'une base de données dans laquelle sont distingués les fichiers des formes surfaciques, linéaires et ponctuelles. Pour les formes surfaciques, il est possible de générer automatiquement des polygones contigus. La topologie est donc respectée et les surfaces ne se chevauchent pas. Les cartes sont ensuite éditées avec un fond IGN ou un MNT ombré auquel sont ajoutées les courbes de niveau. Nous avons opté pour un fond provenant du MNT RGD (résolution 4 m) ombré avec les courbes de niveau. Après avoir été extraites du SIG, les cartes sont « habillées » dans un logiciel de dessin pour obtenir un résultat plus esthétique et compréhensible. Les Figures 2.13 et 2.14 sont des exemples de résultats.

Il est difficile de définir véritablement l'échelle d'une cartographie réalisée sous un logiciel de SIG car la taille du support varie selon l'échelle de l'affichage à l'écran. Il est alors plus facile de parler de résolution par la taille du plus petit objet cartographié. Dans notre cas, les plus petits polygones cartographiés mesurent 100 m². Toutefois, cette résolution peut être moins bonne en fonction de la disponibilité des données, notamment en dehors de la couverture LiDAR. Par ailleurs, une des difficultés majeures à laquelle nous avons été confrontés est l'importance des dynamiques morphologiques de certains secteurs. En effet, le rapide recul des glaciers engendre des dynamiques

telles qu'en quelques années, la cartographie d'un tronçon peut devenir totalement obsolète (cf. chapitre 5). Or, les supports à la réalisation des cartes (MNT, orthophotos) s'étalent sur plusieurs années. Le MNT LiDAR a été par exemple acquis en 2008 et les orthophotos datent de 2008 et 2012. Nous avons donc utilisé les données les plus récentes.

La cartographie géomorphologique souligne parfois l'importance des actions humaines sur le relief de la vallée. L'anthropisation, à proximité des torrents, peut être également cartographiée de manière plus fine et spécifique, mais elle relève également d'infrastructures et d'actions qui ne sont pas visibles, mais qu'il est nécessaire d'expliquer et de détailler afin de comprendre leur influence sur la morphogénèse torrentielle.

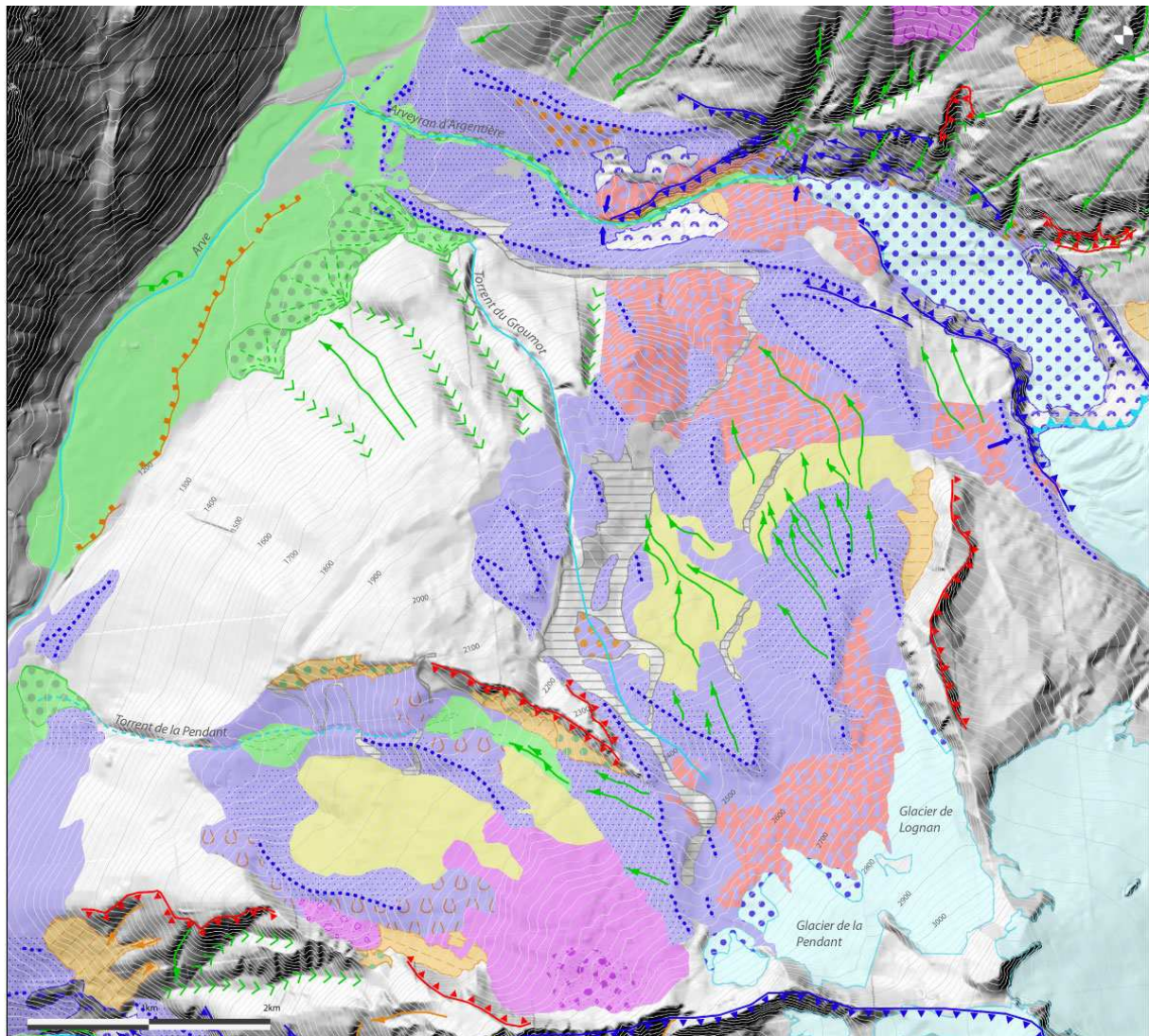


Fig. 2.13 Cartographie géomorphologique des bassins des torrents de l'Arveyron d'Argentière, du Groumot et de la Pendant. Légende Fig. 2.9 et Annexe 2

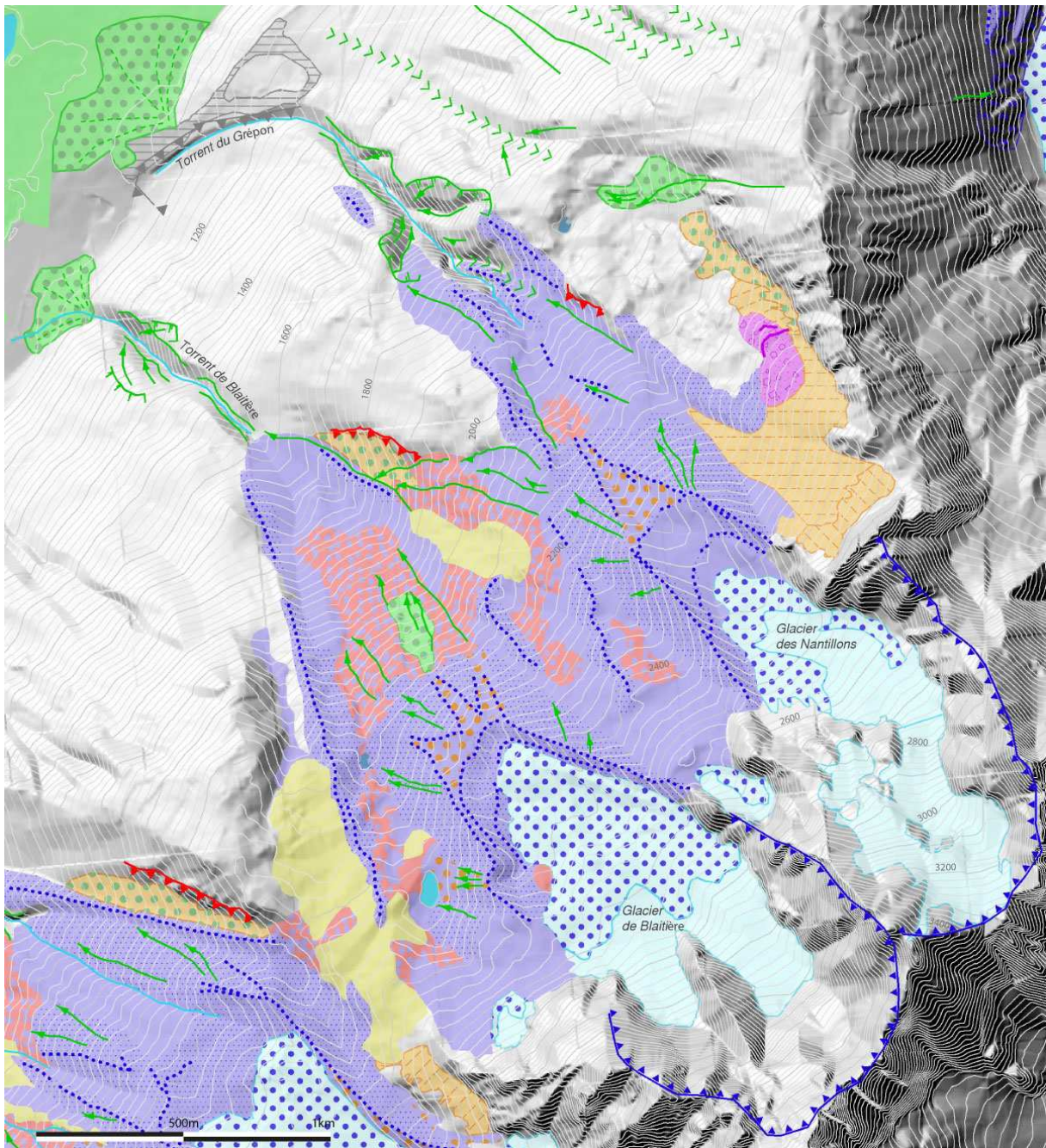


Fig. 2.14 Cartographie géomorphologique des bassins des torrents de Blaitière et du Grépon Légende Fig. 2.9 et Annexe 2

2.4 Le poids des actions humaines

2.4.1 La nécessité de comprendre l'action des hommes sur les torrents

L'action de l'homme sur les torrents constitue un biais majeur de la lecture des dynamiques géomorphologiques si l'on souhaite évaluer les conséquences du retrait glaciaire sur la morphogénèse torrentielle. Il est donc indispensable de comprendre dans quelle mesure les actions anthropiques ont pu altérer les dynamiques fluvio-torrentielles. De nombreux auteurs ont mis en évidence la responsabilité de celles-ci dans les métamorphoses géomorphologiques des cours d'eau (Bravard, 1987 ; Peiry et *al.*, 1994 ; Liébault et Piégay, 2002b ; Rinaldi, 2003 ; Arnaud-Fassetta et *al.*, 2005 ;

Wohl, 2006 ; Hoffmann et *al.*, 2010 ; Wohl 2013) et plus spécifiquement dans le bassin de l'Arve (Peiry, 1990). Wohl (2013) classe les actions humaines en deux catégories : (i) les impacts directs, liés aux aménagements et interventions qui visent à atténuer les dynamiques hydromorphologiques ou à exploiter les ressources des cours d'eau et (ii) les impacts indirects, qui résultent des usages – occupation du sol et usages de la ressource en eau - dans les bassins versants. Dans le cas de la vallée de Chamonix, l'urbanisation fait partie des impacts directs. En effet, le territoire urbain se concentre en fond de vallée (Fig. 2.15), sur les cônes et non dans les zones de production sédimentaire. Les torrents ont de ce fait été contraints par les travaux de correction torrentielle afin de permettre et de s'adapter au développement urbain. Les prélèvements d'eau à des fins de production hydroélectrique s'inscrivent également dans les impacts directs (Fig. 2.15). Nous considérons ici que les forçages liés à l'action de l'homme se situent uniquement à l'échelle locale.

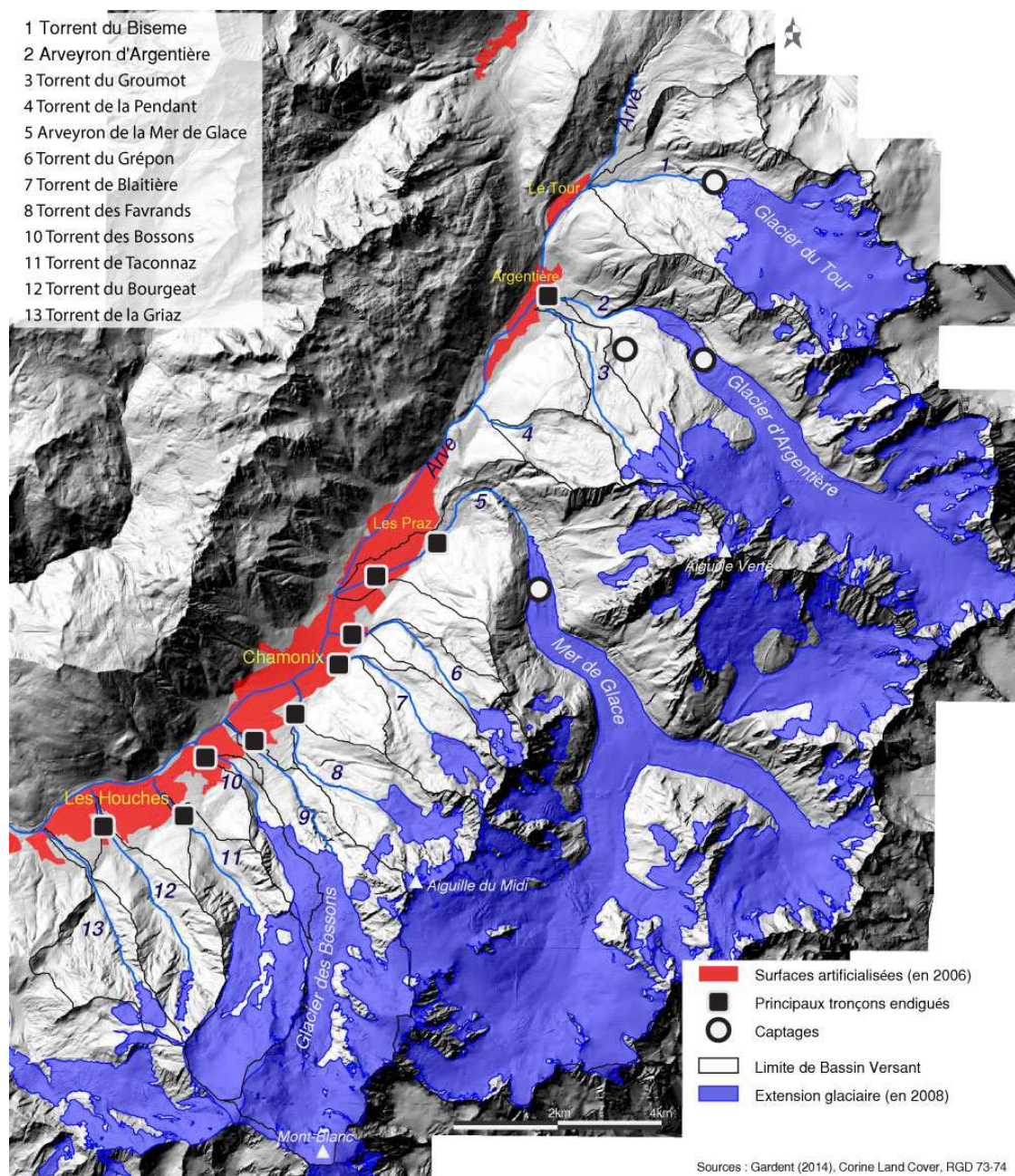


Fig. 2.15 Contexte anthropique des torrents de la vallée de Chamonix

Dans le cas de la vallée de Chamonix, il est illusoire de vouloir quantifier l'ensemble des actions anthropiques tant les interventions sur les torrents de la vallée sont anciennes, nombreuses, diverses et importantes. En 1870, Viollet-le-Duc critiquait déjà l'endiguement progressif des cours d'eau proglaciaires chamoniards réalisé dans le but de rendre le territoire moins hostile aux touristes qui venaient de plus en plus nombreux. L'objectif de cette partie n'est pas d'émettre un jugement sur la pertinence ou le bienfondé des interventions, mais de faire un tour d'horizon de toutes les actions humaines. Lorsque cela est possible, nous tenterons de quantifier les conséquences sur les dynamiques sédimentaires, indispensables pour comprendre les dynamiques torrentielles contemporaines.

2.4.2 Les captages sous-glaciaires

Les aménagements hydroélectriques de montagne se sont multipliés en France après guerres (Marnezy, 2008). Dans le cas de la vallée de Chamonix, ce sont des infrastructures un peu particulières puisqu'il n'existe pas de retenue d'eau dans les vallées latérales. Elles se font uniquement par le biais de captages sur les torrents de la rive gauche dont les deux principaux sont sous-glaciaires. Ce sont des installations quasi-unicques au monde. En dehors de la France, seule la Norvège exploite les eaux sous deux glaciers (Divoux et *al.*, 2010). En France, ils se situent tous dans le Massif du Mont-Blanc. Les captages du Tour et de Tré-la-Tête, autrefois sous-glaciaires, sont désormais aériens. Ceux d'Argentière et de la Mer de Glace continuent à être exploités sous le glacier. Les captages détournent des tronçons court-circuités une part significative de leur débit. Néanmoins, ils ne fonctionnent pas tous de la même manière et leurs conséquences sur les dynamiques torrentielles sont différentes. L'impact des prélèvements d'eau est d'abord hydrologique (H. Vivian et Edouard 1984; Petts et Gurnell 2005). Les conséquences géomorphologiques des barrages sont bien connues et prévisibles (Brandt, 2000 ; Petts et Gurnell, 2005 ; Bravard et Malavoi, 2010) et la contraction des bandes actives largement mise en avant. Cependant, les études sur les effets des prélèvements d'eau sont beaucoup moins nombreuses et concernent essentiellement des systèmes fluviaux éloignés des têtes de bassin (Klingeman et *al.*, 1998 ; Astrade et *al.*, 1999). Il existe toutefois quelques études portant sur des systèmes alpins suisses. Regamey (2013) et Lane et Regamey (2014) observent une sédimentation importante des tronçons court-circuités dans la vallée d'Arolla (Valais, Suisse) qu'ils expliquent par la perte de compétence du cours d'eau, suivi d'une aggradation régressive. Sur le long terme, l'ensemble du transfert sédimentaire est largement ralenti. Toutefois, l'évolution des dynamiques sédimentaires de tronçons court-circuités serait également pondérée par les conditions internes d'équilibre morphologique des tronçons impactés (Astrade et *al.*, 1999 ; Regamey, 2013). La régulation des débits par l'homme altère également, et de manière plus générale, les fréquences et intensités des événements de crue (H. Vivian et Edouard 1984; Petts et Gurnell 2005; Wohl 2006).

Les enjeux autour de l'hydroélectricité provenant des glaciers est bien plus large que le seul massif du Mont-Blanc. Ainsi, en Suisse, 30% de l'électricité produite serait dépendante de l'alimentation glaciaire (SSGm, 2009). Actuellement, les préoccupations concernant les captages sont plutôt orientées sur les conséquences du retrait glaciaire sur la production électrique (Moreau, 1994 ; Divoux et *al.*, 2010 ; Vincent et *al.*, 2014 ; Terrier et *al.*, 2015) que sur les conséquences géomorphologiques dans les torrents court-circuités. L'apport des connaissances des conséquences de prélèvements d'eau sur les cours d'eau de forte énergie pourrait néanmoins se montrer intéressante puisque de larges hydrosystèmes sont concernés dans les Alpes, comme en Maurienne ou en Tarentaise (Veyret, 1971). Deux ensembles d'infrastructures prennent donc place en rive droite de la vallée de Chamonix : la station des Bois sur la Mer de Glace et le complexe d'Emosson qui concerne les systèmes glacio-torrentiels de Lognan, Argentière et du Tour.



Fig. 2.16 Le captage sous-glaciaire d'Argentière : (1) Le complexe hydro-électrique d'Emosson, source : M. Forget ; (2) Le réseau de captage du collecteur Sud d'Emosson ; (3) Chasse du dégraveur après la crue du 26-08-2014, source : mairie de Chamonix

Le complexe hydroélectrique d'Emosson a été inauguré en 1976 après une dizaine d'année de travaux. Le réservoir est situé en Suisse et produit 870 GWh, l'équivalent de la consommation domestique de 220 000 habitants (Moreau, 1994). Les forces hydrauliques de cette société bi-nationale doivent légalement venir à part égale de France et de Suisse. Du côté français, les eaux du collecteur Sud proviennent du Massif du Mont-Blanc grâce aux captages au front du glacier du Tour, sous le glacier d'Argentière et, dans une moindre mesure, dans le secteur de Lognan (Fig.2.16). Ce collecteur Sud contribue pour 27% au remplissage du lac d'Emosson (Moreau, 1994). Le fonctionnement même de l'aménagement d'Emosson nécessite donc que les captages fonctionnent en permanence au maximum de leur capacité afin d'alimenter la retenue, tant que celle-ci n'est pas pleine. Les eaux captées sur l'Arveyron d'Argentière sont filtrées par deux dégraveurs afin d'éliminer les sédiments les plus grossiers qu'elles transportent. Il s'agit d'une infrastructure de décantation rapide qui se vidange automatiquement (Fig. 2.16) lorsque le remplissage excède 400 tonnes (Moreau, 1994). Les vidanges peuvent se produire plusieurs fois par jour en période chaude. Lors de l'ouverture d'un des dégraveurs, l'Arveyron d'Argentière voit son débit gonfler de plusieurs mètres cubes par seconde pendant un quart d'heure environ. Les informations concernant les captages de Lognan et du Tour ne sont malheureusement pas accessibles.

Les torrents du Bisme et de l'Arveyron d'Argentière possèdent des stations de mesure de débits qui ont été mises en fonction avant la mise en place des captages (respectivement en 1960 et 1955) afin d'évaluer le potentiel hydroélectrique. Elles ont été maintenues jusqu'en 2004. Les données fournies par Emosson concernent les débits journaliers résiduels et reconstitués (débits résiduels + débits captés). Il est possible alors de quantifier hydrologiquement l'impact des captages sur les torrents. La figure 2.17 présente les chroniques des débits journaliers pour deux années. En 1996, d'importants travaux ont été réalisés sur les captages, qui ont été mis hors service une bonne partie de l'année. L'année 2003 est la dernière année complète et a été affectée par un été particulièrement chaud qui pourrait refléter les conditions climatiques futures. Les débits de 2003 permettent de bien identifier, pour l'Arveyron d'Argentière, la capacité maximale de 12 m³/s communiquée par la société Emosson. Pendant cette année, le captage a fonctionné au maximum de ses capacités pendant presque trois mois complets. De la même manière, il est possible d'évaluer le débit maximum prélevé sur le torrent de Bisme à 5 m³/s. Il a été estimé que l'arrêt des captages vers Emosson en 1996 avait contribué à une augmentation de l'ordre de 10% du débit de pointe à Chamonix lors de la crue du 24 juillet, soit une hauteur de 10 cm, considérée comme négligeable en terme de gestion des risques (Rey et Saameli, 1997).

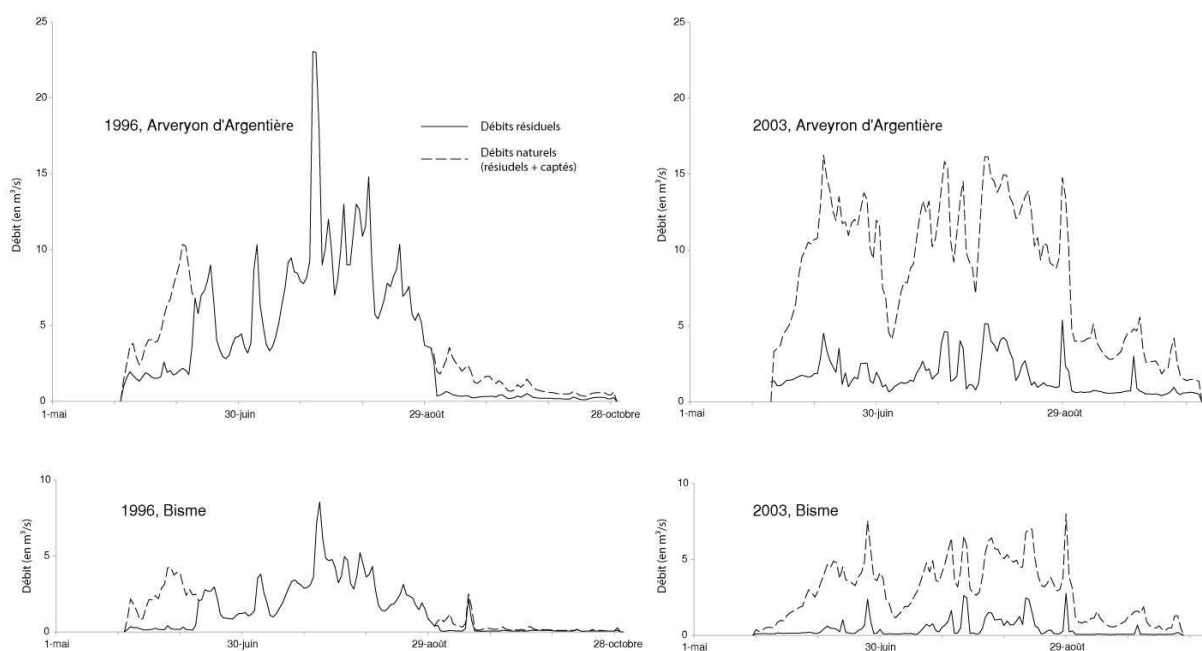


Fig. 2.17 Chroniques des débits journaliers résiduels et naturels reconstitués en 1996 et 2003 : (1) sur l'Arveyron d'Argentière ; (2) sur le torrent du Bisme sources : EDF

Les conséquences des captages du collecteur Sud d'Emosson sont relativement simples à appréhender grâce à l'existence de ces données qui permettent de reconstituer les débits naturels. Aussi, les débits prélevés ne sont pas réinjectés dans le système fluvial de la haute vallée de l'Arve, mais sont transférés vers le haut-bassin versant du Rhône, en amont du lac Léman. Néanmoins, en période de crue ou lors de travaux, les tronçons court-circuités peuvent connaître des chasses sédimentaires, dont les effets sur l'Arve sont significatifs quand elles sont concomitantes, comme cela s'est produit durant la crue de 1996.

L'aménagement hydroélectrique des Bois a une puissance de 42 MW. Il produit annuellement 115 GWh, soit l'équivalent de la consommation domestique de 50 000 habitants. Son fonctionnement est différent de celui du complexe d'Emosson. Il s'agit en effet d'une station au fil de l'eau, c'est-à-dire qu'elle ne possède pas de capacité de stockage et que le turbinage se fait en continu. Le captage sous la Mer de Glace qui l'alimente a été mis en service en 1973. Contrairement à l'installation d'Argentière, le captage de la Mer de Glace fonctionne en permanence et ne peut être ni régulé, ni arrêté. Tout le torrent sous-glaciaire est collecté *via* une tranchée transversale de trois mètres de hauteur et quatre de largeur (Divoux et *al.*, 2010). Les eaux transitent ensuite par une dérivation souterraine permanente (de 3,4 m de diamètre) qui débouche dans les gorges de la Mer de Glace (Fig. 2.18). La capacité maximale de la dérivation est, selon les estimations d'EDF, entre 80 et 90 m³/s (Frison-Roche et Négros, 1996), soit l'équivalent du débit maximal mesuré durant la crue de juillet 1996 (Rey et Saameli, 1997). Cela signifie que l'Arveyron de la Mer de Glace, du front du glacier jusqu'à la restitution de la dérivation permanente, est court-circuitée en permanence, même pendant des crues d'occurrence décennale ou cinquantennale, comme ce fut le cas en 1996. La dérivation des eaux sur ce segment torrentiel est également attestée par les observations géomorphologiques. Par exemple, durant la crue du 26 août 2014, des changements morphologiques importants se sont produits à l'aval de la restitution alors qu'en amont, les dynamiques sédimentaires n'ont été imputables qu'aux crues des affluents (cette situation est détaillée dans la partie 5).

Une prise d'eau permet de contrôler le prélèvement des débits depuis l'intérieur de la dérivation permanente jusqu'à une galerie d'amenée qui aboutit à la station hydroélectrique. De même que pour l'installation d'Argentière, les éléments les plus grossiers sont extraits des eaux dérivées par la prise

d'eau par un dégraveur d'une capacité de 4000 m³. La chasse est évacuée par la conduite de la dérivation permanente. La capacité maximale de turbinage de la station des Bois est de 15 m³/s. L'eau est restituée à l'Arveyron après turbinage dans la station des Bois. Le segment torrentiel entre la restitution de la dérivation permanente et celle de la prise d'eau est donc court-circuité mais seulement lorsque la station est en phase de production. En cas de crue, afin de protéger les installations, les eaux ne sont pas turbinées et transitent alors totalement dans la dérivation permanente. Durant l'été hivernal, la galerie d'amenée peut jouer le rôle d'un petit réservoir (quelques milliers de mètres cubes seulement).

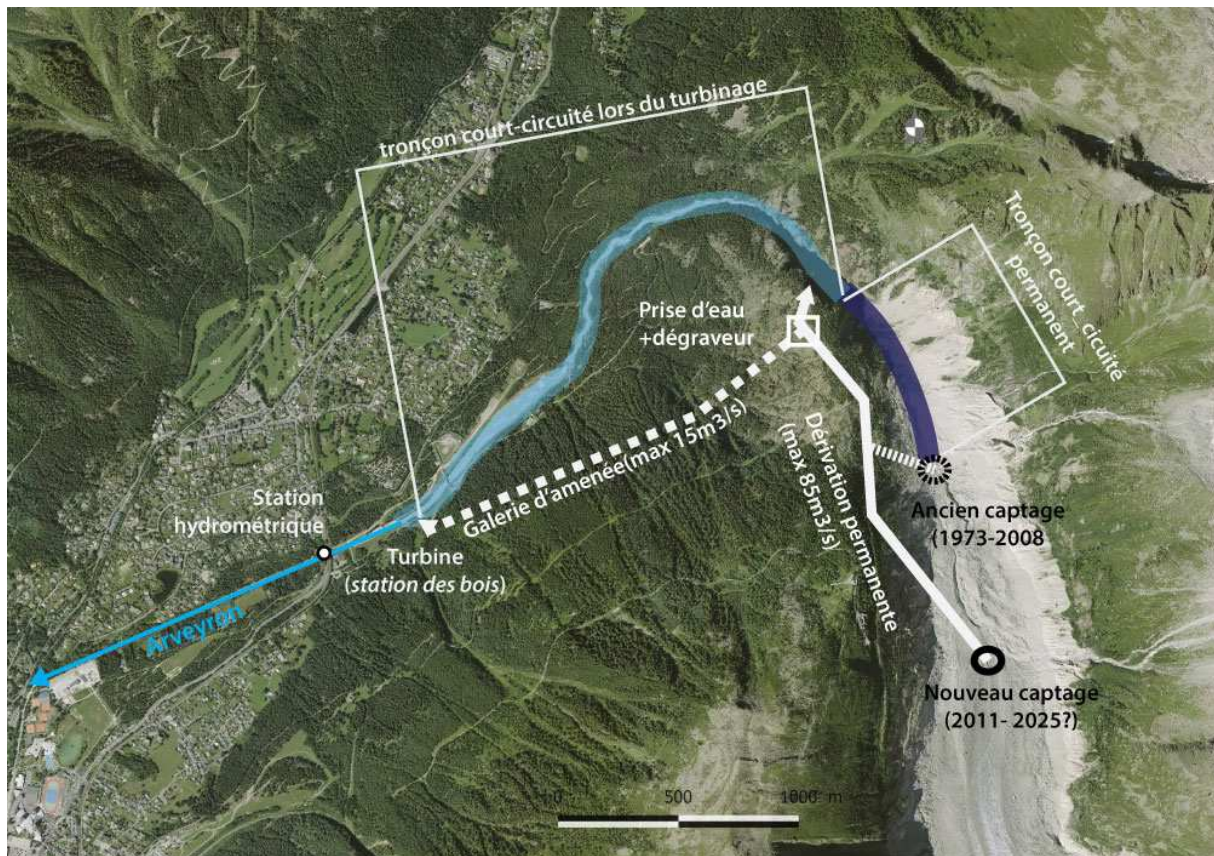


Fig. 2.18 Le système hydroélectrique de la station des bois et le captage sous-glaciaire de la Mer de Glace

En 1973 et en 1996, les prises d'eau ont été endommagées du fait de la saturation des dégraveurs, ce qui a entraîné une perte d'exploitation de plusieurs mois. Pendant ces périodes d'arrêt d'exploitation, la dérivation permanente fonctionnait toujours normalement.

En 2008, avec le retrait glaciaire, le captage s'est retrouvé à l'air libre. Des travaux, anticipés dès 2005, ont été réalisés afin de remonter le captage au droit du Montenvers, à un endroit où la topographie sous-glaciaire est relativement contrainte et les risques de divagation du torrent sous-glaciaire réduits (Divoux et al., 2010). Le nouveau captage est devenu fonctionnel en 2011. Entre-temps, un captage provisoire a été utilisé ; le tronçon court-circuité n'a ainsi jamais été remis en eau (Divoux et al., 2010). Les travaux de Vincent et al. (2014) ont établi que le nouveau captage serait de nouveau à l'air libre à l'horizon 2025/2030. EDF possède une station hydrométrique qui se situe à l'aval de la station des Bois. Les données fournies ne permettent pas, contrairement à celles d'Emosson, de reconstituer les débits. Pour obtenir les débits au front du glacier, il apparaît indispensable d'avoir une station de mesure *in situ*.

Le fonctionnement du captage de la Mer de Glace se révèle être bien plus complexe que celui d'Argentière. Le prélèvement des débits au front de la Mer de Glace jusqu'aux gorges est permanente.

D'après nos connaissances, ce tronçon n'a jamais été remis en eau depuis la mise en service de l'infrastructure hydroélectrique. Il n'a donc connu aucune chasse. Il faut alors s'attendre à une sédimentation très importante. Le tronçon des gorges jusqu'à la station des Bois est quant à lui court-circuité uniquement quand les eaux sont turbinées. Lors des épisodes de crue, les sédiments accumulés peuvent donc être chassés. Les relations fréquence/intensité des événements sont donc modifiées. La connaissance fine du fonctionnement du complexe hydroélectrique est indispensable pour comprendre les dynamiques sédimentaires actuelles. Il est enfin important de noter que les enjeux économiques autour de l'hydroélectricité sont importants, d'autant plus que le secteur est très concurrentiel. Les données sur les captages chamoniards sont donc sensibles, voire confidentielles et leur accès, lorsqu'il est possible, est souvent complexe.

2.4.3 La correction torrentielle

Le développement urbain de la vallée de Chamonix s'est d'abord fait en rive droite de l'Arve (cf. partie 3.5.3). Progressivement depuis la fin du 19^{ème} siècle, puis beaucoup plus rapidement après guerres, les hommes se sont aventurés à bâtir en rive gauche, où l'espace était libre. Afin de limiter les dégâts des torrents, mais aussi de gagner des terrains sur eux, de nombreux travaux de protection ont été menés, reprenant en partie l'ingénierie qui s'était développée dans les Alpes du Sud. Parmi les dispositions qui visent à limiter les conséquences des crues torrentielles, Tacnet et Richard (2010), entre autres, distinguent les mesures de protection passives, qui visent à limiter les conséquences des crues torrentielles par l'endiguement, la création de seuils, de plages de dépôts, etc., des mesures de protection actives qui agissent directement sur les modalités de la fourniture sédimentaire. Les ouvrages de correction torrentielle ont pour objectif de limiter les conséquences du transport solide (Tacnet et Degoutte, 2013). Leurs effets sur les dynamiques morphologiques sont alors multiples. La contraction des bandes actives est la plus spectaculaire (Ritter 1979; Bravard 1987; Liébault et Piégay 2002b). Les profils en long sont également redessinés (Wohl, 2006 ; Tacnet et Degoutte, 2013). D'un point de vue fonctionnel, les modalités du transport solide sont modifiées. L'endiguement concentre, par exemple, les écoulements qui deviennent plus compétents, ce qui entraîne l'augmentation de la capacité de transport solide (Wohl, 2006). Les ouvrages de correction torrentielle peuvent localement avoir des effets contraires à ceux souhaités. Lorsqu'ils sont mal conçus, ils peuvent par exemple contribuer à la déstabilisation des berges (Arnaud-Fassetta et al., 2005 ; Wohl, 2006).

L'endiguement des torrents de la vallée de Chamonix est ancien (Mougin, 1914) et donc complexe à appréhender de manière chronologique. Les mesures de correction sont également très diverses. L'objectif de cette partie est d'avoir une vision d'ensemble, la plus complète possible des aménagements qui contribuent ou ont contribué à modifier les dynamiques morphologiques des torrents. Les sources documentaires proviennent essentiellement de l'inventaire des torrents de Savoie et Haute Savoie de Mougin (1914) et des rapports de PPR de Chamonix et des Houches. Ces données sont complétées par les informations acquises auprès du SM3A, le travail de terrain et l'analyse qualitative et diachronique des photographies aériennes. Les résultats sont présentés torrent par torrent (Fig. 2.15).

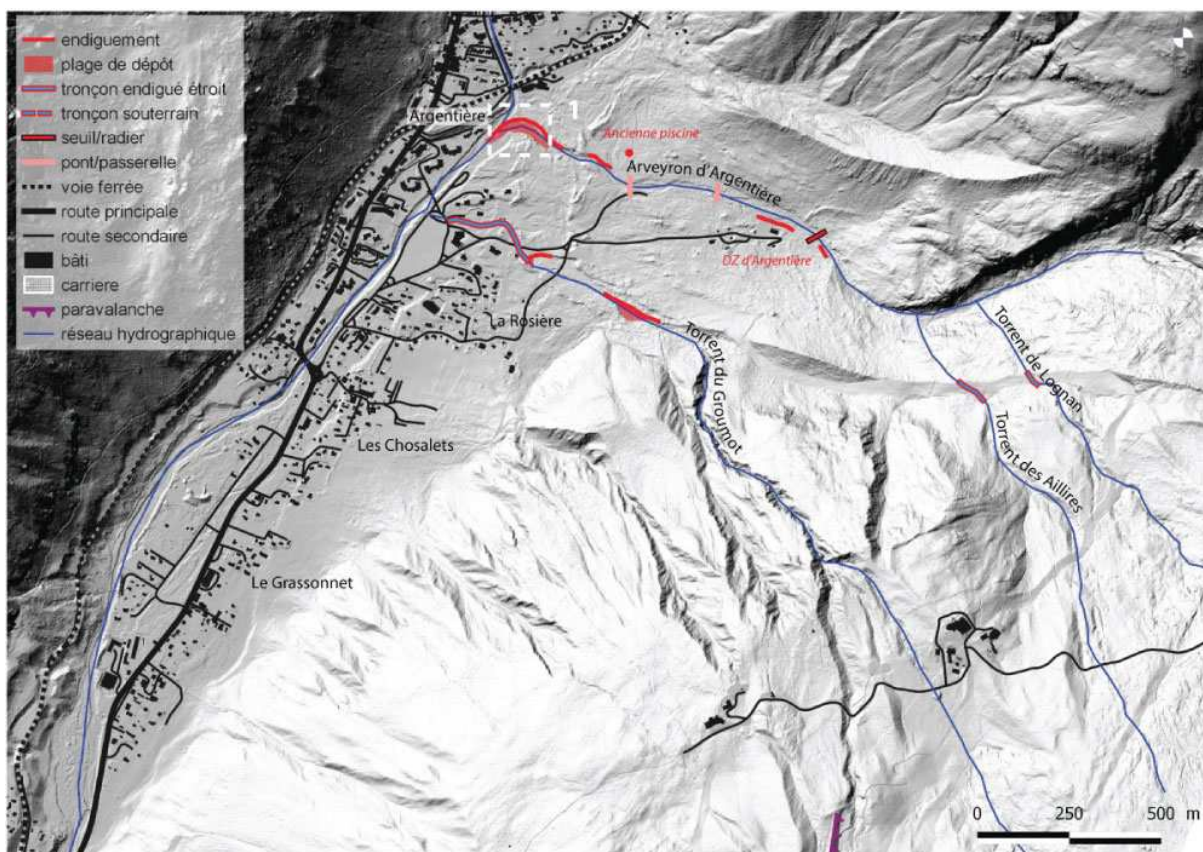


Fig. 2.19 Ouvrages de correction torrentielle et bâti dans les bassins de l'Arveyron d'Argentière et du torrent du Groumot ; (1) L'ouvrage de confluence entre l'Arve et l'Arveyron d'Argentière

Le torrent du Bisme, distant des habitations, n'a pas connu de travaux majeurs et son tronçon à l'intérieur de la moraine du PAG au pied du gradin-verrou semble faire office de plage de dépôt naturelle. **L'Arveyron d'Argentière** a également peu été touchée par l'action des hommes, en dehors du captage hydroélectrique (cf. partie 3.3.2). On retrouve, néanmoins, un certain nombre de digues pour protéger la base d'hélicoptère et les pistes de ski de fond des divagations torrentielles (Fig. 2.19). En 2004, le SM3A a mené les travaux de construction d'un ouvrage déflecteur à la confluence avec l'Arve jouant le rôle de plage de dépôt (Fig. 2.19). Son rôle est de retenir les volumes sédimentaires qui pourraient engraisser et/ou barrer l'Arve en cas de crue, tout en assurant une continuité fonctionnelle en régime normal. Plus généralement, le site de la confluence a largement été modifié avec la création de la station de ski des Grands Montets. Les systèmes torrentiels provenant du glacier

de Lognan ont également connu d'importants travaux de correction torrentielle. Nous évoquerons dans la partie 3.3.3 les différentes conséquences des infrastructures pour le ski et la protection des avalanches sur le tracé des cours d'eau. Il faut ajouter à cela l'ensemble des travaux de correction (plage de dépôt, endiguement, calibrage du lit) sur le cône du torrent du Groumot (et anciennement des Aillires).

Les travaux de protection contre les crues de **l'Arveyron de la Mer de Glace** sont anciens. En 1866, un syndicat est constitué afin d'endiguer une partie du torrent ; en 1872 est décidée la correction du dernier tronçon de l'Arveyron, jusqu'à sa confluence avec l'Arve (Fig. 2.20). Le but de ces travaux était de pouvoir gagner du terrain sur le torrent ; ainsi les particuliers qui édifiaient les digues devenaient propriétaires des terrains conquis sur l'espace fonctionnel du torrent (Mougin, 1914). Les travaux de correction torrentielle se sont ensuite à nouveaux accélérés à partir des années 1970, pour protéger les infrastructures de la station hydroélectrique des Bois, des pistes de ski de fond ou encore les habitations récentes. Le lit de l'Arveyron a également été calibré jusqu'à la moraine terminale du PAG par la construction de seuils, d'épis et de radiers. Consécutivement à la crue de juillet 1996, de nombreux aménagements ont été réalisés. Quelques digues ont été construites afin de protéger le quartier des Praz. D'autres digues, plus anciennes, existent, mais elles n'ont pas été datées. Les derniers grands travaux se sont achevés en 2005 avec la création d'une plage de dépôt d'une capacité de 60 000 m³ (Fig. 2.20).

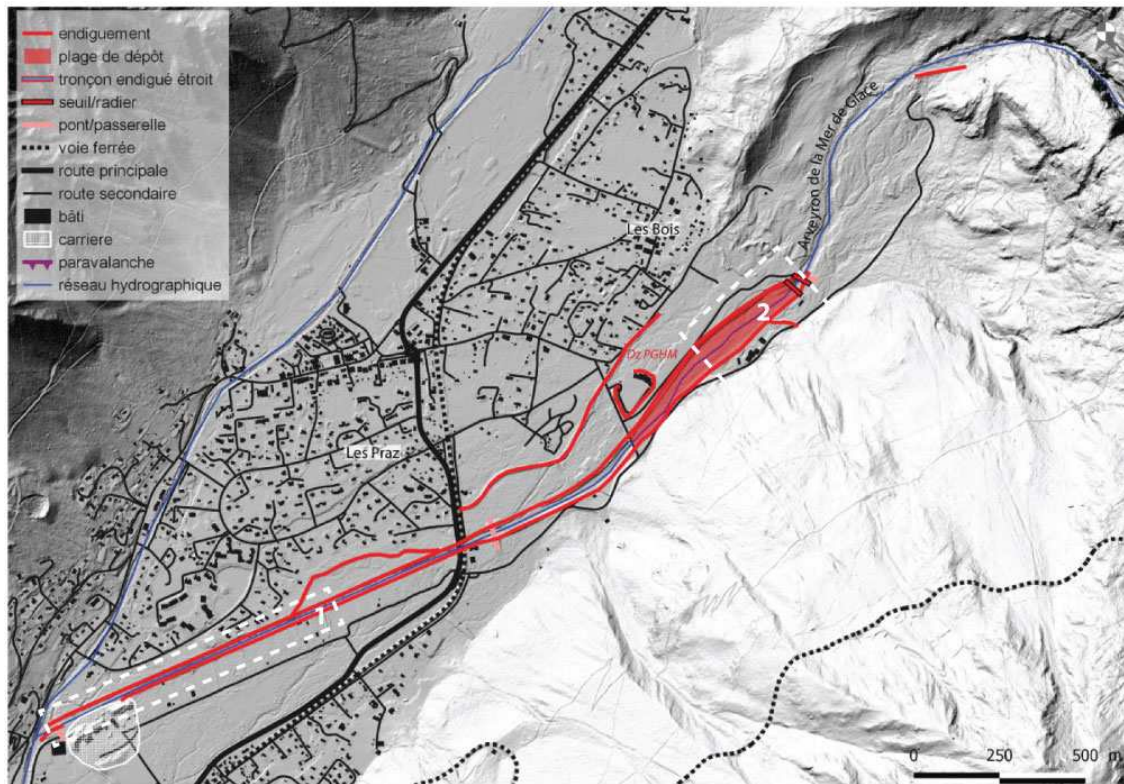


Fig. 2.20 Ouvrages de correction torrentielle et bâti dans le bassin de l'Arveyron de la Mer de Glace ; (1) Le tronçon terminal de l'Arveyron de la Mer de Glace endigué à la fin du 19^{ème} siècle ; (2) La plage de dépôt achevée en 2005.

Malgré leur proximité immédiate du centre ville (Fig. 2.21), les ouvrages de correction des **torrents du Grépon et de Blaitière** sont relativement sous-dimensionnés, très probablement du fait d'une activité actuellement restreinte. Les deux cours d'eau sont busés dans leur traversée de Chamonix, c'est-à-dire de leur cône jusqu'à l'Arve, depuis la période 1920-1950. Mougin rapporte la construction de digues anciennes sur les deux torrents. Le torrent du Grépon a connu plus de travaux que son voisin car la voie ferrée du Montenvers devait être protégée des crues (Fig. 2.21). A ce titre, le paravalanche, édifié sur tout le rebord du cône en 1981, fait également office de plage de dépôt.



Fig. 2.21 Ouvrages de correction torrentielle et bâti dans les bassins des torrents du Grépon et de Blaitière

Le cône du **torrent de la Creusaz et des Favrands** a lui aussi connu des interventions nombreuses et anciennes. Un syndicat fut créé en 1856 afin d'endiguer les deux torrents (Mougin, 1914). La première digue connue a été édifiée en 1828 pour protéger le hameau des Favrands. Par la suite, et tout au long du 20^{ème} siècle, les torrents ont été endigués sur presque toute leur longueur. Les travaux les plus conséquents ont été effectués après 1950, avec la construction du tunnel du Mont-Blanc, inauguré en 1965. La rampe d'accès remonte le cône et traverse deux fois les torrents de la Creusaz et des Favrands. Deux plages de dépôts permettent de contenir les débordements des torrents du Dard et des Favrands. La plage située le plus en amont n'est fonctionnelle que pour les plus gros événements. Plusieurs infrastructures légères (passerelles, pistes) y ont été construites. Elle est par ailleurs entièrement végétalisée. La plage de dépôt à l'aval a été réaménagée de manière conséquente, suite à la crue du torrent du Dard en 2009 qui avait entraîné la fermeture de l'accès au tunnel. Le torrent de la Creusaz présente également un risque pour l'accès au tunnel. Le 7 août 2014, la rampe a été fermée suite au passage d'une puissante lave qui a en partie débordé sur la route. Une plage de dépôt a été construite au niveau de l'entrée du tunnel sur le torrent de la Creusaz (Fig. 2.22), reprenant notamment la structure du pont de la voie ferrée édifiée lors de la percée du tunnel. Cette plage de dépôt était en travaux à l'automne 2015, afin de re-calibrer son exutoire (cf. chapitre 7). Plus à l'aval, l'Autoroute du Tunnel du Mont-Blanc (ATMB) traverse une première fois le torrent de la Creusaz 400 mètres en amont de sa confluence avec l'Arve où le torrent est contraint par un ouvrage en entonnoir qui force les flux liquides et solides vers le radier du pont (Fig. 2.23). En 2004, un ouvrage similaire à celui de l'Arveyron d'Argentière a été construit au niveau de la confluence (Fig. 2.22) afin d'éviter le barrage de l'Arve par les dépôts de la Creusaz, comme cela se produisait régulièrement. L'affluent de la Creusette a également connu quelques interventions, mais dans une mesure bien moindre.



Fig. 2.22 Les plages de dépôts du torrent de la Creusaz : (1) Opérations de curage sur la plage de dépôt à proximité du tunnel du Mont-Banc après la crue du 7 août 2014 (2) Les aménagements sur le tronçon final en amont de la confluence avec l'Arve

Le torrent des Bossons a connu des travaux importants durant les années 1980 dans le but de prévenir les débordements et dépôts lors de la traversée du torrent du quartier des Bossons (élargissement du gabarit du lit, endiguement, seuils, etc.). Une petite plage de dépôt (Fig. 2.22) existe juste à l'amont du passage sous l'autoroute. Auparavant, seuls quelques aménagements à l'aval de l'extension maximale du PAG avaient été entrepris dans le but de sécuriser le franchissement du torrent dans les zones urbanisées.

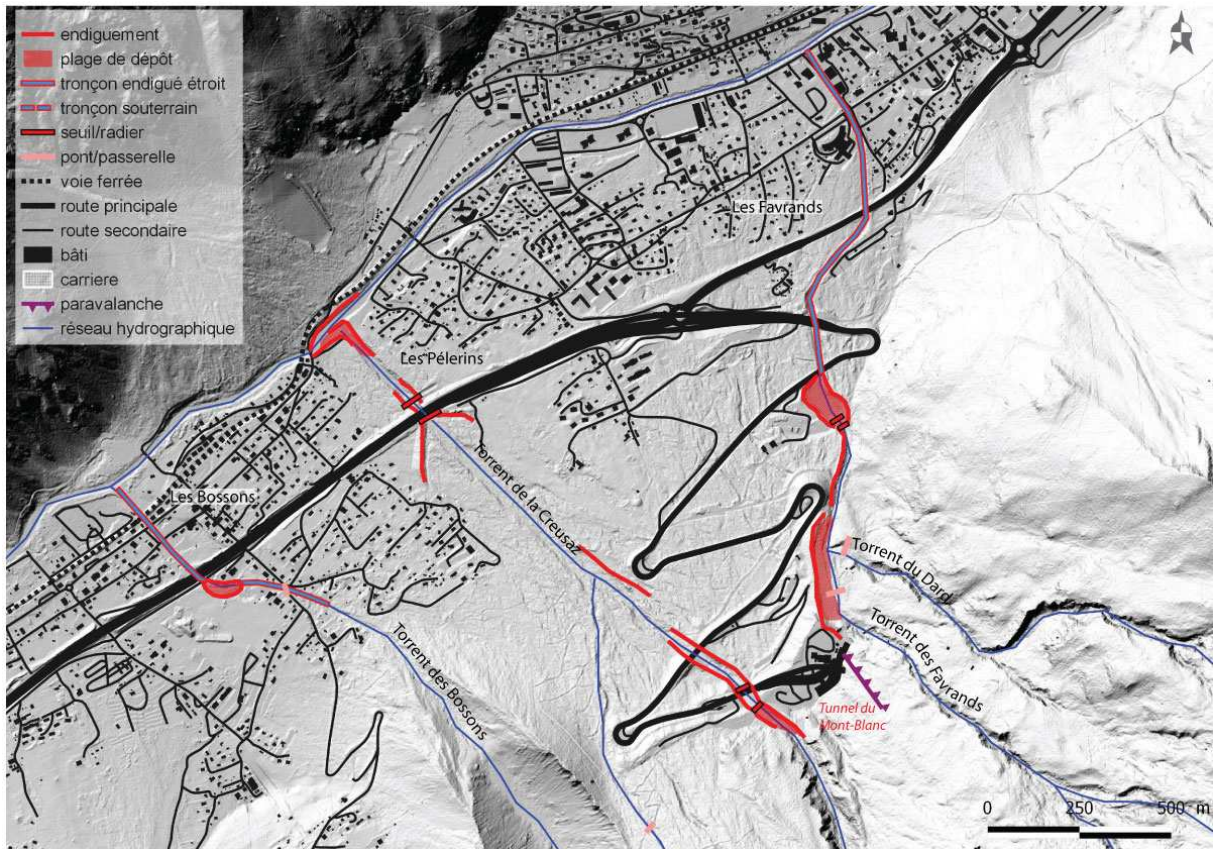


Fig. 2.23 Ouvrages de correction torrentielle et bâti dans les bassins des torrents des Favrans, de la Creusaz et des Bossons

De nombreux travaux furent menés aux mêmes périodes sur le **torrent de Taconnaz**, mais leur objectif premier n'est pas de protéger les habitations du cours d'eau. C'est en effet dans les années 1980 que sont réalisés les premiers paravalanches qui ont nécessité le réaménagement complet du torrent sur la partie apicale de son cône (Fig. 2.23) afin d'éviter sa divagation au sein de l'ouvrage et donc de possibles dégâts. De nouveaux travaux se sont achevés au début des années 2010 et le volume de l'ouvrage dépasse maintenant largement celui de la moraine terminale du glacier de Taconnaz. A l'aval, le torrent de Taconnaz est également contraint par les endiguements pour protéger la traversée du quartier de Taconnaz et des différentes voies de transport (Fig. 2.24).

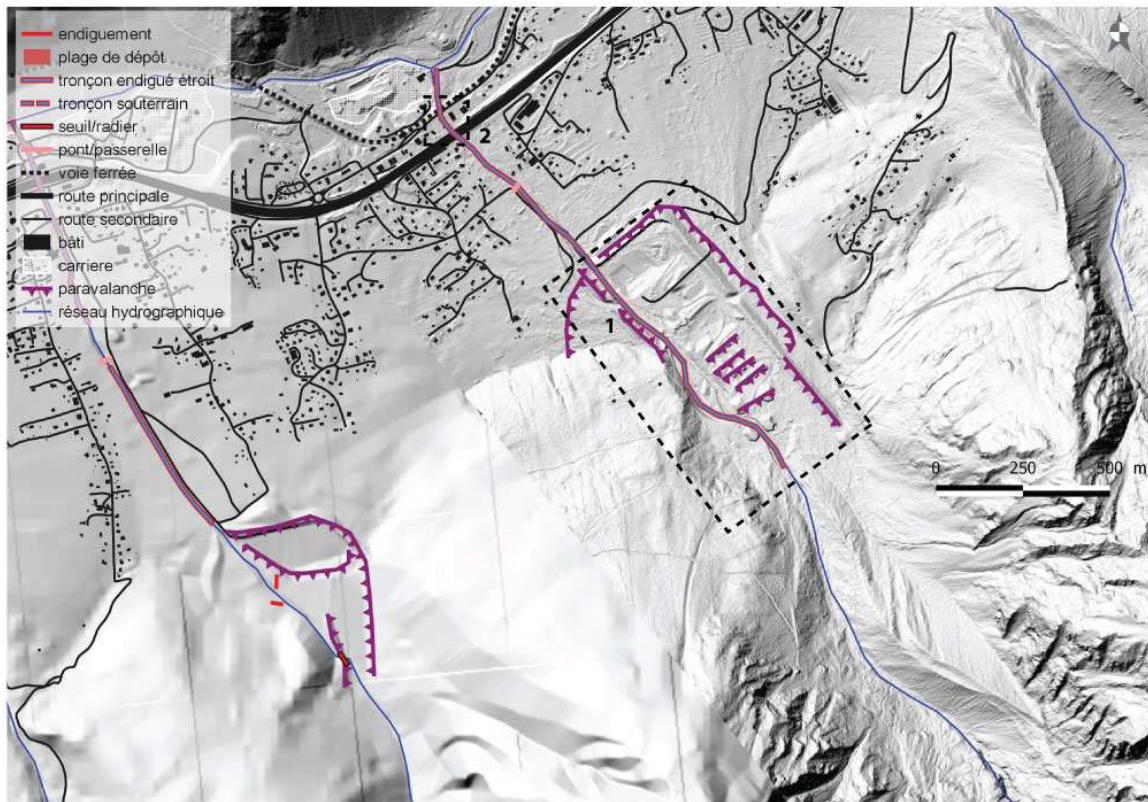


Fig. 2.24 Ouvrages de correction torrentielle et bâti dans les bassins du torrent de Taconnaz : (1) Le paravalanche de Taconnaz et le réaménagement du torrent, source : glaciers-climat.fr ; (2) Le torrent de Taconnaz traversant l'autoroute du Mont-Blanc près de sa confluence

L'endiguement du **torrent du Bourgeat** aurait débuté dans les années 1950. Jusqu'à la fin des années 1970, toute une série de travaux (radiers, digues, épis) a été menée dans le but de calibrer le lit du torrent. L'édification d'un paravalanche en 1996 a permis de réaménager une nouvelle fois le lit (Fig. 2.25), le paravalanche pouvant aussi jouer le rôle d'une immense plage de dépôt.

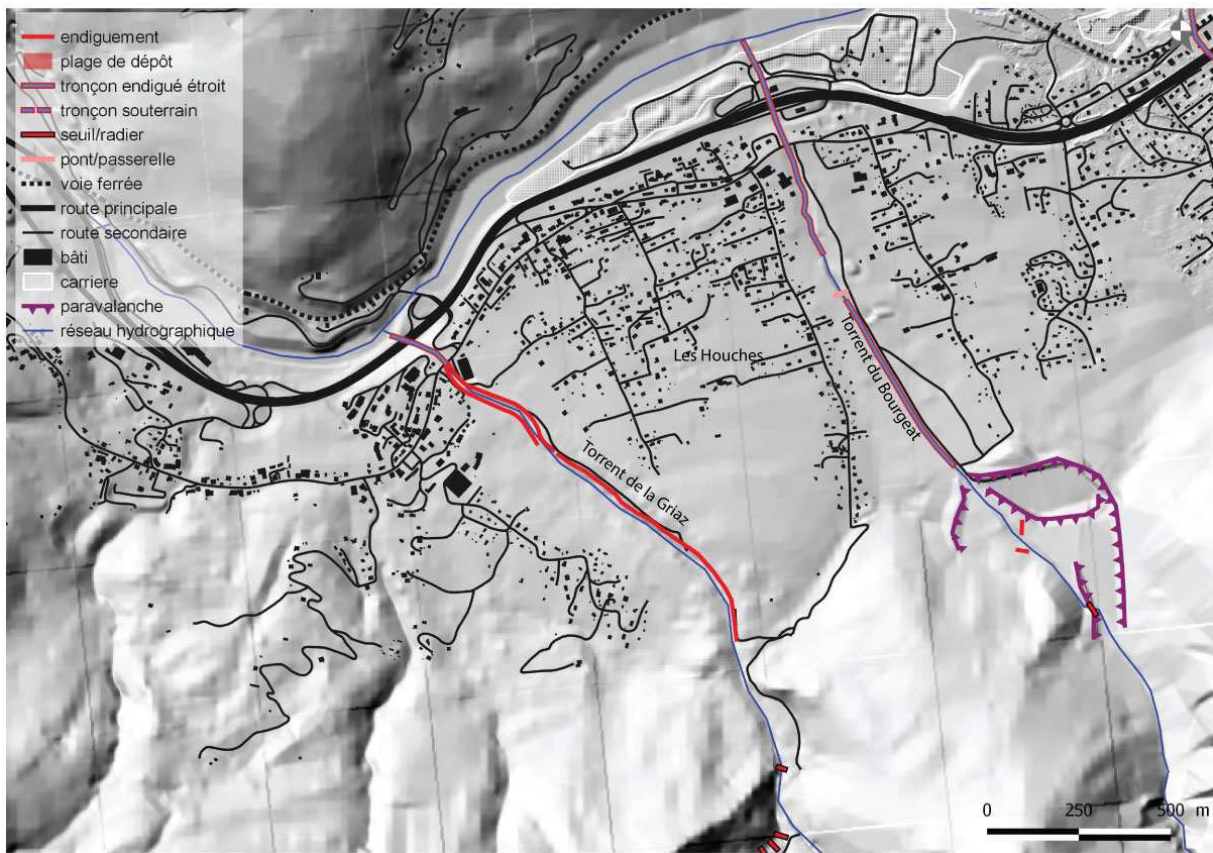


Fig. 2.25 Ouvrages de correction torrentielle et bâti dans les bassins des torrents du Bourgeat et de la Griaz

Le **torrent de la Griaz** est quant à lui le seul torrent proglaciaire à avoir véritablement connu des mesures de protection active. Jusqu'au milieu du 19^{ème} siècle, les témoignages relèvent une efficacité toute relative des mesures de protection. L'arrivée des services RTM permet la réalisation de travaux bien plus conséquents, notamment la construction d'une série de seuils dans les années 1890 sur l'affluent des Arandellys (Fig. 2.26). Entre 1893 et 1910, environ 80 hectares sur le bassin ont alors été végétalisés. Toutefois, en raison de zones géomorphologiquement très actives qui rendent difficiles l'application des techniques de génie végétal, seulement 44% de la série domaniale a en fait pu être reboisée (Peiry, 1990). Après guerre, la mécanisation a permis la réalisation d'ouvrages de plus grande ampleur et notamment d'imposantes digues. En 1976, est réalisée la chenalisation du dernier tronçon qui franchit depuis 1987 l'autoroute du Mont-Blanc de façon aérienne par un pont-canal (Fig. 2.25). Suite à la crue du 24 juillet 2015, de nouveaux aménagements devraient voir le jour.



Fig. 2.26 (1) Seuils RTM sur l'affluent des Arandellys du torrent de la Griaz. (2) Confluence du torrent de la Griaz avec l'Arve

La totalité des torrents proglaciaires de la vallée (à l'exception du Bisme qui est par ailleurs impacté par les captages) a connu d'importants travaux de correction. Les digues, plages de dépôts et autres ouvrages affectent donc largement les dynamiques sédimentaires, et la morphogénèse torrentielle depuis la fin du PAG ne peut être abordée sans prendre en considération ces aménagements.

2.4.5 Les curages

L'extraction des matériaux est également un élément incontournable des actions humaines sur les torrents. La *culture* du curage est très ancienne à Chamonix. L'emploi du terme *culture* permet ici de balayer le large spectre des acteurs qui interviennent dans les opérations de curage : les institutionnels, tels que les gestionnaires ou les élus, les entrepreneurs privés (carriers) – les sédiments provenant du massif du Mont Blanc possédant une valeur marchande – et les particuliers. Les opérations d'extractions sont anciennes. Mougin, en 1914, attestait déjà de travaux de curage sur les torrents des Favrandes et de la Creusaz. Les prélèvements se sont accélérés avec l'arrivée de la mécanisation et ont pris une autre ampleur encore depuis les années 1980 (Peiry, 1990).

Les travaux de curage actuels sont guidés par le respect de profils de référence. La nécessité de régler les profils en long des torrents avait déjà été évoquée plus de cent ans auparavant par Kuss (1900) qui évoquait la possibilité de reproduire ce qui se faisait déjà la vallée de l'Ubaye. Consécutivement à la

crue de juillet 1996, des études hydrauliques ont été menées sur l'Arve et les différents affluents, qui auraient fourni abondamment des sédiments à l'Arve et engendré d'importants débordements. Les *profils d'équilibre* ont donc été établis sur des tronçons clés. Ils permettent d'établir un cadre réglementaire ou *a minima* réglementé pour effectuer des curages dits préventifs. Ces derniers ont pour but la conservation d'un certain gabarit hydraulique afin de garantir le passage sans débordement d'un débit donné. Auparavant, les curages préventifs étaient réalisés surtout de façon empirique voire interlope. Les profils d'équilibre ont été dessinés pour des tronçons torrentiels à charriage. Pour l'Arveyron d'Argentière et la Creusaz, il s'agit des confluences où des ouvrages ont été réalisés (cf., partie précédente). Depuis leur construction (en 2004), le suivi des curages est détaillé et les informations sont centralisées par le SM3A. Les données présentées en Tab. 2.2 ne comptabilisent pas les volumes qui très récemment ont été utilisés sur place (enrochement fusible) ou réinjectés dans l'Arve. Les curages sont quasiment annuels, notamment pour le torrent de la Creusaz. Le volume total sur une période de dix ans dépasse les 75 000 m³, dont plus de la moitié (42 000 m³) se concentre après deux événements de crue survenus durant l'été 2014. La majorité des volumes extraits le sont immédiatement après les crues dans les plages de dépôts dédiées (Fig. 2.22). Les torrents à lave ont également connu d'importants travaux de curage. Le torrent de la Griez, et dans une moindre mesure celui du Bourgeat, sont les plus concernés. Mougins (1914) décrivait également l'exploitation des matériaux du cône du torrent de Blaitière.

	Date	Creusaz	Arv. Argentière	Arv. Mer de Glace	Total/an
Volumens non exhaustifs non vérifiés	1975	5 000			
	1982	60 000			
	1983		14 000		
	1985	20 000			
	1997	3 000			
	1999	2 000			
Curages exhaustifs vérifiés	2006	3 863			3 863
	2007	3 416	1 092		4 508
	2008	1 504			1 504
	2009	1 680			1 680
	2010	2 109	250		2 359
	2011	0			0
	2012	0		3 500	3 500
	2013	1 600		8 000	9 600
	2014	8 452	3 512	31 000	42 964
	2015	5 677			5 677
	Total (2006-2015)	28 301	4 854	42 500	75 655

Tab. 2.2 Bilan des curages sur les torrents de la Creusaz et des Arveyron d'Argentière et de la Mer de Glace source : SM3A, rapport du PPR de Chamonix

Il est, enfin, nécessaire d'indiquer la présence d'une gravière sur l'Arveyron de la Mer de Glace à proximité de la confluence avec l'Arve. Les sédiments sont piégés par des trappes au fond du lit du torrent puis amenés dans un canal parallèle où ils sont extraits. Cette gravière fonctionne essentiellement en été, durant les périodes de hautes eaux (Fig. 2.27). Il s'agit essentiellement d'éléments fins (sable, graviers) et non morphogènes. Cependant, les galets jusqu'à 12 cm sont également piégés pour être revendus en pierre d'ornement dans toute la France (appelée « *boule de douze* »). Cette entreprise familiale possède une autorisation d'exploitation de 40 000 tonnes/an, soit environ 25 000 m³/an. Des photographies aériennes datant de 1927 attestent déjà de sa présence. Les alluvions provenant du Massif du Mont Blanc sont en fait facile à valoriser du fait de leur valeur marchande. Il existe alors une pression certaine de la part des différents entrepreneurs envers les gestionnaires afin d'effectuer des curages préventifs et extraire des alluvions qui pourront être revendus. La vente des matériaux évacués permet par ailleurs de financer des opérations de restitution de sédiments sur l'Arve.



Fig. 2.27 (1) Piège à sédiment sur l'Arveyron de la Mer de Glace (2) Extraction de matériaux sur l'Arveyron de la Mer de Glace

Les quantités de matériaux curés sur les torrents proglaciaires chamoniards sont importantes. L'estimation des volumes est bien plus aisée depuis la centralisation des données par le SM3A. Leur intégration dans les calculs de bilan sédimentaire est donc relativement facile. Néanmoins, il est bien plus difficile d'estimer le rôle fonctionnel des prélèvements. En effet, les curages peuvent par exemple modifier localement les pentes et peuvent créer des processus d'érosion régressive. L'influence des extractions sur les transferts sédimentaires dans des échelles de temps un peu plus longues est également difficile à appréhender. Il s'agira donc de rester prudent dans les interprétations.

2.5 Conclusions du chapitre 2

Les connaissances des fluctuations glaciaires et géomorphologiques de la vallée de Chamonix sont remarquables par leur quantité et leur ancienneté. Elles mettent en évidence l'ampleur des changements qui ont affecté les grands glaciers Chamoniards, en particulier durant la période qui nous sépare de la fin du PAG. Les plus petits systèmes glaciaires souffrent néanmoins d'une connaissance limitée de leurs fluctuations. Il a été nécessaire de mobiliser les inventaires diachroniques et exhaustifs disponibles depuis peu de temps (Gardent et al., 2014). L'analyse de ces données au niveau de chaque bassin versant torrentiel met en lumière de grandes disparités qui vont expliquer en partie la variété des dynamiques et des évolutions. L'un des objectifs spécifiques de notre travail doctoral est de mettre en évidence les implications de la variété des caractéristiques géomorphologiques de l'englacement des bassins versants dans les dynamiques torrentielles, et notamment leur évolution liée au retrait glaciaire.

Les torrents proglaciaires de la vallée de Chamonix sont également largement impactés par l'action des hommes. La quantification du forçage humain est difficile du fait de son ancienneté, de sa diversité et plus globalement de sa complexité. La cartographie des interventions humaines sur les torrents (Fig. 2.15) montre qu'il est impossible d'étudier le fonctionnement des torrents chamoniards sans prendre en compte ces forçages. On peut néanmoins noter que la majorité des torrents n'ont pas subi de travaux ni dans leur zone de réception et de transport, ni dans les espaces désenglacés depuis la fin du PAG. Ce sont les cônes qui ont surtout été impactés par l'action de l'homme. Les mesures de protection torrentielle sont donc essentiellement passives. Seul le torrent de la Griaiz, dans sa partie non-englacée, a connu des mesures de protection actives à la fin du 19^{ème} siècle et au début du 20^{ème} siècle, mais dont l'efficacité reste toute relative. L'importance de l'activité morphologique, couplée aux hautes altitudes, ne permet pas d'agir à la source des sédiments des torrents proglaciaires. Pour le cas des torrents de la vallée de Chamonix qui ne sont pas impactés par les captages, il est donc possible de considérer que la réponse torrentielle est biaisée par les actions humaines mais que les forçages dans les têtes de bassin, qu'ils soient hydrologiques ou sédimentaires, sont bien d'origine climatique. Les systèmes torrentiels sont néanmoins complexes et les processus internes de rétroactions positives ou négatives ne permettent pas une lecture simple des réponses morphologiques comme étant une réponse unique à un forçage. C'est le cas, par exemple, du torrent de la Creusaz, étudié de manière détaillée dans le chapitre 6. Les torrents des Arveyrans d'Argentière et de la Mer de Glace sur lesquels sont focalisés les chapitres 5, 6 et 7 sont, quant à eux, concernés par les captages sous-glaciaires. Les dynamiques en tête de bassin torrentiel, dans les zones proglaciaires, y sont donc modifiées.

De nombreux auteurs ont buté sur la difficulté d'établir la part relative du forçage climatique et du forçage anthropique aux métamorphoses géomorphologiques fluvio-torrentielles (J. L. Peiry 1988; Bravard 1989; Liébault et Piégay 2002b; Colombera et Bersezio 2011). Nous avons pu établir que dans le cas de la vallée de Chamonix, l'action des hommes était originale du fait de la présence des glaciers. Certaines infrastructures, comme les paravalanches aux proportions gigantesques ou les captages sous-glaciaires sont uniques. Néanmoins, dans des environnements similaires, les tentatives de Lane et al. (2014) se sont soldées par des constatations similaires quant à la complexité de distinguer forçages humains et naturels sur l'évolution morphologique des torrents proglaciaires. Néanmoins, la connaissance fine des fluctuations glaciaires dans le massif du Mont-Blanc, couplée à la cartographie géomorphologique et à la synthèse des forçages anthropiques que nous avons effectués permet de poser les bases respectives des différents forçages à la fois dans le temps et dans l'espace. L'analyse de leurs effets morphogéniques est au cœur des chapitres suivants.

Chapitre 3

L'évolution du réseau hydrographique d'origine glaciaire depuis la fin du Petit Age Glaciaire

3.1 Introduction

Les eaux de fusion glaciaire sont les principaux agents de remobilisation des sédiments glaciaires (Bravard, 1997; Ballantyne, 2002; Mercier, 2010). Avec le retrait glaciaire, réseau hydrographique, largement tributaire et dépendant des écoulements glaciaire, évolue et présente une nouvelle structure et un nouveau fonctionnement (Vivian, 1967). L'étude dans l'espace et dans le temps des enregistrements et des réponses géomorphologiques permet d'évaluer la capacité des torrents à remobiliser des sédiments. L'approche diachronique est essentielle pour aborder les modes et la granularité des réponses des systèmes torrentiels au retrait glaciaire et par incidence aux effets des changements climatiques passés, récents et actuel (*cf.* partie 1.2.3). Plusieurs études sur les dynamiques du réseau hydrographique proglaciaire ont été menées ces dernières décennies. Elles se focalisent essentiellement sur les systèmes des hautes latitudes (Roussel, 2005; Marren et Toomath, 2014; Levy et *al.*, 2015). Elles prennent moins en compte les milieux de montagne. Les méthodes utilisées sont également différentes. Les reconstitutions sont basées sur l'analyse d'orthophotographies ou de cartes. Les périodes reconstituées par ces auteurs sont alors plus restreintes que celles que nous voulons atteindre. En complément des précédentes méthodes, qui ont démontré leur efficacité, nous avons développé deux autres démarches méthodologiques. La première, géostatistique, vise à modéliser et reconstituer les écoulements superficiels, provenant des eaux de fusion glaciaire, à partir des MNT et des données spatiales d'extension des glaciers. La seconde approche, géo-historique, est basée sur l'exploitation des données anciennes, qu'elles soient cartographiques, écrites, iconographiques, ou photographiques. En croisant l'ensemble de ces données, il est possible de mieux cerner l'emprise spatiale des systèmes torrentiels proglaciaires à l'échelle du bassin et de la capacité des torrents à remobiliser des stocks sédimentaires.

Dans un premier temps, nous attacherons à décrire les réseaux hydrographiques et leurs évolutions bassin par bassin. Ensuite, nous étudierons l'évolution du réseau hydrographique de manière comparative, entre bassins, afin de tenter de distinguer les tendances générales des conséquences du retrait glaciaire sur les cours d'eau à l'aval.

3.2 La reconstitution du réseau hydrographique d'origine glaciaire

3.2.1 La simulation du réseau hydrographique proglaciaire

L'étude d'un réseau hydrographique à partir d'un MNT est une méthode couramment développée en géomorphologie fluviale (Tarboton, 1997; Hengl et *al.*, 2003; Borselli et *al.*, 2008; Theler et *al.*, 2008; Theler et *al.*, 2010; Cavalli et *al.*, 2013; Hastings et Kampf, 2014). Le réseau hydrographique est obtenu à partir d'un fichier raster pour lequel l'aire de contribution est calculée à chaque cellule. Il faut ensuite fixer un seuil à partir duquel on suppose que la surface de contribution est suffisamment grande pour générer un écoulement concentré. Nous avons précédemment vu que la présence d'un glacier, tel un karst, peut contrarier l'organisation et le fonctionnement du réseau hydrographique (supra chap. 1). D'abord, topographiquement, les glaciers biaisent la hiérarchisation des écoulements. Leur forme convexe fait que les écoulements simulés sont dirigés entre les bords du glacier et les versants. Or, les écoulements sont en réalité soit sous-glaciaires, soit absents. Ils ne sont donc pas modélisables avec une méthode qui repose uniquement sur la topographie de surface, même si leur importance ne doit pas être négligée. Ensuite, d'un point de vue hydrologique, nous avons pu voir dans le chapitre 1 que les cours d'eau issus de la fusion de la glace possèdent des caractéristiques singulières. Durant la période chaude, le glacier joue le rôle de réservoir d'eau. Les écoulements ne sont alors pas tributaires de la taille de la surface de contribution, mais de la présence ou non du glacier en amont, ainsi que de son bilan radiatif.

Les outils communément utilisés pour les simulations du réseau hydrographique permettent d'isoler les écoulements provenant d'une zone spécifique, dans notre cas, les glaciers. La procédure habituelle de simulation du réseau hydrographique est donc modifiée afin de simuler le réseau hydrographique provenant uniquement de la fonte glaciaire. Mais elle nécessite au préalable plusieurs traitements du MNT (Fig. 3.1) :

- le lissage du MNT : les MNT comportent de nombreux artefacts, notamment des dépressions. Afin de forcer l'ensemble des écoulements vers un point de sortie, il faut « boucher » le MNT ;
- le calcul de la direction des flux : cette étape consiste à calculer la direction dans laquelle sont dirigés des flux, suivant la plus grande pente. Elle ne peut se faire que dans huit directions possibles, celles des cellules contiguës : N, NE, E, SE, S, SO, O, NO. La valeur des cellules suivant la direction varie selon l'algorithme utilisé (*ArcGis*, *Taudem*). Il existe un algorithme pouvant distribuer les écoulements sur plusieurs directions et qui permet d'obtenir un résultat plus réaliste (Tarboton, 1997). Dans notre cas, il ne s'est pas avéré exploitable du fait de la résolution et de la qualité des MNT (partie 3.2.2) ;
- la réalisation du raster de pondération : il s'agit de transformer le fichier vecteur d'extension du glacier aux dates souhaitées, en fichier raster (Fig. 3.1). Celui-ci doit avoir les mêmes dimensions que le raster de direction des flux. Les cellules où se trouvent le glacier prennent la valeur 1, les autres la valeur 0 ;
- le fichier d'accumulation des flux : il est calculé à partir du raster de direction des flux en introduisant le raster de pondération. Le raster est ensuite transformé en raster binaire avec un seuil d'accumulation de 1. Toutes les cellules qui n'auront pas de glacier dans leur zone d'accumulation prendront la valeur 0. Un masque est ensuite réalisé pour ne garder que les écoulements provenant du front glaciaire et ne transitant pas par une autre zone englacée.

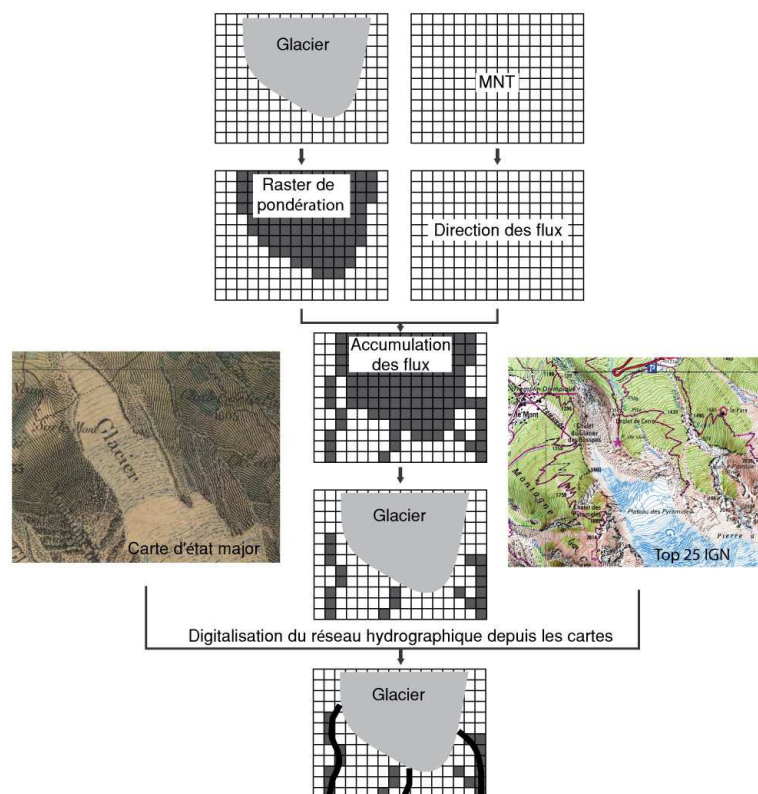


Fig. 3.1 Méthode de reconstitution du réseau hydrographique. Le raster de pondération est généré à partir du fichier de formes, d'emprise des glaciers. Le réseau hydrographique est ensuite calculé et comparé à celui digitalisé depuis les cartes d'Etat Major et IGN.

Il est donc possible de simuler le réseau hydrographique actuel, et surtout, de le reconstituer à la fin du PAG. Cela nécessite que les surfaces sur lesquelles se produisaient des écoulements d'origine glaciaire n'aient pas subi de changements morphologiques, afin que la simulation soit fidèle aux conditions topographiques antérieures. L'analyse géomorphologique par les cartes permet de limiter les biais d'interprétation. Ils concernent dans les faits le plus souvent les aménagements humains comme les paravalanches ou les pistes de ski. Le démantèlement d'une moraine par la vidange d'un lac proglaciaire peut également représenter un biais de ce type. Ces éléments doivent être abordés au cas par cas. Les témoignages historiques ou les photographies permettent aussi de vérifier l'intégrité des formes entre 1850 et 2008. C'est le cas par exemple pour le du glacier des Drus (hors de notre zone d'étude) dont le torrent émissaire a migré et emprunte désormais une ravine différente que celle par laquelle il transitait au 19^{ème} siècle (Fig. 3.2).



Fig. 3.2 Le changement de tracé de l'émissaire principal du glacier des Drus entre 1900 et 2014.

3.2.2 Les données

Les caractéristiques des données (qualité, résolution, précision) influencent les résultats de la modélisation et donc l'interprétation qui peut en être tirée. L'effet de la résolution des MNT est déterminant dans la qualité des résultats la modélisation des processus hydro-morphologiques. Les résolutions trop lâches ne sont pas réalistes et surestiment parfois l'importance réelle du réseau hydrographique (Hastings et Kampf, 2014). *A contrario*, une résolution trop fine peut être problématique, en particulier dans les régions de montagne, car les dynamiques géomorphologiques produisent des changements topographiques suffisamment importants pour rendre ininterprétable, à une certaine échelle, les modifications morphologiques (Stolz et Huggel, 2008).

Le MNT de la RGD73-74 utilisé est donné pour une résolution de 4 mètres. Mais, d'une qualité irrégulière, son utilisation s'est révélée parfois mal adaptée à notre objet de recherche. Les artefacts, notamment sur les zones planes, représentent un problème pour la modélisation du réseau hydrographique car les directions suivant la plus grande pente sont moins marquées et deviennent alors tributaires de la qualité des MNT (Zhang et Huang, 2009). Plus généralement, les résultats aberrants se retrouvent quand les cours d'eau ne sont plus confinés, comme sur les cônes. Le MNT utilisé comporte des erreurs suffisamment importantes pour provoquer des artefacts, même dans des secteurs où la topographie est bien marquée (Fig. 3.3). Il a enfin été difficile d'obtenir des informations exactes sur la(les) méthode(s) utilisées pour générer le modèle de terrain. Il apparaîtrait qu'en zone de haute-montagne, qui n'est pas clairement définie, le MNT ait été ré-échantillonné à partir d'un MNT d'une résolution de 20 mètres. Le recouplement de différentes méthodes est donc très probablement à l'origine des nombreux artefacts du MNT. Les résultats obtenus nécessitent alors d'être vérifiés ou interprétés avec précaution.

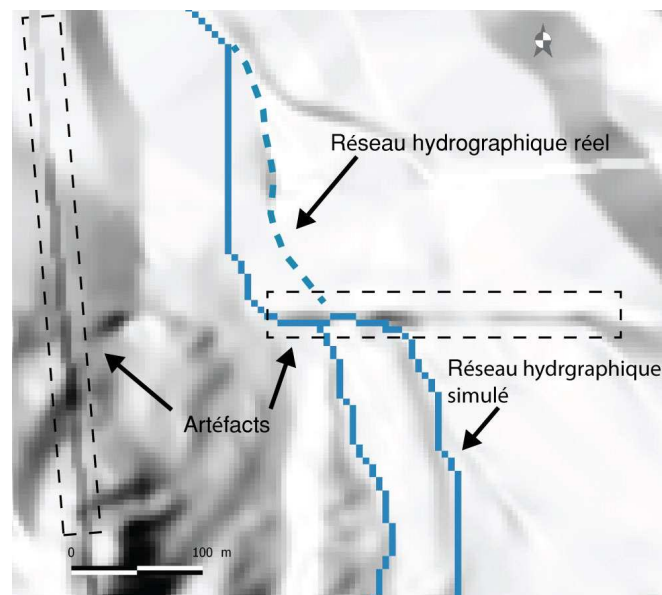


Fig. 3.3 Les artefacts de la modélisation liés à la mauvaise qualité du MNT.

Le réseau hydrographique a été modélisé à deux dates : fin du PAG (vers 1850) et 2008. Les extensions des glaciers proviennent de l'inventaire des glaciers réalisé par Gardent (2014). Les données d'extension des glaciers de la fin des années 1970 n'ont pas été retenues car la robustesse du MNT ne laissait apercevoir que de faibles changements avec 2008. L'incertitude de l'emprise des glaciers (cf. partie 2) doit être prise en compte afin d'éviter au mieux les erreurs d'interprétations.

3.2.3 La nécessité d'implémenter les données historiques

Afin de pallier les incertitudes de la modélisation, nous avons confronté les résultats à différents jeux de données, notamment cartographiques (Fig. 3.1). Ainsi, nous avons comparé les réseaux hydrographiques simulés pour la fin du PAG et 2008 aux réseaux dessinés respectivement, sur les cartes d'Etat Major et de l'IGN. Pour le massif du Mont Blanc, les levés cartographiques des cartes d'Etat Major ont été réalisés sous la direction de plusieurs ingénieurs aux alentours de l'année 1863. Les dates concordent donc globalement avec celles de la fin du PAG, retenues pour la modélisation. La précision de ces cartes d'Etat Major est parfois approximative, du fait notamment de problèmes de recalage. Le réseau hydrographique a donc été redessiné avec l'appui des données topographiques à haute résolution pour replacer le dessin des cours d'eau dans les talwegs. Les cours d'eau ont

également été extraits depuis les cartes top25 de l'IGN, dont l'actualisation des extensions glaciaires a été réalisée en 2008 pour le massif du Mont Blanc (Gardent, 2014). Il semblerait néanmoins que le dessin du réseau hydrographique n'ait quant à lui, pas été mis à jour. Il daterait donc de 2004. Le cadastre actuel pourrait également être utilisé comme une archive cartographique puisque le réseau hydrographique est bien visible. Le réseau qui a aujourd'hui disparu est notamment bien identifiable. Nous avons toutefois utilisé le cadastre seulement comme un moyen de vérification, car la datation des informations nécessiterait un travail conséquent.

Dans l'objectif d'affiner encore plus l'interprétation des résultats, nous les avons mis en perspective avec les données historiques, tels que les documents recueillant des témoignages ou les articles d'époque. L'utilisation des documents anciens est toutefois soumise à une certaine incertitude. Ainsi, Le Roy Ladurie (1983) souligne les différentes interprétations des écrits. Il précise qu'il est possible de voir trois glaciers descendant en fond de vallée de l'Arve à la fin du 16^{ème} siècle, que Mougin et Blanchard désignent comme étant ceux d'Argentière, des Bois (Mer de Glace) et des Bossons tandis qu'auparavant, Rabot préférerait voir le glacier du Tour en place de celui des Bois. Les témoignages historiques sur les torrents de la vallée de Chamonix ont posé des problèmes similaires. La toponymie s'est en particulier révélée d'une variabilité récurrente. Le cas le plus éloquent est l'ambiguïté expliquée plus en détail dans la partie 3.3.6 entre les torrents de Favrand et celui de la Creusaz.

L'apport des photographies est enfin essentiel. Il semblerait qu'aux alentours de 1850, soit la date retenue pour les extensions glaciaires au PAG de l'inventaire de Gardent (2014), Chamonix ait été la deuxième commune française la plus photographiée après Paris (Fontaine, 2015). La série documentaire est donc unique, et de nouvelles photographies sont régulièrement exhumées et publiées grâce au travail de quelques passionnés (idem). Ces images sont des témoignages directs du paysage et des dynamiques géomorphologiques de l'époque. Elles peuvent être décryptées à travers le prisme des connaissances actuelles et sans le filtre des témoignages d'antan.

L'analyse et l'interprétation des données historiques permettent plusieurs niveaux de lecture : la vérification du modèle d'écoulement, l'affinage du modèle, et l'apport d'informations inédites.

3.3 Les résultats par bassins torrentiels

3.3.1 Le torrent du Bisme (glacier du tour)

Le torrent du Bisme est l'émissaire principal du glacier du Tour (Fig. 3.4). C'est le torrent proglaciaire situé le plus en amont de la vallée de Chamonix. Le bassin du Bisme est près de 4 fois plus grand que celui de l'Arve à la confluence des deux cours d'eau. Il ne possède pas de cône torrentiel. En effet, durant le PAG, le glacier du Tour atteignait le fond de vallée et évacuait alors les matériaux qui auraient pu former le cône. Le contexte géomorphologique plus général du site est assez complexe puisque l'histoire holocène du comblement de l'ombilic du Tour révèle une succession de processus polygéniques, de mise en place notamment catastrophiques (Jaillet et Ballandras, 1996).

Le réseau hydrographique modélisé concorde avec celui de la carte d'Etat Major. Il montre que les eaux de fusion étaient principalement dirigées en rive droite du glacier et s'écoulaient au pied de la moraine latérale, dans le ruisseau du Picheu. Ce dernier était alors un cours d'eau pérenne comme en attestent les différentes photographies existantes prises notamment durant l'automne. Le glacier s'est ensuite retiré sur le verrou-gradin où le réseau hydrographique est mal hiérarchisé, car les talwegs ne sont pas encaissés dans le lit rocheux. Lorsque le front du glacier se situait dans le gradin glaciaire, il résidait dans un équilibre précaire. Ainsi, le 14 août 1949, le glacier du Tour a connu l'un de ses événements les plus importants du 20^{ème} siècle : 2 millions de mètres cubes de glace se sont effondrés du front du glacier tuant six personnes (Guichonnet, 1950). Malgré l'importance des volumes, cet

évènement n'a pas généré de changements morphologiques significatifs, car il y avait peu de matériaux remobilisables sur le verrou-gradin balayé par l'avalanche (Guichonnet, 1950 ; Vivian, 1967). Durant toute la période où le front du glacier était instable, les chutes de séracs alimentaient un glacier régénéré au pied du gradin. Celui-ci a disparu progressivement avec le recul du glacier du Tour (le rapport du PPRI de Chamonix signale plusieurs débâcles glaciaires qui auraient cessées avec la disparition du glacier régénéré). Une débâcle est aussi rapportée en 1920.

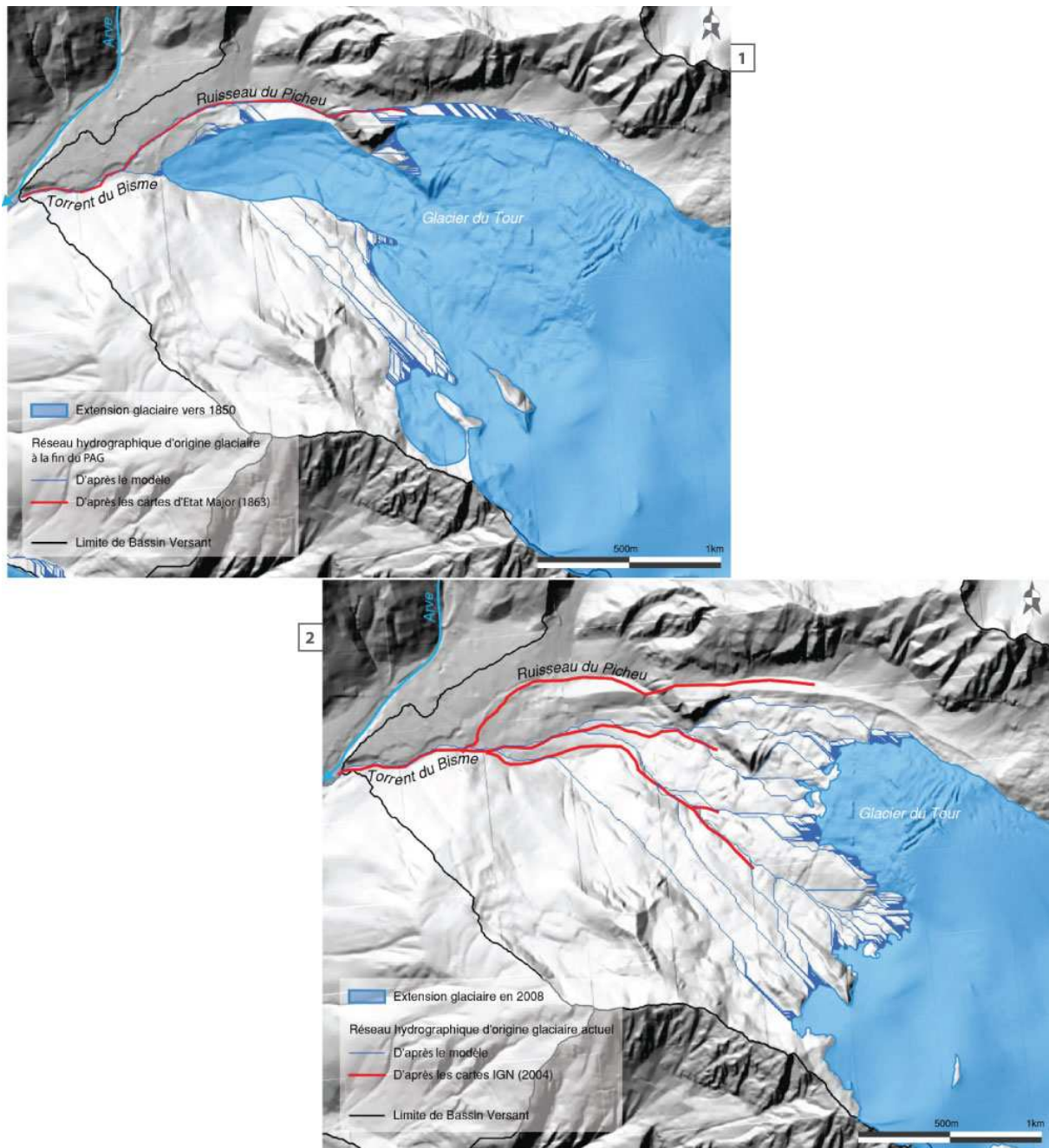


Fig. 3.4 Le réseau hydrographique d'origine glaciaire sur le secteur du Tour : (1) à la fin du PAG ; (2) en 2008.

Depuis les années 1990, le front du glacier est situé au dessus du gradin-verrou, dans une situation plus stable. Le réseau hydrographique est bien plus développé actuellement que durant le PAG, mais reste toujours mal organisé. La tête de bassin versant est toujours située sur le lit rocheux et n'est donc toujours pas en mesure de remobiliser des matériaux morainiques. Aussi, le glacier du Tour n'a pas de

couverture détritique. Les volumes de sédiments apportés directement par le glacier sont donc très réduits. Les écoulements du ruisseau du Picheu ne sont plus pérennes car ils proviennent essentiellement du versant nord. Celui-ci ne présente aucune trace d'activité morphologique récente. Le réseau hydrographique du bassin du Bisme s'est donc contracté à l'intérieur de l'espace désenglacé mais reste très développé du fait de l'absence d'un support rocheux déjà hiérarchisé.

3.3.2 L'Arveyron d'Argentière

L'Arveyron d'Argentière est le torrent émissaire du deuxième plus grand glacier de la vallée. Pour la même raison que le torrent du Bisme, il ne possède pas de cône. Au cours des différents maximums du PAG, le front du glacier d'Argentière descendait quasiment jusqu'à l'Arve.

A la fin du PAG, le réseau hydrographique était très peu développé en longueur en raison de la proximité du front glaciaire avec l'Arve (Fig. 3.5). Le modèle, ainsi que les cartes d'Etat Major, montrent que le glacier possédait alors plusieurs émissaires (Fig. 3.5 et 3.6). L'Arveyron d'Argentière n'existait donc pas tel qu'il peut être imaginé aujourd'hui. C'est probablement pour cette raison qu'au sein des références du 19^{ème} et du début du 20^{ème} siècle (notamment Mougin, 1914), le seul Arveyron décrit dans la vallée de Chamonix est celui de la Mer de Glace. Actuellement, la distinction est faite l'Arveyron de la Mer de Glace et l'Arveyron d'Argentière. La modélisation est en partie faussée par l'aménagement des pistes de ski et des infrastructures dédiées qui ont conduit à la destruction des formes dont nous avons fait un prérequis indispensable. La carte d'Etat Major s'avère en revanche très intéressante. Le glacier d'Argentière possédait plusieurs émissaires transitant à travers les brèches des moraines frontales des différents maximums du PAG. La zone proglaciaire active était alors très large, comme en témoigne la Fig. 3.6. Le torrent des Aillires, qui provient du secteur de Lognan, confluaient avec un de ces émissaires. Il semblerait également que des écoulements aient pu se produire par dessus la moraine latérale droite.

Quelques crues, essentiellement provoquées par des ruptures de poches d'eau glaciaires, ont émaillé l'histoire récente de l'Arveyron d'Argentière. Mais le nombre de ces événements rapportés dans les textes est relativement faible. Cela pourrait s'expliquer par l'aménagement très tardif de l'espace entre le front du glacier et l'Arve. La proximité des deux durant le PAG vouait, en effet, toute construction à la destruction. Il semblerait, d'ailleurs, que le village d'Argentière ait été plus prospère avant le PAG ; l'avancée du glacier aurait par la suite provoqué des dégâts qui auraient détruit une bonne partie du village. Il aurait même frôlé la destruction totale suite à des événements peu avant 1782 (Bourrit, 1785) – qui peuvent s'interpréter comme l'avancée des années 1780 observables sur les glaciers de Bossons et de la Mer de Glace (Nussbaumer et *al.*, 2007 ; Nussbaumer et Zumbühl, 2011). Par la suite, le glacier d'Argentière s'est progressivement retiré. Pendant un certain temps, il débordait par-dessus la Pierre à Bosson (Fig. 3.5) d'où se distinguaient quelques écoulements dans les entailles de ce verrou glaciaire. La piscine d'Argentière, construite dans les années 1940 et aujourd'hui détruite, est le premier bâtiment avoir été construit dans l'espace libéré des glaces. L'urbanisation s'est accélérée depuis les années 1960 avec la construction du domaine skiable des Grands Montets, de la base d'hélicoptères ou plus récemment d'un lotissement (Fig. 2.19).

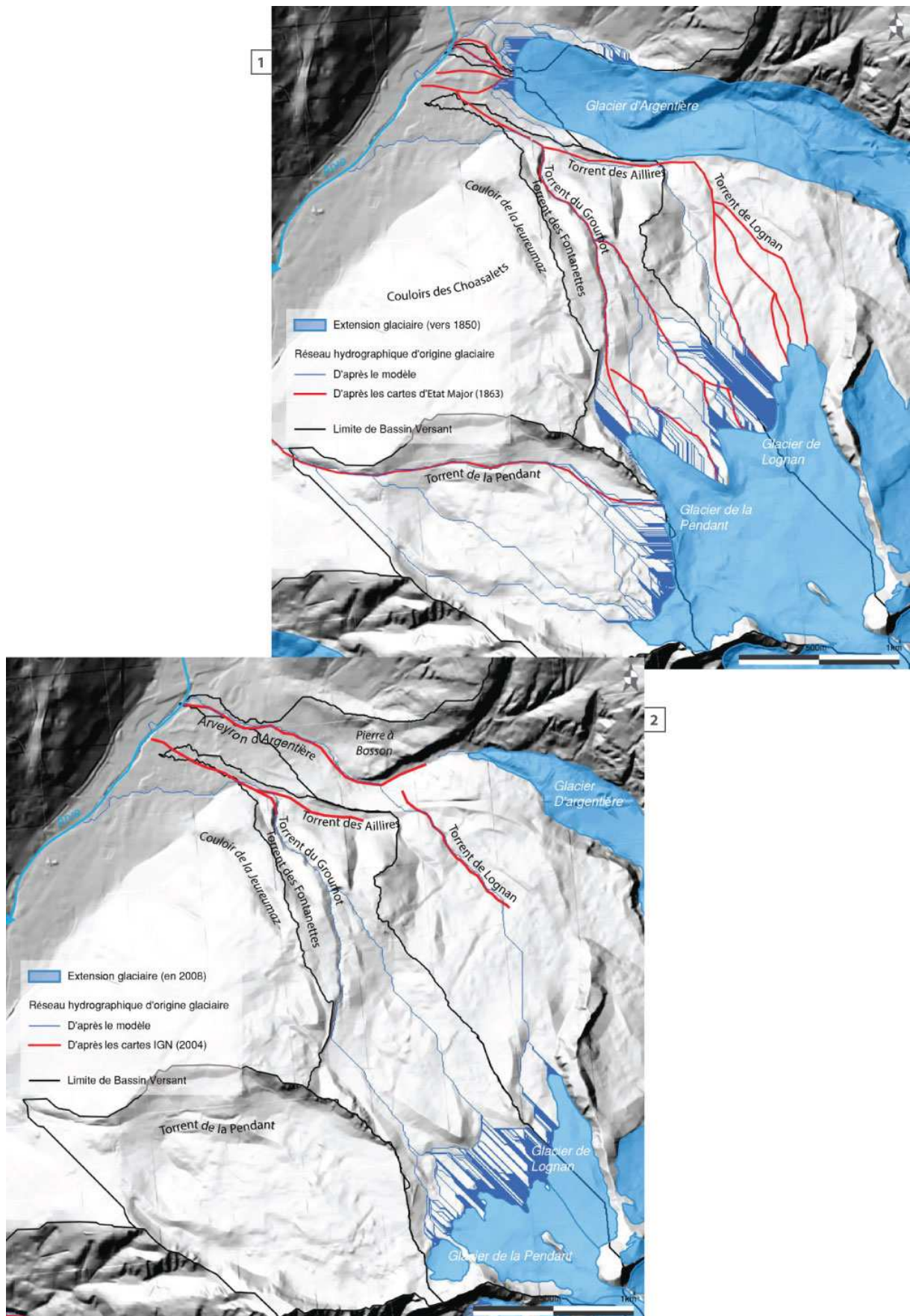


Fig. 3.5 Le réseau hydrographique d'origine glaciaire sur les secteurs d'Argentière, de Lognan et de la Pendant: (1) à la fin du PAG ; (2) en 2008.

Actuellement, le glacier se retire dans une vallée perchée. Depuis 2010, le glacier s'est séparé en deux au niveau de la chute de séracs, aux alentours de 2200 m. La partie inférieure est donc un glacier régénéré. Le front du glacier se trouve dans une petite gorge de laquelle sort l'Arveyron. Deux affluents, émissaires du glacier de Lognan (torrent des Aillires et torrent de Lognan) se joignent à l'Arveyron d'Argentière dans la vallée perchée, juste en amont de la Pierre à Bosson (la situation est décrite dans la sous-partie suivante). Le réseau hydrographique s'est donc contracté, car contraint par les moraines latérales puis par les versants rocheux, tout en s'allongeant.



Fig. 3.6 La proximité du glacier d'Argentière avec l'Arve et la précarité de la situation du village d'Argentière, 1780, C. L. Hackert, Bibliothèque Nationale Suisse, recadré.

3.3.3 Les torrents émissaires des glaciers de Lognan et de la Pendant

Le secteur de Lognan et de la Pendant est atypique et sa configuration est unique dans la vallée. Deux petits glaciers contigus y prennent place au pied de l'Aiguille Verte (Fig. 3.7). Le torrent du Groumot possède le bassin versant dans lequel la diminution du taux d'englacement a été le plus fort de toute la vallée. Si aucune étude ne s'est focalisée sur le secteur, la vue d'ensemble du secteur permet de comprendre à quel point le volume de glace a diminué depuis la fin du PAG (Fig. 3.7). Les cours d'eau émissaires des deux glaciers révèlent une dynamique en plan assez exceptionnelle pour un réseau hydrographique situé sur de telles pentes et s'écoulant surtout sur lit rocheux. Il existe en effet une ambiguïté quant aux directions que prennent les eaux provenant du glacier de Lognan qui rend l'approche historique des torrents émissaires complexe. Tantôt elles s'écoulent le long de la moraine latérale gauche du glacier d'Argentière (Carte d'Etat Major), tantôt elles se dirigent vers la vallée principale du glacier d'Argentière (cartes IGN). En 1914, Mougin détaillait déjà cette dynamique : « *Ce torrent issu du glacier suspendu de Lognan, sur le flan Nord-Est d'un contrefort de l'Aiguille Verte, après avoir traversé le plateau morainique et les pâturages de Lognan, se précipite par des pentes qui atteignent cinquante pour cent contre la moraine latérale gauche du glacier d'Argentière. Tantôt les eaux suivent le pied de cet obstacle et vont sur mêler à celles du glacier d'Argentière, tantôt elles divaguent sur leurs propres dépôts et se dirigent vers les villages de la Rosière et des Chosalets. C'est ainsi qu'en 1839, notamment le ruisseau de Lognan vint ravager les récoltes des habitants des Chosalets.* ».



Fig. 3.7 Le secteur de Lognan et de la Pendant.

Actuellement, les torrents de Lognan et des Aillires confluent avec l'Arveyron. La carte IGN est donc fautive puisque le torrent des Aillires est dessiné comme confluent avec celui du Groumot. Il est en fait dirigé artificiellement sur la vallée du glacier d'Argentière depuis la fin des années 1970, très probablement afin d'éviter le ravinement sur la piste de ski qui relie le domaine des Grands Montets à Argentière. La toponymie est alors problématique puisqu'elle est restée inchangée. Le torrent du Groumot devient le torrent des Aillires alors qu'il ne conflue plus avec lui, mais seulement avec un bras abandonné. C'est pourquoi nous avons choisi de garder le nom de *torrent du Groumot*.

Plus en amont, le réseau hydrographique était bien plus développé au PAG qu'il ne l'est aujourd'hui, en particulier sur le flanc extérieur des vallums morainiques (Fig. 3.5). Les ravines autrefois actives sont toujours visibles dans le paysage (Fig. 3.8). La simulation du réseau hydrographique est cependant perturbée à proximité de la gare intermédiaire du téléphérique et par un ouvrage paravalanche. Le couloir de la Jeureumaz et le torrent des Fontanettes, devaient être alimentés par les eaux glaciaires durant le PAG. Il est très probable également que, dans une moindre mesure, les couloirs des Chosalets aient aussi été parcourus par des écoulements provenant du glacier de la Pendant, lorsque celui-ci descendait au plus bas. A cette période, le torrent de la Pendant était également alimenté par les eaux glaciaires (Fig. 3.5). La partie supérieure de son bassin versant est en effet délimitée par la moraine latérale droite du glacier de la Pendant. Ce dernier pouvait y déverser ses eaux. Même s'il faut considérer les données d'extension glaciaire ici avec précaution (Gardent, 2014), l'alimentation glaciaire du torrent est recoupée par la carte d'Etat Major et par les photographies anciennes qui permettent d'observer distinctement la dynamique torrentielle qui semble s'être poursuivie jusque dans les années 1970 (Fig. 3.8). La dynamique du réseau hydrographique est donc remarquable, notamment parce qu'elle est facilitée par des talwegs qui sont peu marqués et dont l'encaissement dans le lit rocheux est faible. L'organisation, quasi-parallèle, du réseau hydrographique est mal hiérarchisée, ce qui souligne la jeunesse de sa mise en place. Malgré la pente, l'aménagement de pistes de skis et des ouvrages paravalanches ont contribué à modifier l'organisation du réseau hydrographique au-delà de son évolution naturelle liée au retrait glaciaire, en détournant les écoulements loin de leurs talwegs « naturels ».

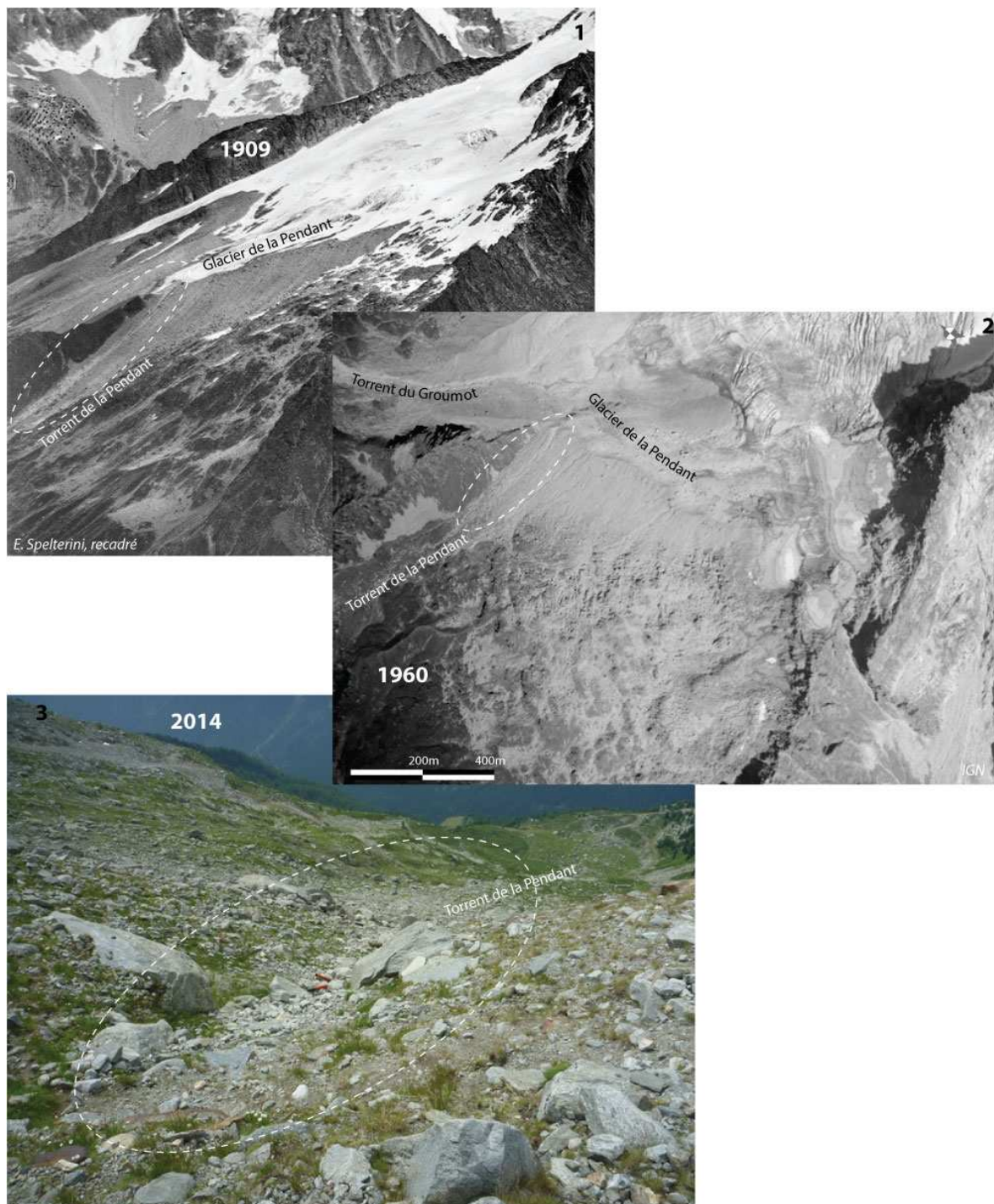


Fig. 3.8 Evolution du couplage entre le torrent et le glacier de la Pendant : (1) en 1909 ; (2) en 1960, le torrent de la Pendant est toujours connecté au glacier ; (3) Flanc externe de la moraine latérale du glacier de la Pendant en 2014. La ravine en pointillée est celle d'où sortait le torrent de la Pendant lorsqu'il était connecté au glacier.

Le réseau hydrographique actuel est contracté à l'intérieur des édifices morainiques de la Pendant. Les écoulements provenant de deux brèches dans les bastions morainiques sont d'ailleurs observables durant la période estivale. Les ravines sur le rebord externe de la moraine ne sont pas très marquées. La moraine terminale du glacier de Lognan ne possède elle aucune brèche. En revanche, les ravines sont bien plus marquées et bien plus nombreuses. Les écoulements alimentant les torrents des Aillires et de Lognan ne sont visibles qu'à l'aval de la moraine, sur le lit rocheux. Des crues sont enregistrées

en 1939, 1980, 1987 et 1996, durant l'épisode qui marqua toute la vallée. L'exploration que nous avons menée en septembre 2014 (Fig. 7.6) montre un lit dans les gorges du Groumot très peu actif. Aucune trace de lave ou de crue récente n'est visible et le lit est remblayé de matériaux très anguleux qui proviennent de la décohésion des parois de la gorge. Cela prouve que le torrent n'a plus la capacité d'évacuer ces sédiments. Un seul événement est recensé pour ce torrent dans le PPRI. Une « coulée de boue » s'est produite au printemps 1999, suite à de fortes précipitations renforcées par la fonte du couvert neigeux. Le rapport souligne également la présence de talwegs en tête de bassin versant désormais inactifs car déconnectées du glacier.

Le réseau hydrographique des secteurs de Logan et de la Pendant s'est largement contracté. Il est également très peu hiérarchisé et semble s'éteindre progressivement, notamment sous l'effet de la diminution des apports des eaux de fusions glaciaire. L'activité torrentielle est actuellement quasiment inexistante.

3.3.4 La Mer de Glace

Le bassin versant de l'Arveyron de la Mer de Glace est à peine plus petit que celui de l'Arve au niveau de leur confluence (80 km² contre 95 km² pour l'Arve). Il occupe donc une place majeure dans l'histoire et le paysage fluvial chamoniard. Tout comme l'Arveyron d'Argentière et le torrent du Bisme, l'Arveyron de la Mer de Glace ne possède pas un véritable cône torrentiel. L'absence d'un cône peut une fois de plus s'expliquer par la capacité du glacier à exporter les sédiments au PAG, quand il gagnait le fond de vallée. La partie de la Mer de Glace qui débordait en fond de vallée était nommée glacier des Bois.

Le réseau hydrographique provenant de la Mer de Glace a largement évolué depuis la fin du PAG. En effet, il y a moins de 200 ans, le glacier pouvait déverser ses eaux en plusieurs endroits. Le verrou glaciaire du rocher des Mottets était alors parcouru de plusieurs cascades largement représentées sur les gravures et photographies les plus anciennes (Fig. 3.10). D'après les photographies recueillies par Fontaine (2015), il semblerait même que l'émissaire principal fut, à la fin du PAG, une cascade sortant du rocher des Mottets et non celui provenant des gorges. Les cartes d'Etat Major montrent néanmoins qu'une partie des eaux qui parcouraient le rocher des Mottets confluaient durant un temps, directement avec l'Arveyron. Tout comme le verrou-gradin du glacier du Tour, celui de la Mer de Glace portait peu de dépôts morainiques remobilisables par les eaux qui auraient été susceptibles d'avoir des incidences géomorphologiques significatives. Il existe bien une accumulation de type avalancheuse assez conséquente au pied du verrou, mais elle ne possède pas de traces évidentes de remobilisation torrentielle. Cette accumulation résulte donc probablement de l'incorporation des sédiments dans le glacier qui s'accumulaient dans le produit de la chute des séracs.

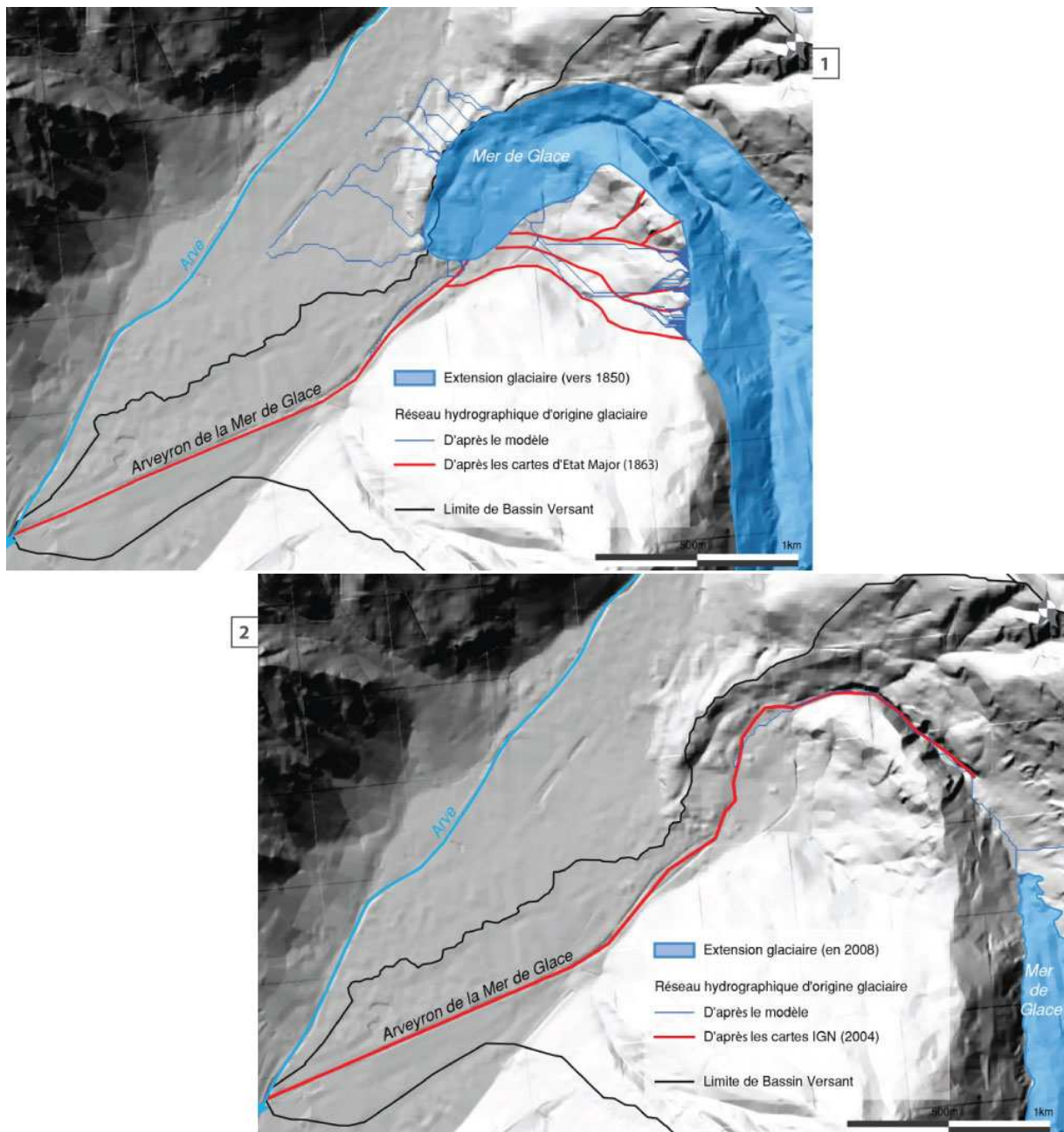


Fig. 3.9 Le réseau hydrographique d'origine glaciaire sur le secteur de la Mer de Glace : (1) à la fin du PAG ; (2) en 2008.

La Mer de Glace débordait également de sa moraine latérale droite. Les traces de l'activité torrentielle sur le flanc externe étaient assez visibles et le demeurent encore sur le MNT LiDAR. Les écoulements étaient dirigés vers l'Arve et restaient distincts de ceux de l'Arveyron de la Mer de Glace. D'après plusieurs tableaux, les écoulements se concentraient dans un cours d'eau pérenne, le torrent du Lavoussé (Fig. 3.10), qui confluaient avec l'Arve au Praz, à l'extrémité sud de l'emplacement actuel du terrain de golf. L'analyse plus attentive de ces représentations laisse même supposer qu'il ait eu une dynamique fluviale telle qu'il a pu changer de tracé plusieurs fois. Cet émissaire est par ailleurs représenté sur la carte de Forbes éditée en 1842. Un cours d'eau non connecté au glacier est aussi représenté sur la carte d'Etat Major et pourrait correspondre à cet émissaire. Les vestiges les plus remarquables de l'activité torrentielle sont situés au pied de la moraine et contraints dans l'arc morainique de l'extension maximale datée du 17^{ème} siècle. Bien que ces dépôts fluviaux aient

l'apparence d'un cône, il est difficile de le définir ainsi, car sa forme tient plutôt de la contrainte topographique qui lui confère alors cet aspect.

Enfin, de manière plus générale, l'abondance des écoulements autour du glacier de la Mer de Glace transparait largement dans les représentations iconographiques, notamment dans les tableaux de la fin du 17^{ème} et du début du 18^{ème} siècle. Les gravures du 18^{ème} siècle ont ensuite représenté le paysage de manière plus réaliste et ont atténué cette impression. Les nombreuses photographies, dès le milieu du 19^{ème} siècle, permettent aussi de cerner à quel point le rocher des Mottets, par exemple, était parcouru par les eaux de la Mer de Glace. Leur dessin est d'ailleurs toujours présent sur le plan cadastral actuel de la commune.

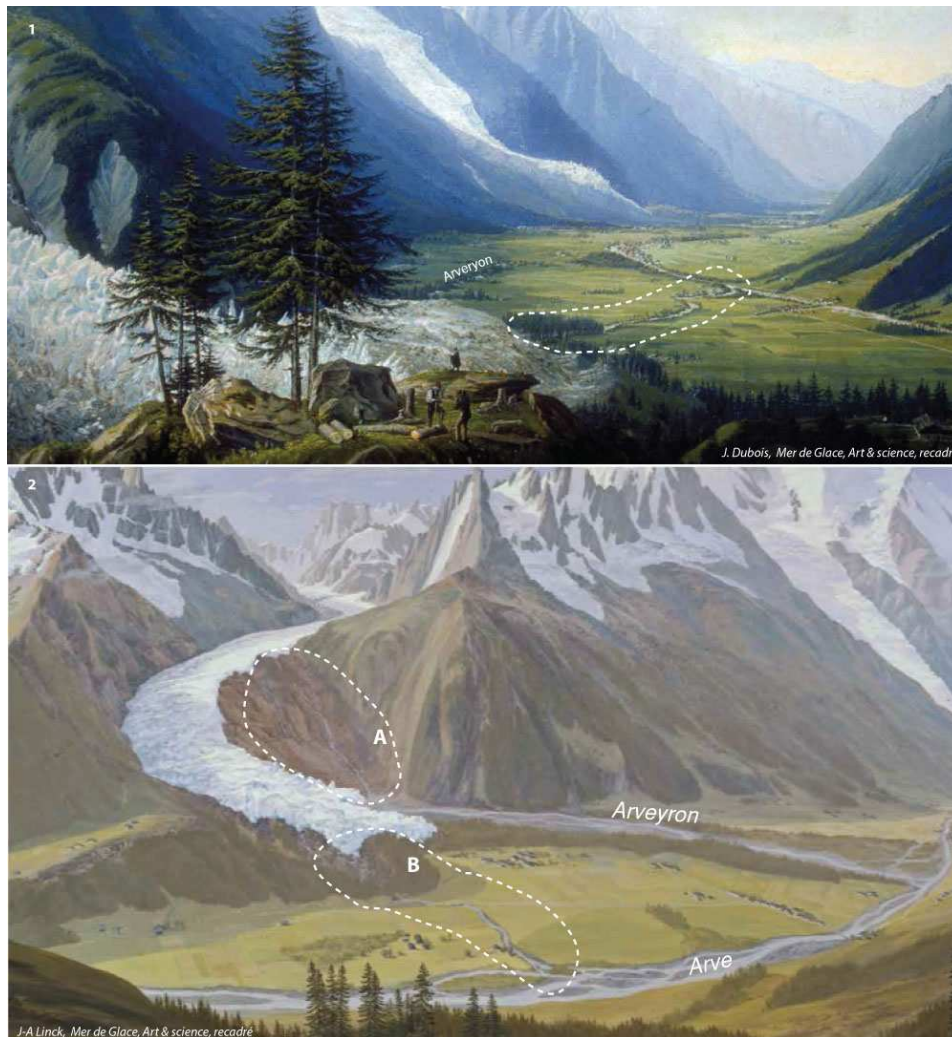


Fig. 3.10 Le réseau hydrographique au front de la Mer de Glace à la fin du PAG : (1) les cascades descendant du Rocher des Mottes (A) torrent du Lavoussé sortant de la moraine latérale droite (B), non datée ; (2) La Mer de Glace en 1842 et l'émissaire (en pointillés) sortant de la moraine latérale droite.

Depuis la fin du PAG, plusieurs crues sont survenues sur le torrent, dont certaines ont été causées par des ruptures de poches d'eau, comme en 1920 (Jourdan-Laforte, 1920) abordée plus en détail dans le chapitre 6. Depuis 1960 le glacier se retire dans une vallée perchée qui contraint le glacier et les écoulements. Auparavant, des années 1900 aux années 1960, le front de la Mer de Glace fluctuait dans les gorges de l'Arveyron, également appelées gorges du Mauvais Pas. Depuis que le glacier ne déborde plus par-dessus le Rocher de Mottets, il ne possède plus qu'un seul émissaire. Le recul de la Mer de Glace, après la légère avancée du front qui s'est opérée de 1969 jusqu'en 1996, a laissé apparaître deux petits lacs proglaciaires. Depuis 2010, le torrent du Nant Blanc, dont les eaux

transitaient par le glacier, conflue désormais directement avec l'Arveyron, tout comme auparavant le torrent du Nant des Grands Montets. Le réseau hydrographique s'est donc largement allongé, mais aussi simplifié depuis la fin du PAG.

3.3.5 Le Plan de l'Aiguille

Le secteur du Plan de l'Aiguille concerne trois torrents (Grépon, Blaitière et Favrands) qui proviennent de trois glaciers ; ceux des Nantillons, Blaitière et Pèlerins, situés au pied des Aiguilles de Chamonix. Ces trois glaciers sont situés juste au dessus de l'épaulement glaciaire principal de la vallée de Chamonix (Veyret, 1968). Ceux de Blaitière et des Nantillons sont remarquables par leurs imposants bastions morainiques. Vivian (1975) explique la dimension de ces formes par le faible débit de glace, lui-même conséquence de la petite taille des glaciers. Le fait que les glaciers de Blaitière et des Nantillons n'aient pas réussi à franchir l'épaulement de la vallée de Chamonix est aussi un élément explicatif du surdimensionnement de leurs édifices morainiques. *A contrario*, les cônes des torrents du Grépon et de Blaitière sont largement sous-dimensionnés. Leur petite taille est probablement à mettre en relation à la fois avec leur mise en place tardive, car ils ont pu être détruits par l'avancée tardiglaciaire de la Mer de Glace (Ballandras et Lucena, 1999), mais aussi avec l'efficacité du stockage sédimentaire par le glacier en tête de bassin versant. Les deux cônes sont également assez éloignés du cours de l'Arve. Les torrents du Grépon et de Blaitière ont donc joué un rôle probablement mineur dans la recharge sédimentaire du cours d'eau principal de la vallée de Chamonix.

Le glacier des Pèlerins est, quant à lui, environ deux fois plus grand que les deux autres. Il a donc pu déborder de l'épaulement et sa moraine terminale PAG s'est alors développée dans des pentes bien plus raides. Cette situation plus précaire est très probablement la principale raison de la plus petite taille de sa moraine frontale en comparaison de ses deux voisins. Il possède deux principaux émissaires : au nord, le torrent du Dard et au sud, le torrent des Favrands, lui même alimenté également par le petit glacier du Téléphérique, situé au pied de l'Aiguille du Midi. Les deux cours d'eau confluent sur leur cône, le plus grand de la vallée, qui est aussi celui du torrent de la Creusaz. L'histoire du torrent des Favrands est assez complexe à appréhender du fait de l'évolution toponymique du réseau hydrographique. Outre les noms des torrents du Dard et des Favrands, le nom de *torrent des Pèlerins* est parfois utilisé pour désigner le torrent à l'aval de la confluence du Dard et des Favrands. Il n'est également pas rare de trouver dans les archives le nom de *Ravine Blanche*. Celui-ci semble néanmoins parfois désigner le torrent de la Creusaz. La confusion avec ce dernier est particulièrement remarquable chez Kuss (1900), repris plus tard par Rabot (1905), qui écrivait : « *le ravin des Pèlerins, qui prend sa source dans le glacier des Bossons* », désignant ici clairement le torrent de la Creusaz. Mougin (1925) appelle également le torrent de la Creusaz « *torrent des Pèlerins* ». Lors de sa traversée à Chamonix, le panneau signalétique indique « *Torrent des Favrands dit des Tissourds* ». Le paroxysme de l'ambiguïté toponymique se trouve dans les écrits de Sourbier (1939) qui appelle le torrent ainsi : « *Le torrent des Favrands-Tissourds, que l'on appelle aussi le torrent du Dard et des Pèlerins, grossi de la Ravine Blanche [...]* ». La toponymie est enfin trompeuse puisque le nom est donné à l'affluent le plus long. Comme le torrent des Favrands est alimenté par le glacier du Téléphérique dont le front est plus haut que celui du glacier des Pèlerins, son développement est plus important. Or, le torrent du Dard possède un débit supérieur à celui de l'affluent des Favrands (estimé à partir des observations de terrain et sur différentes orthophotos). Il draine en effet l'essentiel du glacier des Pèlerins alors que la branche des Favrands ne reçoit les eaux que de la partie la plus méridionale du glacier. L'ambiguïté toponymique est donc problématique à la fois dans l'approche des documents historique relatifs au torrent, car les données ne sont alors pas fiables, mais aussi dans la perception que peuvent en avoir les riverains, les gestionnaires ou même les chercheurs. Elle révèle cependant la complexité et l'originalité du système torrentiel d'origine glaciaire.

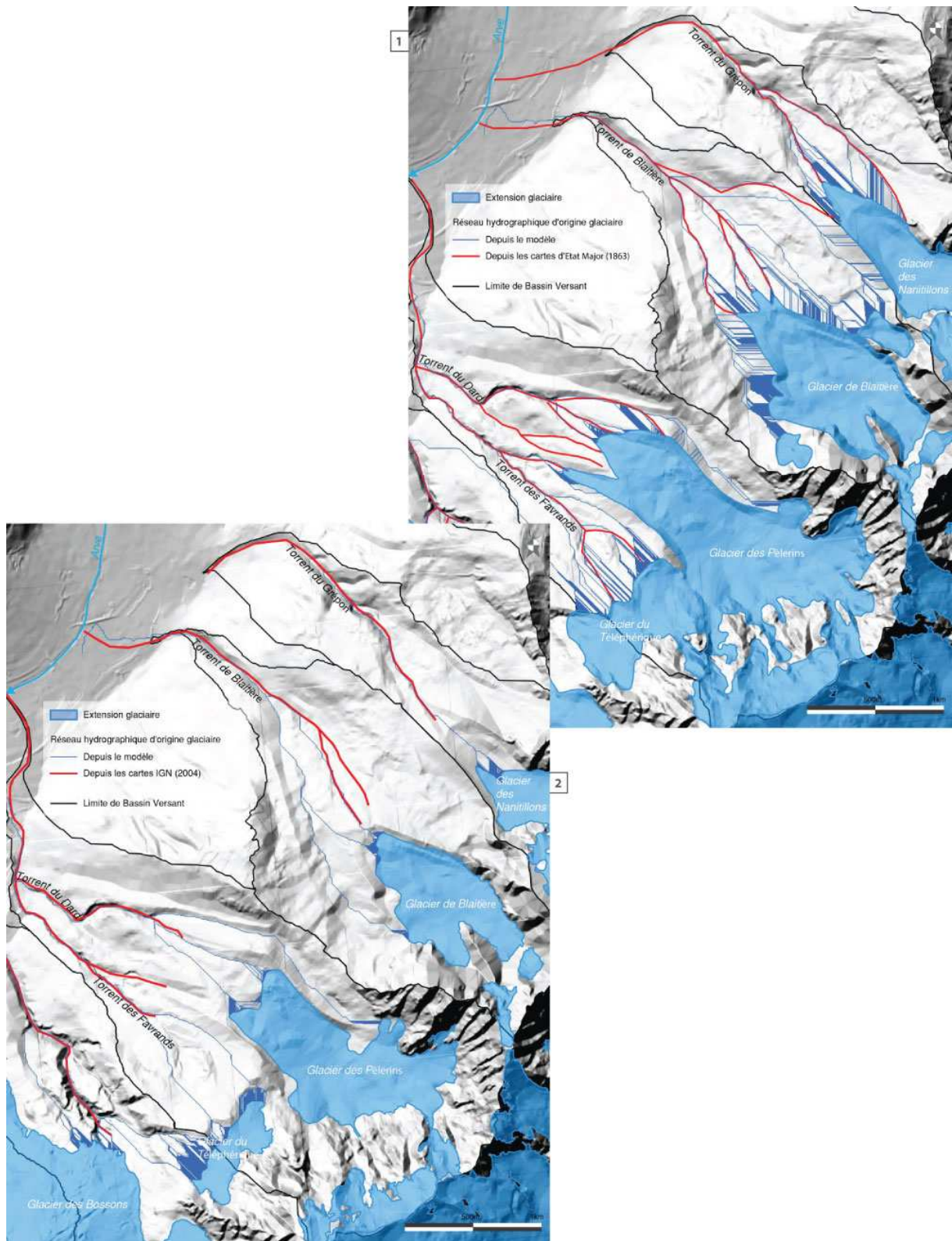


Fig. 3.11 Le réseau hydrographique d'origine glaciaire sur le secteur du plan des Aiguilles: (1) à la fin du PAG ; (2) en 2008.

Au cours du PAG, les flancs externes des bastions morainiques de Blaière et des Nantillons étaient parcourus par les eaux de fusion glaciaire. De nombreuses ravines, aujourd'hui inactives, témoignent de la dynamique morphologique passée. La Fig. 3.12 montre qu'au début du 20^{ème} siècle, le réseau de drainage des bastions morainiques était toujours efficace. Jusqu'à la fin du PAG, le glacier des

Nantillons débordait toujours par-dessus sa moraine latérale droite et pouvait alors alimenter le torrent de Blaitière, comme le montre à la fois le modèle et la carte d'Etat Major (Fig. 3.11). Le front du glacier des Pèlerins était également très bien drainé, même si le modèle n'est pas très explicite, probablement en raison de l'incertitude des données d'extension du glacier et de la qualité du MNT à cet endroit. Les cartes d'Etat Major montrent bien mieux l'efficacité du drainage. La moraine frontale du glacier du Téléphérique était également drainée sur toute sa largeur.



Fig. 3.12 Les glacier des Nantillons et de Blaitière en 1909, cliché E. Spelterini, recadré.

Actuellement, le réseau hydrographique s'est totalement contracté à l'intérieur des bastions morainiques. Le glacier des Nantillons ne possède plus qu'un seul exutoire qui transite par l'unique brèche dans l'édifice morainique. La modélisation met aussi en avant l'inefficacité du drainage des espaces désenglacés. Il en est de même pour le torrent de Blaitière. La simulation montre deux exutoires qui ne sont pas les mêmes que les deux proposés sur la carte IGN. Cependant, sur le terrain et les photographies aériennes, il est actuellement difficile de distinguer un émissaire actif au front du glacier. Sur les orthophotos datant de 2008, il est tout de même possible de distinguer une très faible activité sur l'émissaire sortant de la brèche médiane de la moraine. Cette activité devient totalement invisible sur les images de 2012. Une partie des erreurs du modèle, pour la période actuelle, provient de l'incertitude concernant l'extension glaciaire. La couverture détritique des glaciers du Plan de l'Aiguille est en effet très épaisse et le front est difficile à délimiter exactement.

Les crues des torrents du Grépon et de Blaitière ont été nombreuses dans la première moitié du 20^{ème} siècle, notamment durant les années 1930 et 1940 (rapport du PPRI). Depuis 1944, seules trois crues sont recensées (1968 et 1994 pour le torrent du Grépon et 1987 pour celui de Blaitière). Celles-ci n'ont pas occasionné de changements morphologiques mais simplement des débordements. Les apports des hauts bassins versant sont donc désormais très limités. Le busage des deux torrents dans leur traversée de Chamonix est par ailleurs révélateur de la faiblesse du transport solide.

Le modèle semble mieux concorder à la réalité pour le cas du glacier des Pèlerins. Les deux émissaires qui alimentent le torrent du Dard sont visibles sur les orthophotos actuelles. Le bras du torrent des Favrands est principalement alimenté par le glacier du Téléphérique. Son affluent, qui vient du glacier des Pèlerins, mais qui ne grossit que très légèrement le débit, est présent sur la cartographie IGN ; mais il n'est pas représenté sur la modélisation. Les explorations que nous y avons menées montrent la faiblesse de son activité (Fig. 7.6). L'efficacité du drainage proglaciaire du glacier des Pèlerins, en comparaison à ceux de Blaitière et des Nantillons, s'explique par l'absence de l'effet de barrage joué par la moraine. La moraine frontale est en effet moins grande et est entaillée de brèches plus nombreuses et plus marquées. Cette configuration est, comme nous l'avons expliqué, elle-même une conséquence de la taille plus importante du glacier. En 2012, les édifices morainiques des trois glaciers commencent à être gagnés par la végétation pionnière, ce qui témoigne de l'absence d'activité géomorphologique. Contrairement à ses deux voisins, le torrent des Favrands continue de produire des laves torrentielles relativement importantes. La dernière, qui s'est produite en 2009, a coupé l'accès au tunnel du Mont-Blanc pendant plusieurs journées. La contraction moins forte du réseau hydrographique du fait du confinement moins important de la tête de bassin par les formes glaciaires pourrait expliquer la dynamique torrentielle toujours active.

3.3.6 Les torrent de la Creusaz et des Bossons

Le glacier des Bossons présente une configuration originale avec trois émissaires, soulignée, entre autre, par Veyret (1978). Le torrent éponyme est celui qui s'écoule depuis son front. Il est cependant celui dont le débit est le plus faible. Hydrologiquement, l'émissaire principal du glacier des Bossons est le torrent de la Creusaz. Il sort d'un lobe secondaire du glacier, actuellement aux alentours de 2 250 m d'altitude, au pied de l'Aiguille du Midi. Plus bas, le torrent de la Creusette sort lui aussi d'une excroissance latérale du glacier, vers 1 700 m. Comme le système Creusaz/Creusette est issu de lobes secondaires, leur cône torrentiel a pu se développer car il n'a pas pu être détruit par le glacier. Le cône de la Creusaz est donc le plus imposant de la vallée (juste devant celui de la Griaz), avec un rayon d'environ 1,7 km. Le front du glacier des Bossons est quant à lui, celui qui descendait le plus bas de toute la vallée de Chamonix durant le PAG (en dessous de 1 050 m d'altitude). Il l'est encore aujourd'hui. Le torrent des Bossons ne possède donc pas de cône.

Le torrent de la Creusaz a moins subi le retrait glaciaire que les autres torrents de la vallée du fait de sa situation. Le réseau hydrographique au PAG était cependant plus développé qu'actuellement. Sur le lobe de la Creusaz, plusieurs petits affluents, bien encaissés dans le lit rocheux, étaient alimentés par le glacier. Ils sont très bien représentés par le modèle et par les cartes d'Etat Major. Sur le lobe de la Creusette, appelé *torrent des Praz*, par Mougins (1925), le réseau hydrographique était aussi plus étendu mais il n'est pas représenté sur les cartes d'Etat Major, et la simulation des écoulements présente trop d'erreurs pour qu'une interprétation satisfaisante puisse en être faite. La moraine latérale possède plusieurs brèches, dont une très prononcée. Plusieurs photographies, présentées par Fontaine (2015), ainsi que (Mougins, 1925) attestent d'écoulements provenant du glacier et parcourant ces brèches. On peut également y distinguer les traces d'une activité torrentielle se poursuivant à l'aval. Les changements au front du glacier des Bossons sont les plus importants. Comme pour le secteur de la Creusette, le modèle d'écoulement est trop incertain pour en tirer une information fiable. La qualité du MNT semble être la cause des artefacts de la modélisation. La carte d'Etat Major offre plus de précisions et de certitudes. Elle met en avant l'existence d'un émissaire glaciaire en rive gauche. Sur les photographies les plus anciennes (Fontaine 2015), ainsi que sur des gravures (Fig. 3.14), il est possible d'observer les traces d'une activité torrentielle d'origine glaciaire. Au pied de la moraine, à l'endroit où est signalé ce cours d'eau, se trouve un cône qui se distingue assez nettement des autres dépôts (Fig. 3.14 et 3.15).

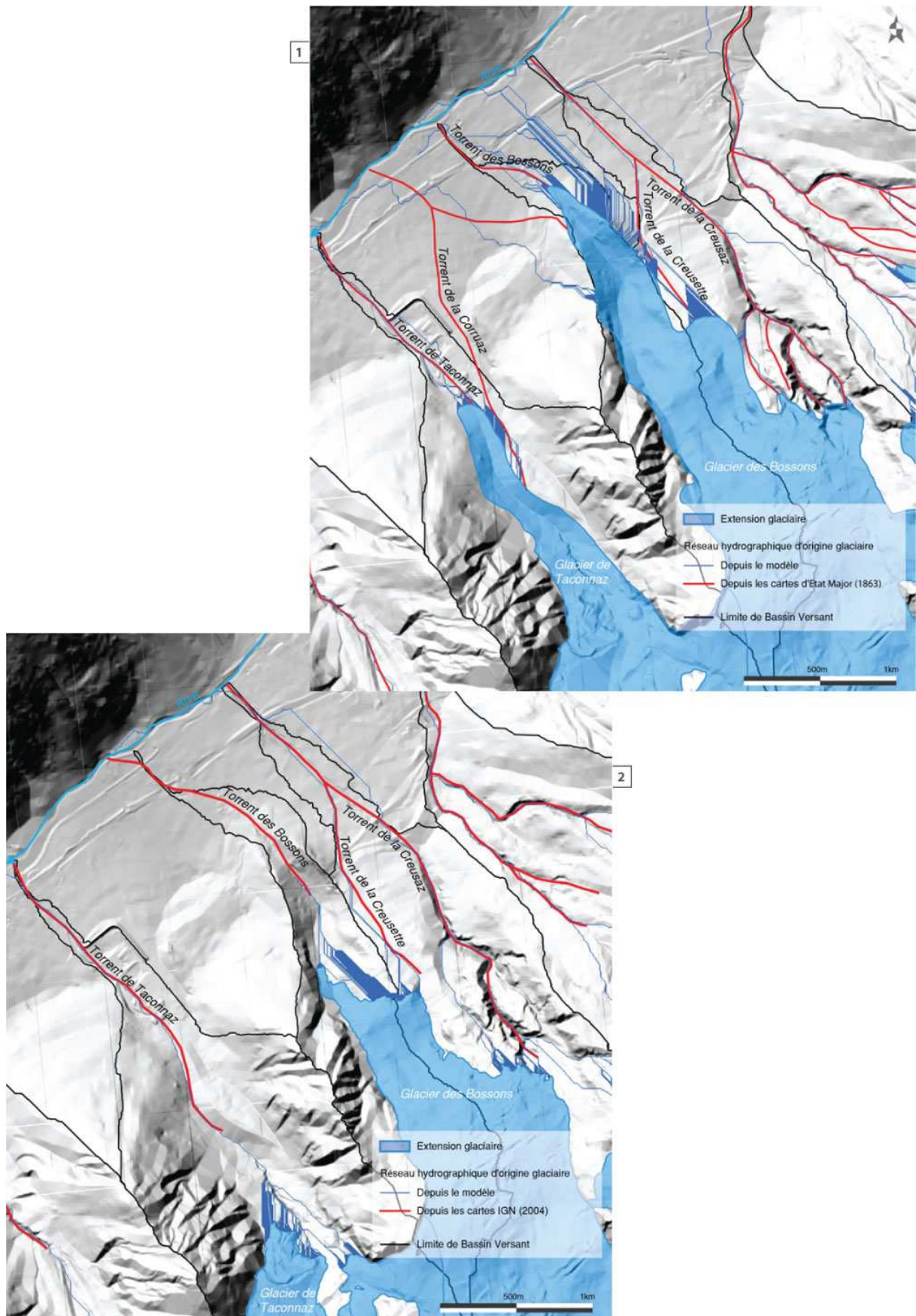


Fig. 3.13 Le réseau hydrographique d'origine glaciaire sur les secteurs des Bossons et de Taconnaz : (1) à la fin du PAG ; (2) en 2008.

Avec le retrait glaciaire, les eaux du torrent des Bossons se sont concentrées à l'intérieur du vallum morainique. Le retrait glaciaire a découvert un espace plan sur lequel s'est mis en place un vaste *sandur*. Plusieurs études se sont intéressées spécifiquement à ce site (Maizels, 1973; Godon, 2013). La configuration du vallum, avec deux imposantes moraines latérales, est assez proche de celle des vallées glaciaires. Le front du glacier se situe actuellement sur un gradin-verrou depuis lequel aucune hiérarchisation du réseau hydrographique n'apparaît. Le torrent des Bossons parcourt ensuite 700 m après les derniers dépôts morainiques du PAG avant de confluer avec l'Arve.

Le réseau hydrographique de la Creusaz s'est nettement simplifié. Le torrent parcourt actuellement un poli glaciaire situé juste au front du glacier. Il s'engouffre ensuite dans une gorge qui atteint jusqu'à 70 m de profondeur jusqu'au cône dont l'apex se situe au niveau du tunnel du Mont-Blanc. Plus à l'aval, le torrent de la Creusaz conflue avec celui de la Creusette.



Fig. 3.14 L'activité torrentielle sur le flanc extérieur de la moraine du glacier des Bossons, vers 1850.

Le torrent de la Creusaz (appelé également torrent de Songenaz) fait partie des torrents les plus actifs de la vallée. Kuss (1900) ou Mougin (1914) ont souligné des ruptures de poches d'eau sous-glaciaires, tous les 4 à 5 ans. Le rapport du PPRI retrace cette fréquence d'épisode de crue qui se poursuit encore actuellement (1996, 1997, 1999, 2004, 2014, 2015 pour les vingt dernières années). L'importance des apports sédimentaires est également soulignée dans ces différents rapports et travaux.

L'historicité du torrent des Bossons est, quant à elle, bien plus disparate d'un point de vue des données. Quelques crues consécutives à des débâcles glaciaires sont recensées, mais peu attestent de la présence d'une véritable dynamique morphologique. Le réseau hydrographique provenant du glacier des Bossons a bien évolué et s'est plutôt contracté, mais il montre combien le contexte géomorphologique et glaciologique complexifie le système torrentiel.

3.3.7 Taconnaz

Le glacier de Taconnaz est une des diffluences de la calotte glaciaire du Mont-Blanc. Il possède de certaines similitudes avec le glacier des Bossons. Il est néanmoins plus confiné que son voisin, entre la montagne de la Côte au nord-est et la montagne de Taconnaz au sud-ouest. Le vallum du PAG est constitué par une importante moraine latéro-frontale droite. La moraine latérale gauche est, elle,

plaquée sur le versant. Le glacier de Taconnaz n'ayant pas atteint le fond de vallée, le torrent possède donc un cône torrentiel bien plus développé que celui du torrent des Bossons (Fig. 3.15)

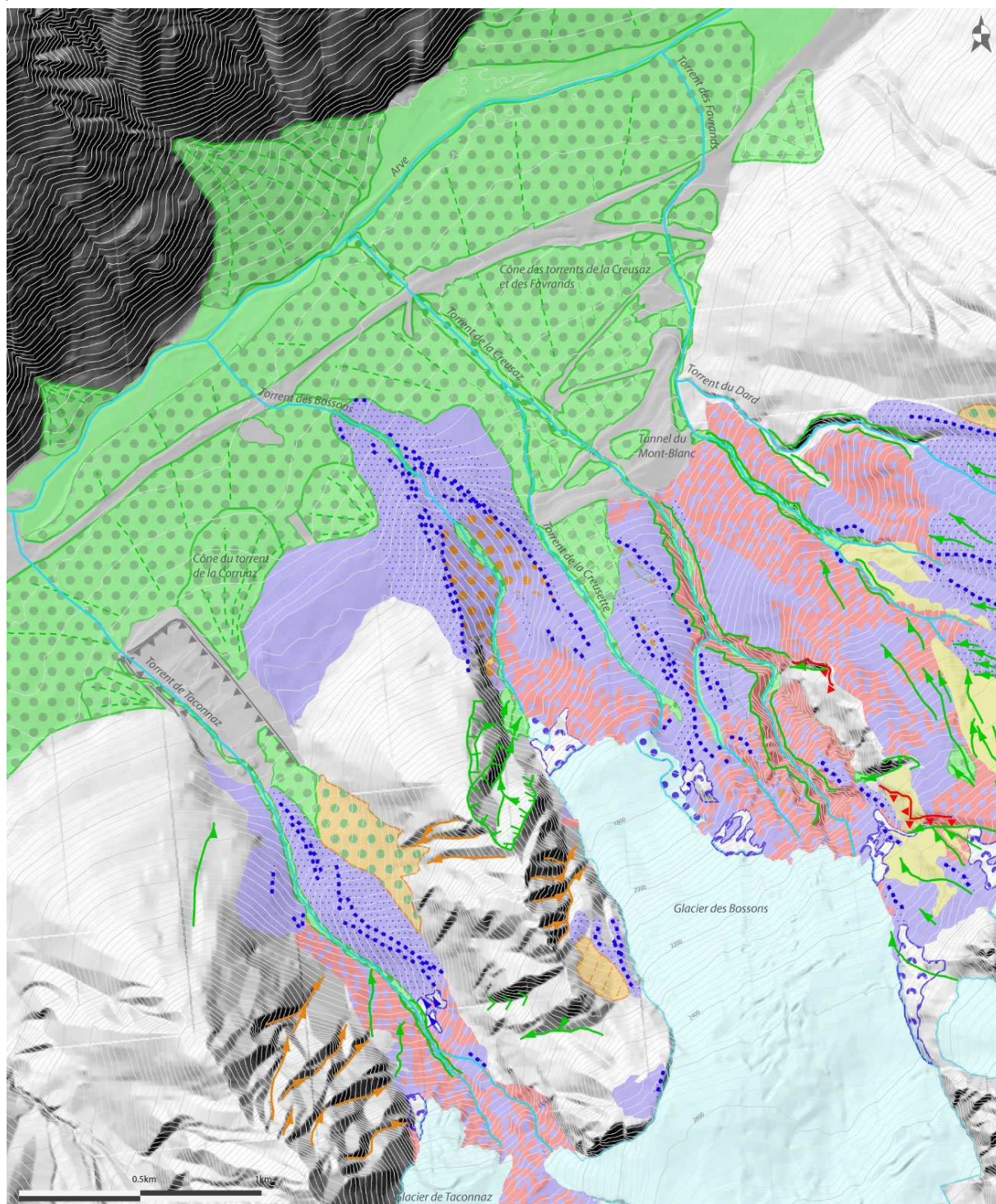


Fig. 3.15 Cartographie géomorphologique des bassins des torrents de l'Arveyron d'Argentière, du Groumot et de la Pendant. Légende Annexe 2.

L'ouvrage paravalanche de Taconnaz, actuellement le plus grand du monde, modifie trop les conditions d'écoulement pour que la simulation des écoulements à la fin du PAG soit juste. Néanmoins, la modélisation montre que le rebord extérieur de la moraine latéro-frontale droite était drainé par les eaux de fusion glaciaire. Cet écoulement est en fait le témoignage d'un torrent désormais

éteint. Au pied (externe) de cette moraine, la carte IGN indique toujours l'existence du torrent de la Corruaz dont il n'existe aucune trace d'écoulement récent. Le rapport du PPRI signale le torrent comme éteint car désormais déconnecté du glacier. Mougin (1914) en fait également référence dans son inventaire et ne laisse place à aucun doute quant à l'origine glaciaire du torrent :

« Issu de l'extrémité orientale du front du glacier de Taconnaz, le torrent de la Corruaz est séparé à son origine de celui de Taconnaz par des dépôts morainiques. Son charriage considérable le fait divaguer fréquemment et il est arrivé que ses eaux qui se dirigent vers Chamonix sont allées rejoindre celles de Taconnaz un peu plus bas. Non sans qu'elles aient été parfois guidées par la main des gens de Montquart. [...]. Mais en raison du peu de d'importance du débit du torrent, les dégâts de la Corruaz ne sont ni fréquents, ni considérables.

Cependant, en 1892, dans la nuit du 26 au 27 juin, « le torrent de la Corruaz a été grossi par une avalanche de terre et de pierres, mélangées d'eau, qui est descendu qu glacier de Taconnaz. En un instant une partie des propriétés du hameau des Granges et de Montquart a été inondée et les récoltes et pâturages de vingt quatre propriétaires ont été complètement détruits » Ce phénomène ne serait-il pas dû au brusque écoulement d'une poche d'eau intraglacière? Tout semble le prouver : sa soudaineté, son isolement, son intensité, qui se traduit par la formation d'une lave. »

La carte d'Etat Major indique également le torrent de la Corruaz comme un émissaire du glacier de Taconnaz. Le témoignage de Mougin démontre donc qu'il possédait une activité morphologique générée par les eaux provenant du glacier. Celle-ci était certes peu intense et fréquente, mais suffisante pour générer une divagation sur son cône et provoquer occasionnellement des inondations et des engravements de champs et d'habitations. Les dépôts torrentiels forment même un *proto-cône* qu'il est possible de distinguer de celui de Taconnaz (Fig. 3.15). La partie orientale de la tête de bassin du torrent de la Corruaz, située sur la Montagne de la Côte, est marquée par un important tablier d'éboulis alimenté par plusieurs couloirs. Les matériaux du torrent de la Corruaz provenaient donc du flanc extérieur de la moraine latéro-frontale de Taconnaz, mais aussi de la reprise du tablier d'éboulis et des dépôts de laves provenant de ce dernier.

Le découplage du torrent de la Corruaz et du glacier de Taconnaz s'est opéré entre 1921 et 1926 comme le montre la série photographique des Tairraz (Fig. 3.16). Une première déconnexion s'est probablement produite autour de 1915, puis le glacier de Taconnaz légèrement avancé jusqu'en 1920, de façon concomitante au glacier des Bossons (Fig. 2.3). Le lobe alimentant le torrent de la Corruaz semble avoir plus progressé que le front du glacier de Taconnaz. Le retrait après 1920 est plus rapide, et dès 1926, le glacier est totalement déconnecté de la ravine de la moraine où le torrent apparaissait. L'alimentation du flanc extérieur de la moraine PAG de Taconnaz s'est poursuivie bien plus tardivement que sur les autres grands glaciers de la vallée que nous avons abordés. Une explication envisageable est la formation de deux crêts morainiques parallèles qui auraient joué le rôle de *gouttière*, drainant une partie des eaux vers une brèche dans la moraine. De plus, cette moraine latéro-frontale est située juste au pied du gradin rocheux sur lequel se retire actuellement le glacier de Taconnaz. En conséquence, celui-ci pouvait exercer une pression bien plus importante sur l'édifice morainique, contribuant à contraindre une partie des écoulements vers le haut et le bassin du torrent de la Corruaz. En 1939, seule la partie centrale de la moraine est dénudée. En amont, à une altitude supérieure de 100 mètres, la végétation est déjà visible. Cela tend à prouver que le ravinement de la moraine est lié uniquement au couplage avec le glacier. En 1949, le flanc extérieur de la moraine est déjà totalement végétalisé. Le tablier d'éboulis produit encore des laves dont les dépôts n'atteignent pas le cône. En aval, la végétation ne permet plus de distinguer le torrent. En 2012, le tablier ne montre aucune trace d'activité récente. La dernière crue attestée du torrent de la Corruaz date de 1882 (Mougin, 1914, rapport du PPRI).

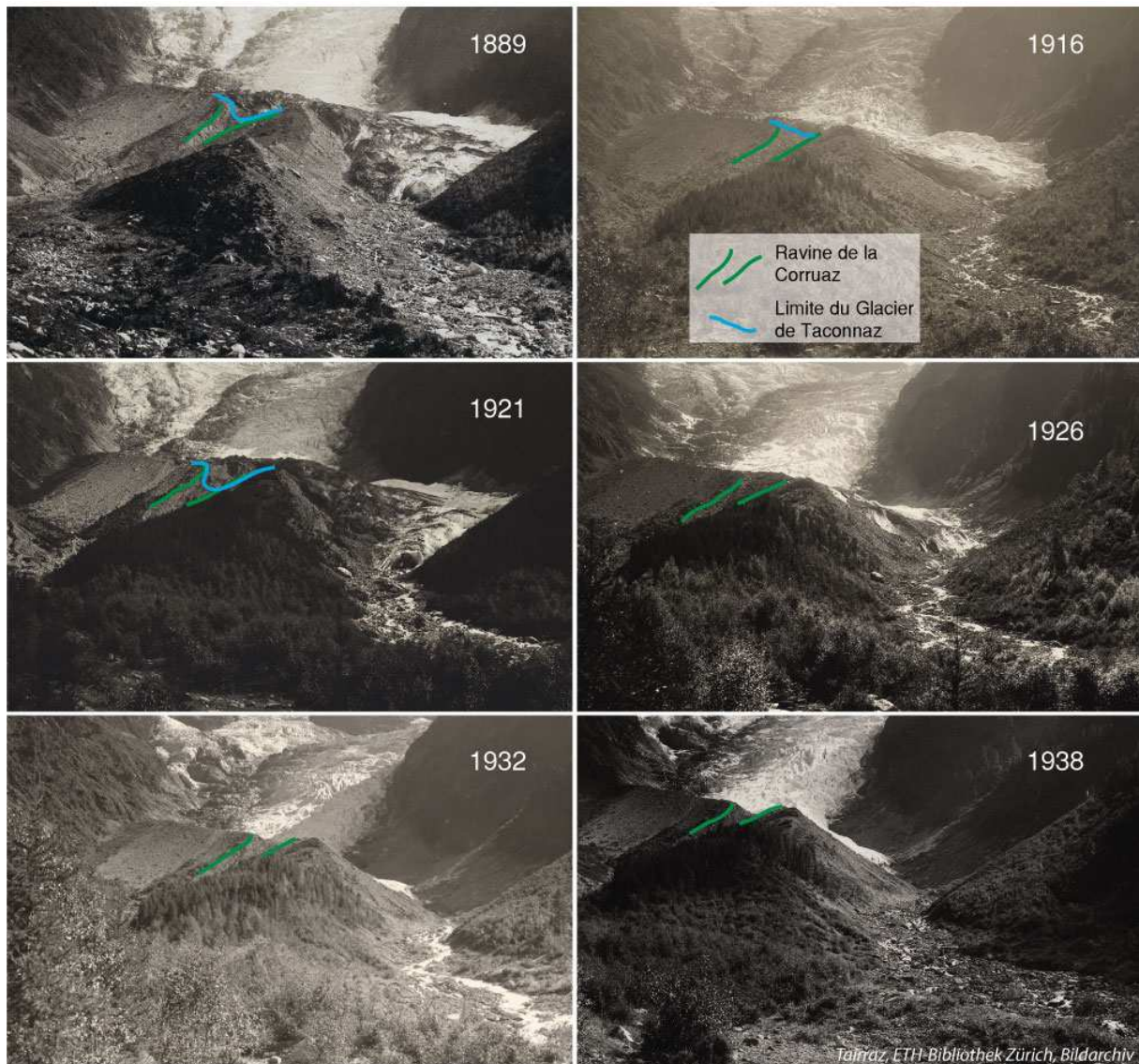


Fig. 3.16 La déconnexion du glacier de Taconnaz au torrent de la Corruaz. Photographie Tairraz.

Actuellement, le torrent de Taconnaz sort du glacier à la côte de 2140 m, soit un peu plus haut que le front du glacier (1935 m en 2012). Un affluent provenant d'une diffluence du glacier des Bossons (front à 2250 m en 2012) conflue avec le torrent de Taconnaz à 1765 m. Il existe un troisième front glaciaire situé à 2400 m mais qui ne génère aucun écoulement visible depuis les photographies aériennes. La dissociation des lobes glaciaires s'était déjà produite à la fin des années 1940. A la faveur de la ré-avancées des années 1970/1980, les trois fronts avaient à nouveau fusionné puis, se sont re-séparés. Le torrent de Taconnaz déborde parfois encore, notamment du fait de débâcles glaciaires (rapport du PPR). Vers 2000 m, les eaux provenant du front principal empruntent des gorges relativement encaissées, qui permettent de concentrer et de fixer le tracé des écoulements.

Le réseau hydrographique provenant du glacier de Taconnaz s'est donc dans un premier temps simplifié lorsque le torrent de la Corruaz s'est trouvé déconnecté. Il se complexifie désormais plus en amont puisque les eaux proviennent de plusieurs fronts glaciaires.

3.3.8 Les bassins du Bourgeat et de la Griaz

Les torrents de Bourgeat, et surtout de la Griaz, occupent une place bien singulière parmi les torrents proglaciaires de la vallée de Chamonix : ce sont des torrents à laves. Ils possèdent de grands cônes (respectivement les troisièmes et deuxièmes plus grands) alors que leur bassin est inférieur à 5 km². Ils ne sont alimentés que par de très petits glaciers. Bien que l'englacement de leur bassin versant soit donc faible, la responsabilité des glaciers est évoquée lors de certaines crues imputées à des ruptures de poche d'eau. C'est le cas de la crue du 19 juillet 2015 sur le torrent de la Griaz. En revanche, la fourniture sédimentaire est principalement régie par des processus périglaciaires. Du fait de leur incertitude trop importante, les données d'extension des glaciers ne permettent pas de retracer l'évolution du réseau hydrographique PAG. Etant donnée la configuration du site, on peut raisonnablement penser qu'un culot d'avalanche, pérenne *a minima*, voire un glacier régénéré devait se situer au pied du bassin de réception, à la confluence avec le ravin des Arandellys, vers la côte 1300 mètres. La configuration du Bourgeat est plus complexe et les hypothèses sont difficiles à imaginer et étayer. Mais la structure globale, similaire à celle du bassin de la Griaz et l'imposante taille du cône du torrent laissent imaginer qu'il a pu être très actif dans des temps passés.

Les laves du torrent de la Griaz ont largement été reportées par les premiers touristes, notamment après la crue survenue en 1814 alors que l'impératrice Marie-Louise était en visite à Chamonix. Le torrent fait l'objet d'une section à lui tout seul dans l'inventaire de Mougin (1914) qui recense 28 crues entre 1814 et 1907, dont 13 entre seulement 1893 et 1907. Le torrent du Bourgeat est, quant à lui, bien moins actif. Ses crues ne sont ni fréquentes ni violentes.

3.4 Analyse à l'échelle de la vallée de Chamonix

3.4.1 L'évolution de la longueur des torrents, un indicateur de l'impact du retrait glaciaire sur les torrents

L'évolution de la longueur des torrents est un bon indicateur qui se révèle efficace pour appréhender les changements torrentiels induits par le recul des glaciers. Il est, en effet, démontré que l'activité géomorphologique d'un site proglaciaire décline avec l'augmentation de la distance au glacier (Geilhausen et *al.*, 2012 ; Carrivick et *al.*, 2013). Les auteurs, qui ont travaillé sur plusieurs bassins versant englacés alpins, attribuent cette tendance au confinement du fond de vallée et à la domination progressive des processus fluviaux. Le recul des glaciers peut en effet laisser apparaître des puits sédimentaires tels que les *sandurs* (Ballantyne 2002) ou les lacs (Ballantyne, 2002 ; Mercier, 2007 ; Tunnicliffe et Church, 2011). En utilisant les données d'extension des glaciers et du réseau hydrographique, nous avons mesuré la longueur des torrents depuis le front glaciaire jusqu'à la confluence avec l'Arve à la fin du PAG et en 2008 (Fig. 3.17). En raison de l'incertitude et du peu de lisibilité des résultats, nous n'avons pas intégré les extensions des années 1970.

La longueur de tous les torrents s'est accrue, mais suivant des proportions différentes. Les torrents émissaires des plus grands glaciers sont ceux dont la longueur a le plus augmenté. Ainsi la longueur de l'Arveyron de la Mer de Glace a doublé en un peu moins de 200 ans, gagnant plus de 2,3 km. L'évolution de l'Arveyron d'Argentière est encore plus spectaculaire puisque sa longueur, du glacier à l'Arve, a augmenté de 336%. Lors du maximum PAG de 1600, le glacier d'Argentière arrivait presque en contact avec l'Arve ; le front du glacier est actuellement à près de 2 km de la confluence de l'Arveyron avec l'Arve. L'accroissement de la longueur est également importante pour les torrents du Bisme, des Bossons et de Taconnaz dont les glaciers qui les alimentent atteignaient le fond de vallée. Pour les glaciers plus petits, l'augmentation de la longueur est de l'ordre de quelques centaines de mètres. Les cas des torrents de la Griaz et du Bourgeat doivent être pris avec précautions compte tenu de l'incertitude de l'extension des glaciers au PAG. Enfin, on peut souligner le cas particulier du

torrent de la Creusaz, issu d'un lobe secondaire du glacier des Bossons, pour lequel les conséquences du retrait ont été moins importantes.

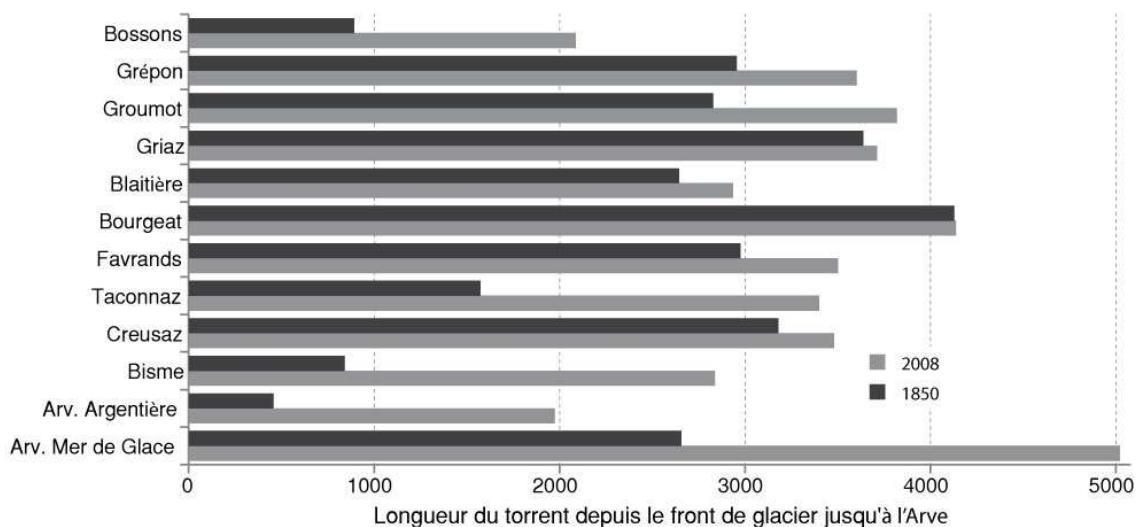


Fig. 3.17 Evolution de la longueur des torrents de la vallée de Chamonix entre 1850 et 2008

Parmi les singularités du réseau hydrographique proglaciaire, il faut noter que la longueur des torrents à la fin du PAG n'était pas proportionnelle à la taille du bassin versant (Fig. 3.18). Désormais, une tendance s'amorce : la longueur des torrents s'ajuste progressivement à la taille des bassins. Le développement linéaire des torrents reste néanmoins largement sous-dimensionné.

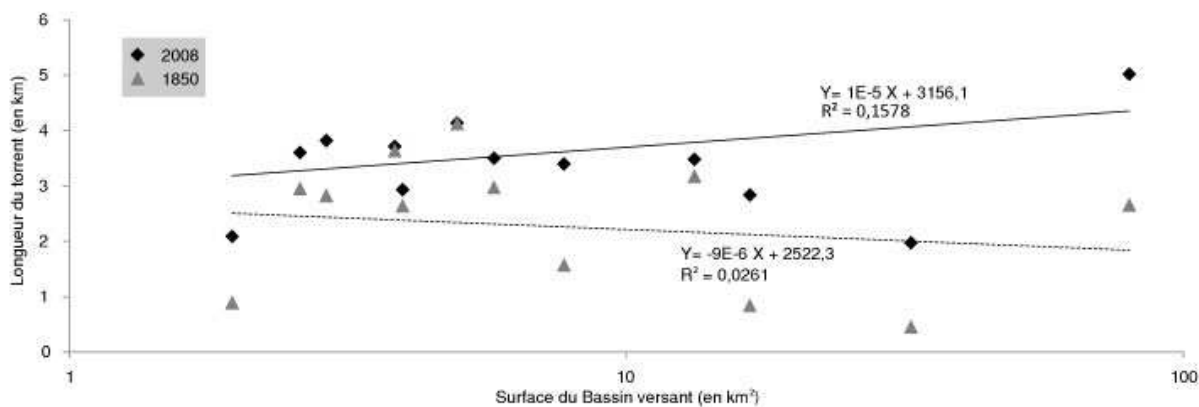


Fig. 3.18 Longueur des torrents en 1850 et 2008 en fonction de la taille du bassin versant

L'analyse du réseau hydrographique à partir de la longueur des torrents permet d'avoir un indicateur simple sur l'ampleur des changements que peut subir un torrent avec le retrait glaciaire. Il est néanmoins basé sur une démarche hypothétique mais repose sur les conclusions de plusieurs auteurs. L'analyse en plan du réseau hydrographique est plus complexe mais apporte un niveau de lecture supérieur.

3.4.2 L'évolution des densités de drainage

La densité de drainage permet de mesurer le niveau de développement du réseau hydrographique (Bravard, 1997). Cet indicateur, introduit par Horton (1932), est utilisé pour comparer des bassins versant, même de taille différente. Il n'a que rarement été utilisé de manière diachronique afin de démontrer l'évolution d'un réseau hydrographique (Roussel, 2005). Nous avons choisi d'utiliser cet indicateur structurel afin de d'évaluer l'efficacité du drainage des bassins versants. L'évolution de la densité de drainage peut donc être vue comme un indicateur du potentiel de la fourniture sédimentaire. En effet, plus le réseau sera étendu, plus il sera enclin à remobiliser des volumes sédimentaires qui seront ensuite dirigés vers le chenal principal. La densité de drainage est définie de la manière suivante :

$$D_d = \frac{\sum L_i}{A}$$

Où D_d est la densité de drainage exprimée en km/km², $\sum L_i$ est la somme de la longueur de tous les cours d'eau du bassin versant et A est la surface du bassin versant.

Cette méthode permet de calculer la densité de drainage à partir du réseau hydrographie représenté sur les cartes d'Etat Major et sur les cartes IGN. Pour le calcul de la densité de drainage du réseau hydrographique simulé, la méthode de calcul est la différente, car les données ne sont pas sous une forme vectorielle mais raster :

$$D_d = \frac{\sum C_{i>1} \cdot r}{A}$$

Où $\sum C_{i>1}$ est la somme des cellules du réseau hydrographique simulé (donc supérieur à 1) et r est la taille de la cellule.

Cela signifie que chaque pixel correspondant au réseau hydrographique a une longueur de cours d'eau de 4 m, dans notre cas. Cette méthode de calcul ne permet pas, dans cette application, de calculer la longueur dans une direction diagonale tel que décrit par Tarboton (1997). La longueur est donc légèrement sous-estimée. Il est nécessaire d'appliquer les deux méthodes (cartes et modèles), qui présentent toutes deux des biais, afin de limiter au maximum les erreurs d'interprétations. D'une part, la modélisation du réseau hydrographique possède de nombreux artéfacts, comme nous avons pu l'observer, et certains résultats pour le PAG sont faussés par les constructions humaines qui ont modifié les conditions d'écoulement. D'autre part, l'utilisation des cartes peut comporter des biais puisque le dessin du réseau hydrographique relève d'une certaine interprétation. Pour un cartographe, un cours d'eau pourra être pérenne alors que pour un autre il ne le sera pas. Cette remarque est d'autant plus vraie pour les torrents proglaciaires dont la variabilité interannuelle du débit est très marquée. En fonction de la saison et des conditions météorologiques, la perception des écoulements ne sera donc pas la même. Par exemple, la cartographie IGN relie rarement les torrents proglaciaires aux fronts glaciaires, alors que sur les cartes d'Etat Major, ils le sont systématiquement. Il est difficile d'interpréter ce fait comme relevant d'une réalité hydromorphologique ou de sensibilités différentes d'interprétation.

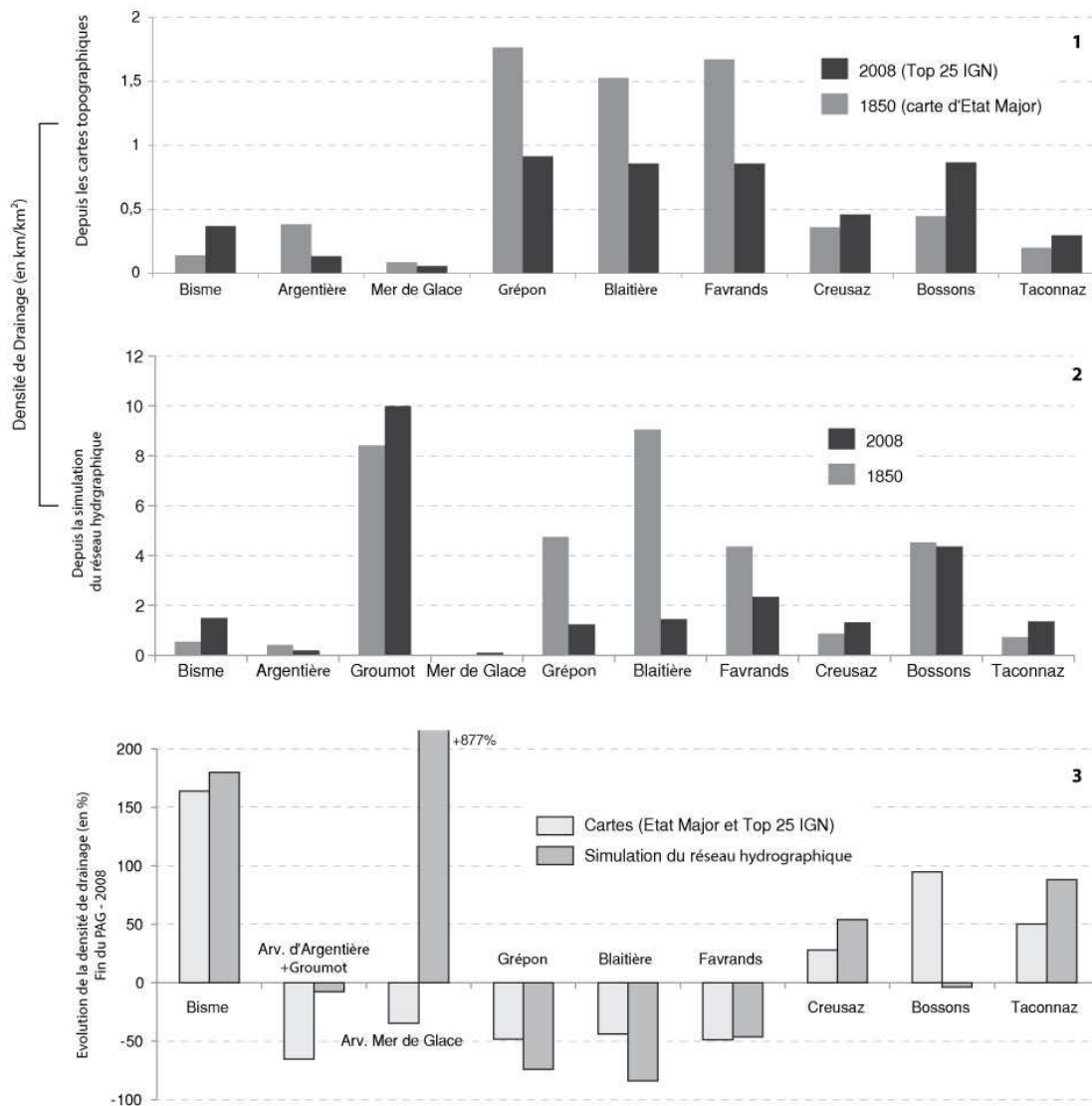


Fig. 3.19 (1) Les densités de drainage au PAG et en 2008 calculées depuis les cartes IGN et d'Etat Major ; (2) Les densités de drainage au PAG et en 2008 calculées depuis la simulation du réseau hydrographique ; (3) Comparaison de l'évolution relative des densités de drainage entre les deux méthodes

La comparaison des deux méthodes (Fig. 3.19) montre tout d'abord que, logiquement, les densités de drainage provenant de la modélisation sont largement surestimées, avec un rapport moyen de quatre, en comparaison aux valeurs obtenues depuis les cartes. Afin de pouvoir comparer les deux méthodes dont les ordres de grandeur sont différents, nous avons confronté l'évolution relative des densités de drainage entre la fin du PAG et 2008 (Fig. 3.19). Les deux méthodes offrent alors des tendances similaires. Elles ne sont pas significatives pour le bassin de l'Arveyron de la Mer de Glace pour lequel les valeurs de densité de drainage sont trop faibles. Les évolutions sont donc très exagérées. C'est aussi le cas pour le système de l'Arveyron d'Argentière et du torrent du Groumot. Enfin, concernant le cas du glacier des Bossons, la différence peut en partie s'expliquer par la surestimation du réseau hydrographique à la fin du PAG du fait de la mauvaise qualité du MNT. Pour les torrents où la tendance est concordante, Les données issues de la modélisation semblent amplifier les changements. Il est donc possible de considérer les deux méthodes comme valides et significatives, sous réserve de cas particuliers.

Les résultats de l'évolution des densités de drainage décrivent des comportements et des tendances différentes suivant le type de glacier. La densité de drainage a une relation inverse à la taille du bassin

versant. Cette relation tend à s'atténuer (Fig. 3.20) du fait de la diminution du développement du réseau hydrographique dans les plus petits bassins. En analysant plus en détail les évolutions, on s'aperçoit que plusieurs torrents voient leur densité de drainage augmenter. Il s'agit des torrents dont le retrait actuel s'effectue sur le socle rocheux sur lequel les écoulements sont plus diffus. *A contrario*, pour les trois glaciers du Plan de l'Aiguille, la diminution de la densité de drainage démontre très bien la contraction du réseau hydrographique à l'intérieur des édifices morainiques, plus efficaces pour concentrer les écoulements.

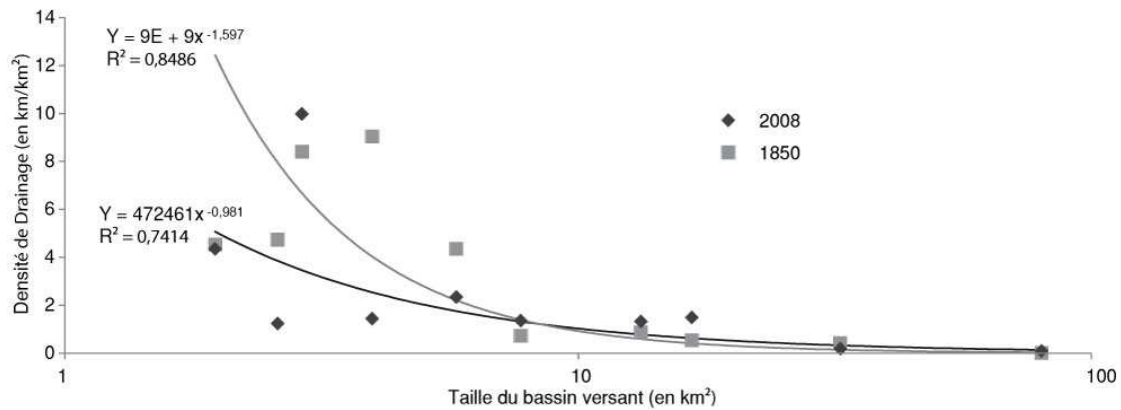


Fig. 3.20 Les densités de drainage en fonction de la taille du bassin versant en 1850 et 2008

A l'échelle de notre étude, les résultats du calcul des densités de drainage ont un apport relativement limité du fait des artefacts trop nombreux provoqués par la faible qualité du MNT. Le réseau hydrographique simulé n'est pas partout réaliste. Ils constituent néanmoins un exercice intéressant dans le but d'une reconstitution, puis d'une analyse de l'évolution du développement des cours d'eau proglaciaires. Il sera souhaitable de reproduire la méthode avec des MNT plus adaptés et à des échelles plus vastes.

3.4.3 Le (dé)couplage du réseau hydrographique aux sources sédimentaires

Les reconstitutions réalisées à partir des modèles et des supports cartographiques mettent en avant que le réseau hydrographique a nettement évolué avec le retrait glaciaire (Fig. 3.21). Son approche structurale et quantitative, par les densités de drainage, permet d'évaluer le potentiel de remobilisation des stocks sédimentaires. Il faut néanmoins que les écoulements se produisent sur des surfaces qui contiennent des matériaux remobilisables. Une approche plus fonctionnelle apparaît nécessaire et complémentaire à cette première étape. Les données de simulation du réseau hydrographique ont été croisées avec l'information des cartes géomorphologiques. Le but est d'analyser sur quel type de surface se produisent les écoulements, afin d'évaluer si le réseau hydrographique est couplé ou non à de potentielles sources sédimentaires. Les résultats, obtenus pour la fins du PAG et aujourd'hui, sont ensuite comparés pour savoir si les zones de fourniture sédimentaire ont augmenté ou diminué. Ce type d'approche géostatistique, basée sur la cartographie géomorphologique, reste encore assez rare mais commence à se développer, dans le but notamment d'aborder les discontinuités sédimentaires (Geilhausen et al., 2012).

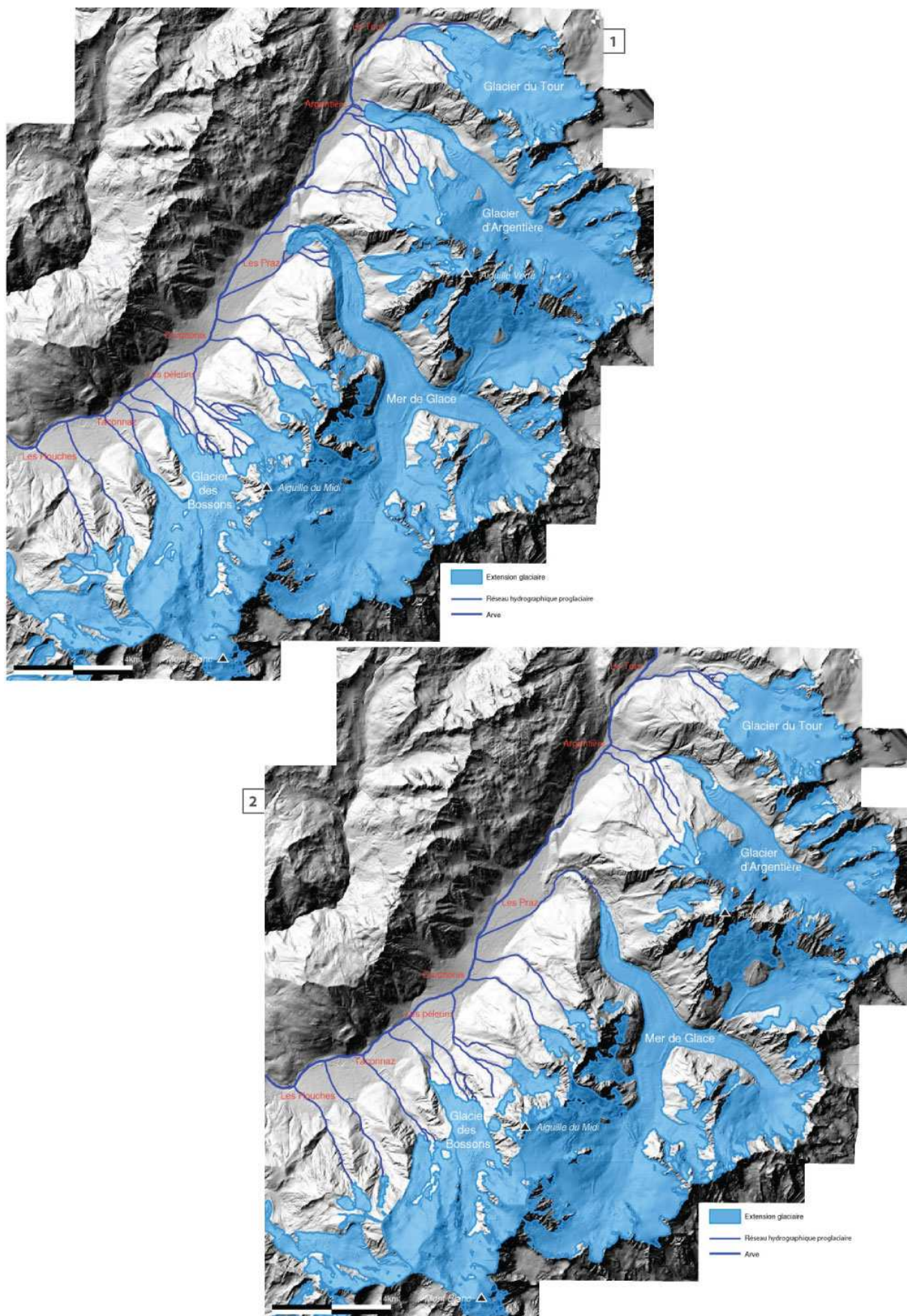


Fig. 3.21 Le réseau hydrographique d'origine glaciaire : (1) au PAG ; (2) actuel.

Pour simplifier la lecture des résultats, les informations géomorphologiques ont été regroupées en cinq classes définissant les types de surface (Fig. 2.9) :

- les surfaces d'accumulation glaciaire regroupant tous les dépôts glaciaires ;
- les surfaces d'accumulation périglaciaire regroupant tous les dépôts périglaciaires ;
- les surfaces d'accumulation fluviale regroupant tous les dépôts fluviaux ;
- les surfaces d'accumulation glaciaires discontinues regroupant les sols sur roche en place et les tills discontinus ;
- les surfaces rocheuses regroupant les affleurements rocheux (ici gneiss et granite).

Pour restreindre au maximum l'effet des artefacts de la modélisation du réseau hydrographique, nous avons choisi de rendre les résultats adimensionnels, c'est-à-dire qu'ils n'expriment que les parts relatives de chaque type de surface sur lequel se produit l'écoulement ; ainsi leur lecture est indépendante de celle de l'importance du développement du réseau hydrographique. Les glaciers d'Argentière et de la Mer de Glace ont été exclus car l'état de l'art nous a permis de voir les spécificités des glaciers de vallée, notamment l'importance des processus latéraux par la remobilisation des flancs internes des moraines latérales. Le chapitre 5 est centré sur les impacts de ces processus dans la dynamique torrentielle.

Les résultats (Fig.3.22) montrent à quel point les types de surface sur lesquels les écoulements glaciaires se produisent ont changé depuis 150 ans. Pour la majorité des systèmes torrentiels, les différences sont très marquées. Vers 1850, les eaux de fusion glaciaire s'écoulaient essentiellement sur des matériaux remobilisables, de 73% (Torrent des Favrands) à 100% (Torrent des Bossons et de Tacconnaz). Les surfaces d'accumulation glaciaire sont les plus représentées, de 54% à 93% du support des écoulements de fusion glaciaire. Désormais, la majorité des écoulements se produisent directement sur le lit rocheux, ou sur des surfaces où la couverture de till est discontinue. Ces résultats montrent qu'en position avancée, les torrents proglaciaires s'écoulent principalement sur des surfaces érodables qui peuvent participer à la fourniture sédimentaire. Une fois les glaciers retirés, les écoulements ne se produisent plus que sur des surfaces où les sédiments sont en quantité très limitée. Cela signifie que les sources sédimentaires potentielles du nouveau réseau hydrographique sont bien moins importantes qu'auparavant.

Trois exceptions sont à relever. La distribution des écoulements du torrent du Grépon a peu évolué. Cette absence de changement relève de la coïncidence puisque le réseau hydrographique du torrent est totalement différent actuellement de ce qu'il était au PAG (Fig. 3.11). Les changements pour ce cours d'eau sont surtout quantitatifs et les résultats, ici relatifs, ne mettent pas en avant l'ampleur de l'évolution du réseau hydrographique du torrent (Fig. 3.22). Pour le torrent de la Creusaz, l'évolution est d'une ampleur également moindre ; l'explication provient ici de la spécificité du système torrentiel issu de lobes latéraux du glacier des Bossons. Comme le retrait est moins important dans la largeur du glacier que dans la longueur, le réseau hydrographique a moins évolué que celui provenant directement du front, comme cela est le cas pour les autres torrents. Concernant le torrent des Favrands, la configuration de la zone proglaciaire est sensiblement identique à la fin du PAG et en 2008 du fait de l'absence de moraine frontale. Les proportions sont donc restées identiques malgré la contraction du réseau hydrographique.

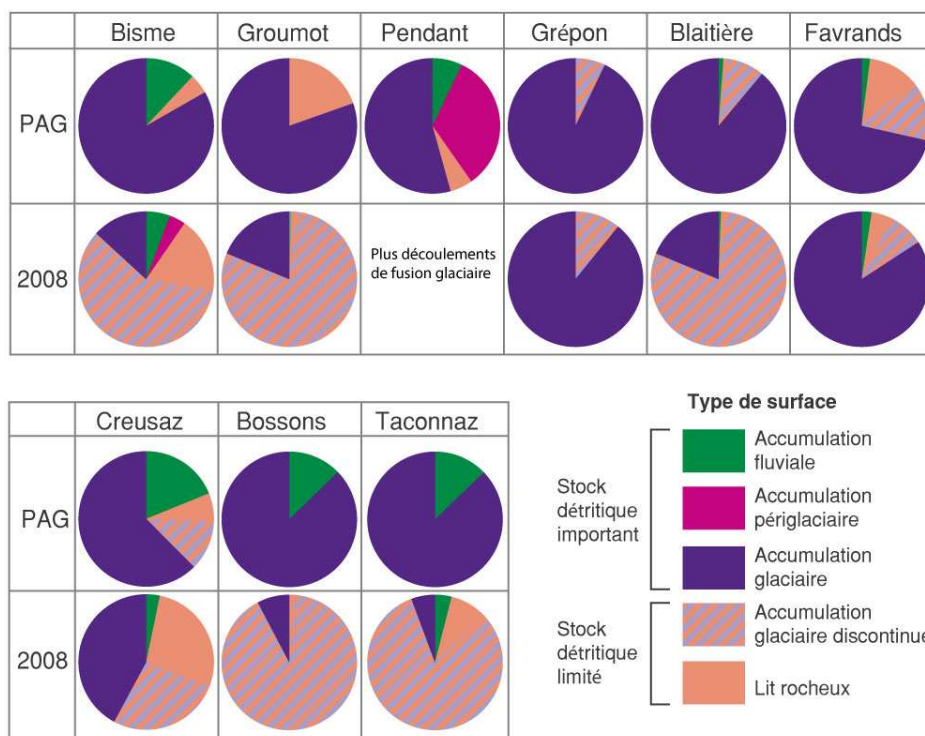


Fig. 3.22 Distribution des types de surface sur lesquels se produisent les écoulements d'origine glaciaire, modélisés pour la fin du PAG et 2008.

La synthèse de l'évolution de la densité de drainage et la nature des surfaces sur lesquelles se produisent les écoulements (Fig. 3.23) montre clairement la diminution de la capacité du réseau hydrographique actuel à remobiliser des stocks sédimentaires. Les torrents dont la densité de drainage a augmenté, ne sont pas couplés avec des sources sédimentaires importantes. Inversement, les deux torrents (Grépon et Favrands) qui ont conservé des écoulements se produisant majoritairement sur des surfaces pouvant participer à la recharge solide du torrent ont vu leur densité de drainage diminuer drastiquement (respectivement 91% et 50%). A partir des deux indicateurs que sont la densité de drainage et le type de surface support du réseau hydrographique, il est possible d'avoir une idée assez précise des évolutions que connaissent les systèmes torrentiels : une diminution de l'efficacité à remobiliser les sédiments, tant de manière structurelle, c'est-à-dire par l'étendue du réseau hydrographique, que fonctionnelle, par le type de surface drainée.

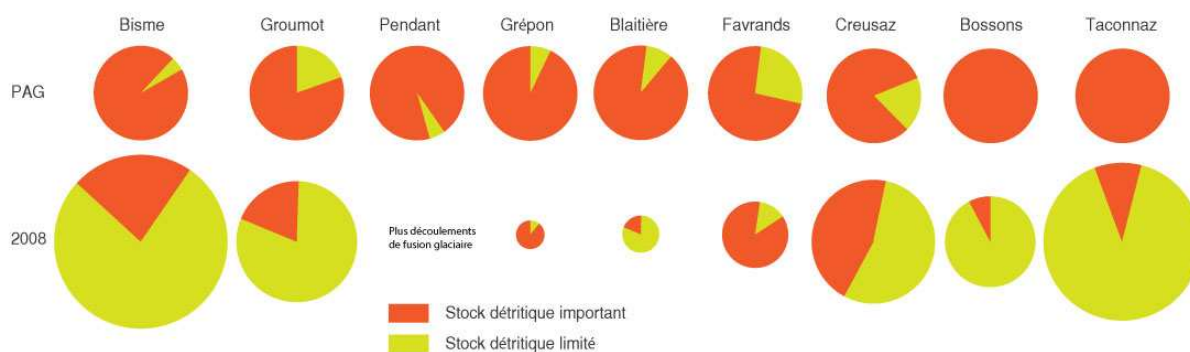


Fig. 3.23 Evolution de la densité de drainage et du type de surface sur lequel se produisent les écoulements entre la fin du PAG et 2008.

3.5 Discussion et synthèse

3.5.1 De la dynamique du réseau hydrographique à la diminution des sources sédimentaires

Le principal résultat qui ressort de notre étude est l'importance de l'évolution de la dynamique du réseau hydrographique. La mobilité du tracé des eaux de fusion glaciaire a été évoquée par un plusieurs auteurs, principalement de manière descriptive (Tricart et Cailleux, 1962; Vivian, 1967; Bravard, 1997; Gomez et al., 2000; Breien et al., 2008) mais rarement de manière quantitative (Roussel 2005). Par contre, l'ampleur des changements du réseau hydrographique est plus surprenante. Le retrait glaciaire n'a pas qu'un simple impact sur la longueur des torrents mais opère une modification profonde de l'organisation même du réseau hydrographique. Il est d'ailleurs probable que les ambiguïtés toponymiques auxquelles nous avons dû faire face proviennent également en partie de l'évolution rapide du tracé des cours d'eau proglaciaires. Enfin, d'autres éléments que nous ne développerons pas, comme les originalités du cadastre actuel, sont aussi des éléments qui convergent avec nos résultats. Le réseau hydrographique au PAG était donc quantitativement différent de ce qu'il est aujourd'hui. Il l'est aussi qualitativement puisqu'il est supporté par des surfaces qui sont moins enclines à fournir des sédiments. Nos résultats concordent donc aux modèles conceptuels de l'évolution de la fourniture sédimentaire au cours d'une séquence paraglaciale de Roussel (2011) ou Cossart et Fort (2008). Ces derniers décrivent l'existence d'*angles morts* dans les espaces désenglacés qui correspondent à des stocks sédimentaires découplés du réseau hydrographique. Les espaces désenglacés de la vallée de Chamonix semblent donc souffrir également de l'inefficacité du réseau hydrographique à drainer les espaces désenglacés.

Les résultats obtenus permettent de distinguer deux phases de l'activité torrentielle. D'une part, quand le glacier est en position maximale : le réseau hydrographique n'est pas contraint par les formations glaciaires ; il atteint son développement maximal. D'autre part, quand le glacier se retire : les eaux se retrouvent confinées par les formes glaciaires, qu'elles soient construites (moraines latérales ou frontales) ou excavées (gorges, vallées). Le réseau hydrographique se contracte alors, plus ou moins fortement suivant les contextes morphologiques et topographiques dans lesquels se produit le retrait et l'importance du confinement exercé par les formes glaciaires héritées. Malgré cela, les densités de drainage peuvent localement augmenter lorsque le retrait se produit sur des surfaces rocheuses, car le système torrentiel est moins contraint et les écoulements plus diffus, donc plus importants en plan.

Les dynamiques glaciaires montrent également à quel point la définition d'un système torrentiel peut être complexe en milieu glaciaire. A l'image des bassins versants karstiques, le bassin versant topographique peut être différent de la zone réelle d'alimentation du fait des écoulements sous-glaciaires. Les bassins versants ne peuvent pas être clairement définis et peuvent être mouvants sur des échelles temporelles relativement courtes. Ainsi, par exemple, le glacier des Nantillons alimentait le torrent de Blaitière (Fig. 3.11) alors que si on s'en tient à la topographie de surface uniquement, il ne devrait ni l'être ni l'avoir été. C'est pourquoi il est aussi difficile de définir clairement l'appartenance d'un glacier à un système torrentiel, et inversement. D'autre part, les avancées tardiglaciaires et du PAG, ont perturbé la formation des cônes. Les émissaires des glaciers qui atteignaient le fond de vallée n'en possèdent pas. Le système torrentiel d'origine glaciaire ne peut donc s'appréhender dans un temps figé et doit être perçu comme un objet mouvant, à différentes échelles spatio-temporelles. Dans un futur proche, le retrait glaciaire devrait se poursuivre à un rythme soutenu.

3.5.2 Typologie des conséquences du retrait glaciaire sur les torrents en fonction de la morphologie glaciaire

Le réseau hydrographique est contraint par les formes glaciaires lors de la phase de retrait. Plusieurs auteurs ont déjà évoqué le rôle du confinement agencé par le passé glaciaire (Russell et *al.*, 2006 ; Geilhausen et *al.*, 2012 ; Carrivick et *al.*, 2013 ; Marren et Toomath, 2014 ; Cossart, 2014). Les résultats que nous avons obtenus permettent de mettre en avant des nuances et des fonctionnements caractéristiques en fonction du contexte géomorphologique des sites. A travers les différentes méthodes utilisées et croisées pour analyser l'évolution du réseau hydrographique (modélisation, utilisation des cartes, témoignages et analyse des photographies et peintures anciennes), nous avons pu dégager dans la vallée de Chamonix trois catégories d'évolution en fonction des types de morphologie sur lesquels se retire le glacier (Fig. 3.24) :

- **le retrait sur des édifices morainiques** est commun à tous les glaciers. Sur toutes les faces externes des moraines latéro-frontales des glaciers étudiés, nous avons pu observer des traces d'une activité torrentielle durant le PAG. Tricart et Cailleux (1962), ainsi que Vivian (1967), avaient souligné les traces de l'action de l'eau sur les flancs extérieurs des moraines terminales, sans toutefois les formaliser. Nos observations permettent de décrire toute une gamme de l'activité torrentielle, du simple ravinement, engendré par des écoulements intermittents, à la présence de cours d'eau permanents, comme le torrent de la Corruaz, le torrent de la Pendant, ou encore l'émissaire secondaire de la Mer de Glace. Nous avons pu voir également que la déconnexion des glaciers a été plus ou moins progressive depuis la fin du PAG. Le différentiel provient en fait du confinement du système torrentiel proglaciaire lors de la phase de retrait du glacier. Si le torrent est très confiné, l'effet de seuil lié au retrait est fort. En revanche, les cas d'Argentière ou du glacier des Pèlerins montrent que si la moraine frontale est moins importante, avec par exemple la présence de nombreuses brèches, la zone proglaciaire est mieux drainée car le confinement est moindre ;
- **le retrait sur un gradin-verrou** se formalise par une augmentation de la densité de drainage. Mais, en l'absence d'une véritable couverture détritique du glacier, le nouveau réseau hydrographique n'est pas efficace pour fournir des sédiments au torrent. La tête de bassin remonte progressivement. Pour les gradins-verrou, le niveau d'incision des gorges est primordial sur la stabilité du réseau. Si l'encaissement est faible, il traduit la jeunesse du réseau hydrographique et celui-ci est alors plus enclin à changer rapidement. Vivian (1967) avait remarqué la mobilité et l'importance du drainage des glaciers dont le front se situait sur le substratum rocheux, en illustrant son propos par l'exemple du glacier du Tour. Dans le cas contraire, il est plus hiérarchisé et donc plus stable. Le cas du Rocher des Mottets pour la Mer de Glace a démontré aussi qu'une fois le gradin-verrou franchi par le glacier en retrait, il n'est plus drainé du tout. Lorsque le front du glacier se situe dans une gorge, il peut soit revêtir le caractère d'un retrait sur un verrou-gradin, soit d'une vallée glaciaire (cf. paragraphe suivant). La connaissance de la structure du réseau hydrographique sous-glaciaire pourrait permettre d'anticiper les dynamiques futures du nouveau réseau hydrographique ;
- **le retrait dans une vallée glaciaire** est plus complexe à appréhender. Les glaciers de vallée possèdent une topographie déjà organisée à l'échelle du bassin versant. Cela signifie que le réseau hydrographique découvert avec le retrait est déjà hiérarchisé, contraint par la vallée glaciaire et les affluents qui descendent via épaulements. En revanche, à une échelle plus fine, le chenal n'est plus organisé. Le fond de vallée trahit la jeunesse du système fluvio-torrentiel. La présence de lacs traduit, par exemple, l'immaturité d'un réseau hydrographique (Bravard, 1997). Les glaciers de vallée sont ceux qui connaissent les reculs les plus forts. La conséquence directe est l'allongement considérable de l'émissaire, de l'ordre de plusieurs

kilomètres pour les deux cas de la vallée de Chamonix. De ce fait, les torrents issus de glaciers secondaires du bassin ne confluent plus avec le glacier mais directement avec le cours d'eau principal. Leur signal dans le système torrentiel n'est donc plus filtré par le glacier. Aussi, grâce au tour d'horizon de la littérature scientifique, abondante sur le sujet des glaciers de vallée, nous savons que les dynamiques sédimentaires latérales sont assez spécifiques ; ces dynamiques spécifiques sont étudiées dans le chapitre 5.

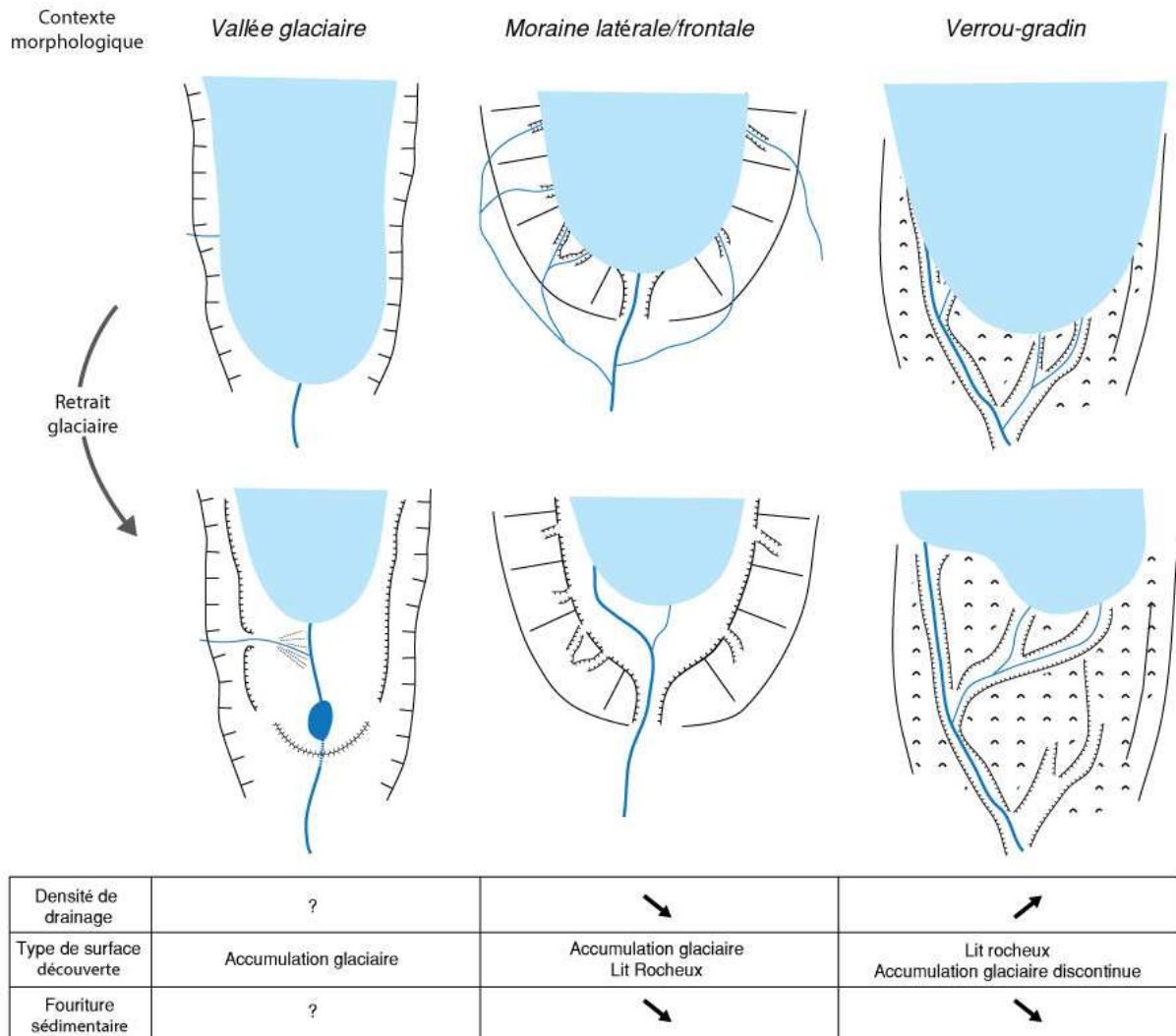


Fig. 3.24 Les modalités de l'évolution du réseau hydrographique avec le retrait glaciaire en fonction du contexte géomorphologique.

Le retrait glaciaire est, dans les faits, complexe et compose avec les trois grands types que nous venons d'exposer. Pour les petits glaciers, l'évolution est simple, et consiste généralement en la contraction du réseau hydrographique à l'intérieur de l'édifice morainique. Pour les grands glaciers, la configuration est différente. Au PAG, ils arrivaient en effet en fond de vallée ; le retrait post-PAG a donc d'abord eu les modalités du retrait sur un édifice morainique. Ensuite, la distinction doit être faite entre les glaciers de versant pour lesquels le retrait s'est effectué sur un gradin-verrou et les glaciers de vallée. Pour ces derniers, le retrait a pu s'opérer également sur un gradin-verrou. C'est le cas du rocher des Mottets pour la Mer de Glace et de la Pierre à Bosson pour le glacier d'Argentière. On peut enfin noter que l'édifice morainique du PAG du glacier des Bossons, constitué de deux grandes moraines latérales, peut s'apparenter à une vallée glaciaire. Cette typologie met aussi en avant le fait que la

diversité des modalités du retrait glaciaire est étroitement liée à la variété même de l'englacement évoqué dans la partie 2.2.3. En effet, le type (de vallée, de montagne ou glacier) et la forme (bassins composés, bassin composé, de cirque ou de niche) des glaciers conditionnent logiquement le contexte morphologique et donc l'évolution du réseau hydrographique et de la fourniture sédimentaire.

3.5.3 L'importance de la torrentialité au PAG

Derrière l'évolution et la contraction du réseau hydrographique d'origine glaciaire, c'est en fait l'importance de la torrentialité dans la vallée de Chamonix durant le PAG qui s'exprime. L'activité sur les flancs extérieurs des moraines latéro-frontales est le signe le plus évocateur de l'importance de l'activité torrentielle lors des positions maximales des glaciers. Nous avons pu montrer des traces d'activités torrentielles sur toutes ces formations glaciaires et les disparitions de torrents, comme celui de la Corruaz, émissaire du glacier de Taconnaz, ou du Lavoussé, émissaire de la Mer de Glace, qui sont les cas les plus spectaculaires. Nos observations ne sont néanmoins pas isolées. Ainsi, il y a près d'un siècle, Rabot (1920), dont le travail se basait sur les documents d'archives et ses observations directes, écrivait : « *Non seulement ces documents offrent un très grand intérêt historique, mais encore ils mettent en évidence l'ampleur des érosions et des actions de transport exercées par les torrents lors des crues glaciaires. Ces crues déterminant un allongement des lagunes terminales des glaciers, les surfaces soumises à la fusion se trouvent par cela même augmentées ; par suite de volume des eaux issues de ces appareils. Tel ruisseau sortant d'un glacier inoffensif en temps ordinaire, devient un torrent dévastateur. [...] Les paroxysmes glaciaires aboutissent donc à une aggravation de la torrentialité, et lors de ces phénomènes les eaux deviennent les agents de beaucoup les plus actifs.* »

Cette observation corrobore à la fois nos résultats, mais aussi notre démarche méthodologique, en expliquant que l'importance de la torrentialité provient du fait de l'étendue que les eaux de fusion glaciaire pouvaient atteindre.

Le fait que les phénomènes torrentiels proglaciaires étaient plus intenses met également en avant la dissymétrie géomorphologique de la vallée au PAG. La rive gauche de l'Arve était soumise aux fortes dynamiques fluvio-torrentielles, conséquences directes de la position basse des fronts glaciaires. L'importance de l'activité torrentielle se révèle également dans quelques témoignages historiques, car elle a longtemps conditionné l'aménagement de la vallée de Chamonix. Ainsi Payot (1950) écrivait : « *[Le village de Chamonix] était tout entier sur la rive droite de l'Arve qui ravageait les champs. Elle changeait de cours à chaque crue. Les torrents de l'Arveiron, du Greppon ou de Blaitière étendaient leurs déblais au hasard, ôtant toute sécurité à la rive gauche de la rivière.* »

Blanchard (1913) et Rabot (1920) expliquent, par ailleurs, que la destruction de plusieurs hameaux par les glaciers du Tour d'Argentière et de la Mer de Glace, lors des différentes avancées glaciaires au PAG, est surtout liée à la dynamique torrentielle et à la survenue débâcles glaciaires. Bourrit (1785) évoquait également la destruction partielle du village d'Argentière qui était plus développé avant l'avancée du glacier au début du PAG. Ces témoignages mettent donc en avant le corollaire antagoniste de nos observations, c'est-à-dire le développement de la torrentialité concomitant avec les phases d'avancée glaciaires. Par ailleurs, le lien entre glacier et torrent est aussi corroboré à l'échelle de temps Holocène. Ainsi, Ballandras et Lucena (1999) attribuent les séquences de charriage fluvio-glaciaires dans la vallée de Chamonix aux périodes où les fronts glaciaires descendent bas. La dissymétrie de l'activité morphologique entre la rive droite et la rive gauche met aussi à mal la légende chamoniarde, selon laquelle les ouvrages d'art de la voie ferrée sur la commune des Houches ne devraient leur existence qu'à l'assouvissement du plaisir de l'ingénieur en charge des travaux, frustré de ne pas pouvoir en édifier ailleurs. Le viaduc *Sainte-Marie*, qui fait traverser les trains de la rive gauche à la rive droite a en fait été probablement bâti afin d'éviter la difficulté et les risques que représentait le franchissement des torrents proglaciaires. Enfin, il est légitime de se demander si la diminution du nombre de travaux de recherche sur les torrents proglaciaires de la vallée de Chamonix

après le pic atteint aux alentours de 1900 (partie 2.3.1) est la conséquence de la diminution de l'activité torrentielle dans la vallée de Chamonix ? Aucune réponse ne peut être affirmée mais cette remarque participe au faisceau d'indices démontrant la diminution de la morphogénèse torrentielle d'origine glaciaire.

3.6 Conclusions du chapitre 3

Ce chapitre a pu montrer à quel point les torrents proglaciaires pouvaient être atypiques. Tous les repères habituellement utilisés pour étudier les torrents sont brouillés par le système glaciaire : certains torrents ne possèdent pas de cônes du fait de l'avancée des glaciers au PAG, les têtes de bassin sont également totalement désorganisées. Par ailleurs, l'ensemble des connaissances des fluctuations glaciaires (cf. Chapitre 2) montrent que les glaciers ne sont jamais stables. Les bassins versants englacés doivent donc être abordés comme des objets dont les dynamiques morphologiques changent en permanence.

L'étude par différentes méthodes de l'évolution du réseau hydrographique d'origine glaciaire a pu mettre en avant l'importance de son évolution. Le réseau hydrographique tend notamment à s'écouler de plus en plus sur le substratum rocheux. Il est donc de moins en moins enclin à remobiliser des sédiments. En conséquences, la torrencialité, par son emprise spatiale et par la fourniture sédimentaire, était globalement plus importante au PAG qu'actuellement. **A l'échelle de la vallée, le retrait glaciaire depuis la fin du PAG implique donc directement la diminution de la fourniture sédimentaire depuis le front des glaciers et la baisse de l'activité géomorphologique des torrents proglaciaires.** La question reste néanmoins en suspens pour les cas particuliers des glaciers de vallée qui doivent alors être étudiés par d'autres méthodes (chapitre 5 et 6).

Nos résultats ne permettent cependant pas de préjuger de l'évolution des chenaux sur une échelle temporelle plus fine, car l'évolution de ceux-ci peut être régie par des processus internes avec des boucles de rétroaction positives ou négatives (Bravard, 1997).

Nous avons pu également mettre en évidence un certain nombre d'exceptions qui montrent qu'il est nécessaire d'étudier les systèmes glacio-torrentiels au cas par cas pour mieux comprendre leurs spécificités propres. Enfin, la méthode que nous avons employée, mériterait d'être testée à nouveau dans l'avenir avec une couverture lidar plus complète. L'approche que nous avons pu mener en croisant les informations géomorphologiques (fonctionnelles) et du réseau hydrographique (structurelles) peut également avoir d'autres applications dans des environnements différents.

Chapitre 4

*L'apport des données LiDAR aéroportées pour quantifier
les flux sédimentaires en milieu de montagne*

4.1 Introduction

Les chapitres 2, 3 et 4 ont permis de poser les bases du retrait glaciaire à l'échelle des bassins versants torrentiels de la vallée de Chamonix. Les chapitres suivants ont pour objet l'étude des dynamiques morphogènes torrentielles et leur couplage sédimentaire avec les espaces désenglacés récents. Ils sont focalisés sur les trois systèmes glacio-torrentiels les plus imposants de la vallée : l'Arveyron de la Mer de Glace, l'Arveyron d'Argentière et le système Bossons/Creusaz. L'objectif est d'identifier et de quantifier les flux sédimentaires et leurs actions morphogènes. Il est aussi d'établir le niveau de connectivité des sources sédimentaires dans les espaces désenglacés avec les torrents. Pour cela, il est d'abord nécessaire de détailler notre démarche méthodologique basée principalement sur de l'analyse spatiale de données topographique à haute résolution acquises par LiDAR aéroporté.

Il existe différentes méthodes et méthodologies pour caractériser les flux sédimentaires. L'approche hydraulique consiste, par exemple, à étudier le mouvement des particules en fonction à la fois de leurs caractéristiques propres (taille, densité, etc.) et des caractéristiques hydrauliques (débit, pente, etc.). L'instrumentation des cours d'eau est alors la méthode la plus pertinente. Cependant, ce type d'approche directe devient problématique sur des cours d'eau à forte énergie, où l'utilisation des données topographiques devient alors une des méthodes les plus efficaces (Lane *et al.*, 2003). De plus, la méthode hydraulique est spatialement limitée ; elle ne permet pas de prendre en compte les processus non fluviaux ou non torrentiels. Les MNT, analysés de façons diachroniques, c'est-à-dire en comparant la topographie d'un même espace à plusieurs dates, permettent d'établir des bilans sédimentaires et donc de quantifier les flux sédimentaires morphogènes (Stolz et Huggel, 2008). Il existe différentes méthodes pour parvenir à la réalisation d'un MNT : photogrammétrie, radar, laserscanning terrestre, etc. Le LiDAR aéroporté est la méthode que nous avons choisi d'appliquer car elle possède de nombreux avantages à la fois de mise en œuvre mais aussi de résultats, que nous détaillerons. Son échelle d'utilisation, à la fois spatiale et temporelle, correspond au mieux à nos besoins (Fig. 4.1), même si les champs d'applications sont amenés à évoluer encore avec l'arrivée de nouvelles technologies. Aussi, l'utilisation des MNT à haute résolution dans les marges proglaciaires se montre de plus en plus décisive pour appréhender au mieux la complexité de ces systèmes géomorphologiques (Heckmann *et al.*, 2015). Enfin, l'exploitation des données LiDAR pour la quantification des flux de sédiments grossiers dans des environnements complexes est un objectif certain pour les gestionnaires des torrents.

L'utilisation de données topographiques, notamment à haute résolution, requière néanmoins des précautions d'usage et peut avoir certaines limites. Ce chapitre détaille dans un premier temps l'état de l'art scientifique des méthodes, dans un cadre à la fois théorique et appliqué, puis la démarche méthodologique spécifique que nous avons employée.

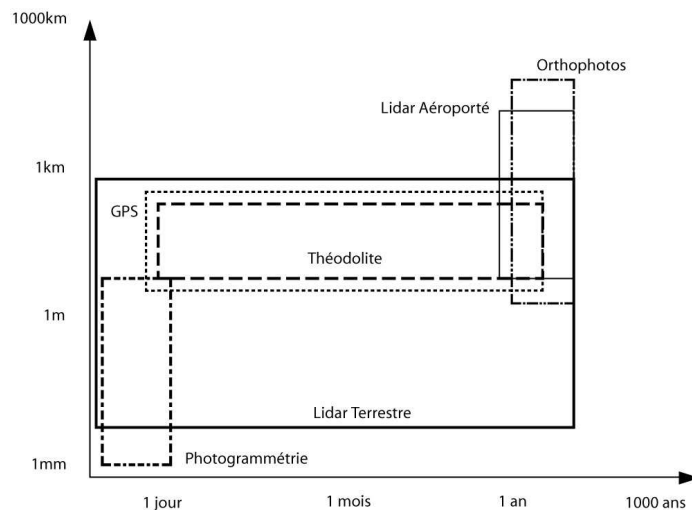


Fig. 4.1 Les différentes échelles spatio-temporelles d'application du LiDAR aéroporté (d'après Heritage et Hetherington, 2007).

4.2 Le LiDAR appliqué en géomorphologie

4.2.1 Le principe du lidar aéroporté

L'acquisition de données topographiques à haute résolution par technique LiDAR (Light Detection And Ranging) ou lasergrammétrie est désormais une technique courante. Elle peut être terrestre ou mobile avec un dispositif pouvant être embarqué sur un train, un bateau, une voiture ou encore dans un sac à dos ou un drone. Le plus souvent il s'agit d'un avion ou d'un hélicoptère, qui offrent la capacité de couvrir de larges surfaces. L'hélicoptère est le moyen le plus adapté en terrain de montagne et pour des surfaces de quelques kilomètres carrés. Le LiDAR aéroporté est une mesure de distance par balayage laser (le plus souvent rotatif) dont les points sont géoréférencés en direct via une centrale inertielle, appelée IMU (Inertial Mesurment Unit), couplée à une antenne GPS. La distance depuis l'appareil de mesure est calculée par *temps de vol*, c'est-à-dire par le temps que met une impulsion laser à revenir à la centrale après avoir été réfléchi par un obstacle, en l'occurrence le sol ou tout autre objet ou obstacle se trouvant entre l'appareil et le sol. La distance (d) est ensuite donnée par la relation suivante :

$$d = \frac{c \cdot t}{2}$$

où c est la vitesse de la lumière et t le temps de propagation aller-retour.

La taille du spot du laser au sol dépend à la fois de la divergence du rayon laser et de la hauteur de vol. Par exemple, pour les données que nous avons utilisées, la divergence du rayon des systèmes LiDAR est de 0,5 mrad pour une hauteur de vol moyenne de 700 m, soit une taille du spot au sol de 35 cm. Du fait de l'emprise spatiale du spot laser, la nature du terrain modifie le signal de retour enregistré (Fig. 4.2) et peut altérer la qualité de la mesure (Vallet, 2011 ; Goulden et Hopkinson, 2014). Les dispositifs LiDAR ont désormais presque tous la capacité à enregistrer le retour de plusieurs échos. C'est-à-dire qu'ils peuvent mesurer les différents obstacles, comme par exemple la végétation, que rencontre le faisceau laser avant de toucher le sol (Fig. 4.2). Un des principaux avantages du LiDAR est donc de pouvoir obtenir la topographie du terrain, sous le couvert végétal.

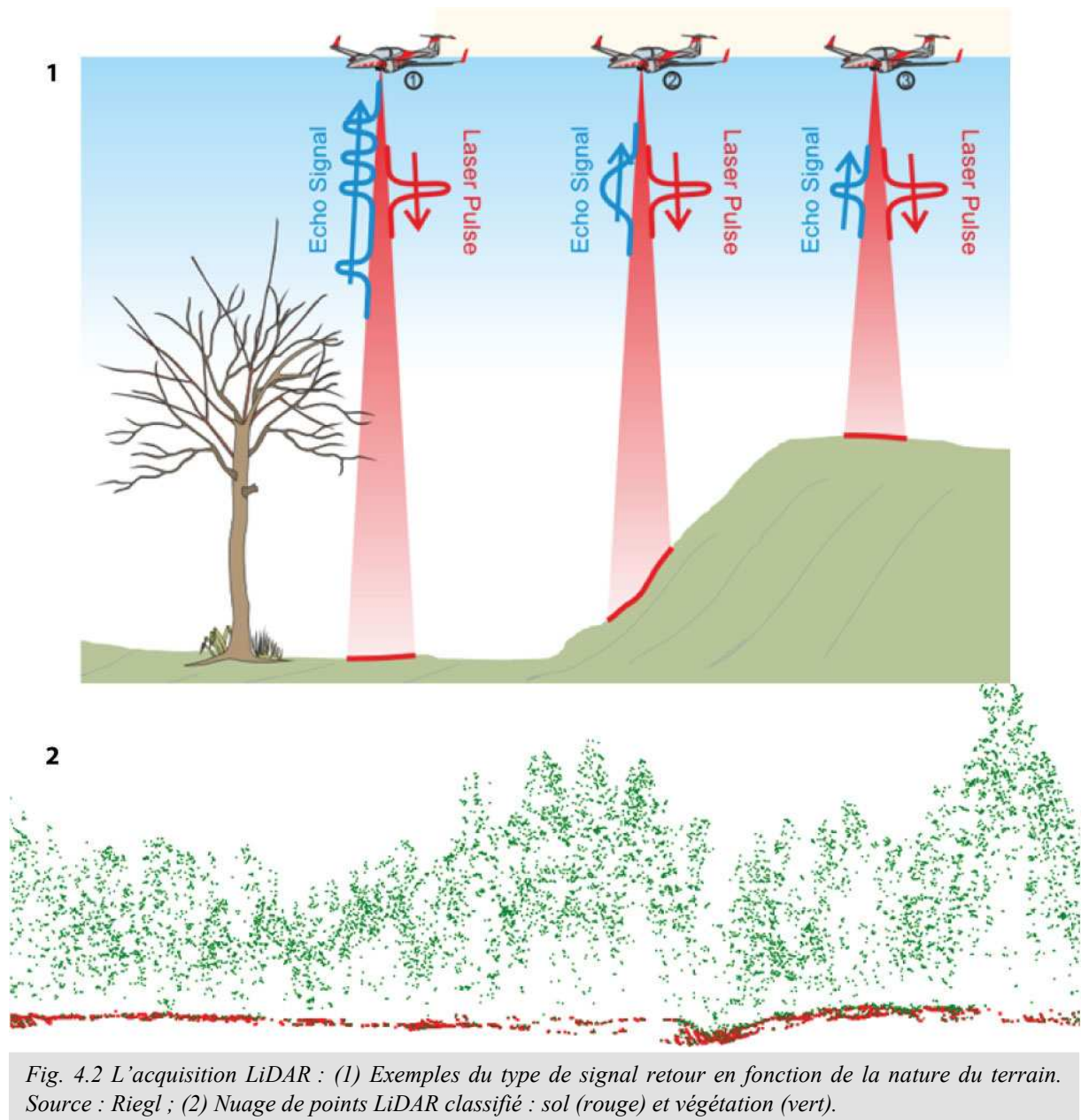


Fig. 4.2 L'acquisition LiDAR : (1) Exemples du type de signal retour en fonction de la nature du terrain. Source : Riegl ; (2) Nuage de points LiDAR classifié : sol (rouge) et végétation (vert).

Le géoréférencement en direct est effectué, d'une part, grâce au calcul de la trajectoire (position et vitesse), donné par le récepteur GPS et, d'autre part, par l'IMU qui corrige les mouvements de l'appareil sur lequel est embarqué le LiDAR, dans les trois axes : le tangage (pitch), le roulis (roll) et l'azimut (heading). L'IMU est composée d'accéléromètres et de gyroscopes ; elle permet, lorsqu'elle est de type « navigation » (c'est-à-dire avec un biais gyroscopique très faible), de compenser jusqu'à plusieurs minutes la perte de signal GPS (Vallet, 2011). Le calcul des trajectoires est aussi corrigé par *boresight*. Cette technique consiste à corriger les biais des accéléromètres en survolant plusieurs fois un même objet (généralement des habitations) puis en recalant les différents passages. Le nuage de point peut être généré en temps réel (RTK), ou en post-process (PPK), ce qui offre une meilleure exactitude de mesure.

Les nuages de points LiDAR sont ensuite classifiés afin d'isoler la topographie au sol. Généralement, sont distingués de manière automatique, à minima, le sol, la végétation et le bâti. La classification automatique est basée sur le même protocole général (Vallet, 2011). Les points sont d'abord séparés suivant le type d'écho, puis les artéfacts sont supprimés et le sol est extrait. Les algorithmes qui

permettent d'extraire le sol et de supprimer les artefacts sont basés sur différents principes (Sithole et Vosselman, 2004) : des seuils de pente, une distance tampon par rapport à une surface (Axelsson 2000), la segmentation de l'objet, c'est-à-dire l'emprunte en 3D d'un objet dans le nuage de points (Brodu et Lague, 2012). Ces traitements automatisés possèdent des paramètres, que l'opérateur peut faire varier, qui jouent sur la sensibilité de la classification finale. Une étape de vérification manuelle reste actuellement indispensable (Korzeniowska et Malgorzata, 2011). Le nuage de points peut ensuite être dé-densifié au besoin, afin de l'alléger. La classification peut également être effectuée manuellement, le plus souvent par des sous-traitants basés dans des pays où le coût de la main d'œuvre est faible. Mais les résultats parfois incertains. Seul le filtrage manuel par un opérateur exercé et sensibilisé à la problématique finale de l'utilisateur final de la donnée est véritablement efficace, mais il est très coûteux financièrement ou en temps.

4.2.2 Différentes façons de représenter la topographie

Un levé topographique est une discrétisation de l'espace, c'est-à-dire qu'il est une représentation mathématique d'une surface réelle et continue par un ensemble de points. Les applications sur un nuage de points seul restent limitées (Höfle et Rutzinger, 2011). Afin de pouvoir mesurer des volumes, modéliser des processus physiques ou simplement visualiser le relief, il est alors nécessaire de mailler le nuage de points. L'étape de maillage consiste à recréer mathématiquement une surface. Nous avons utilisé deux types de représentation maillées : la grille raster et le TIN (Triangular Irregular Network). Elles correspondent à deux types d'approche différents. Le raster est une représentation en 2,5D (Fig. 4.3) et ses outils d'analyse sont performants et éprouvés. Le format matriciel des rasters permet notamment des études statistiques efficaces et poussées. Les TIN sont une représentation en 3D qui permet de modéliser des objets complexes (Fig. 4.3). Les moyens d'analyse sont encore en développement. Il existe d'autres moyens de représentations tels que le voxel (volumetric pixel), qui est l'équivalent en 3D du pixel.

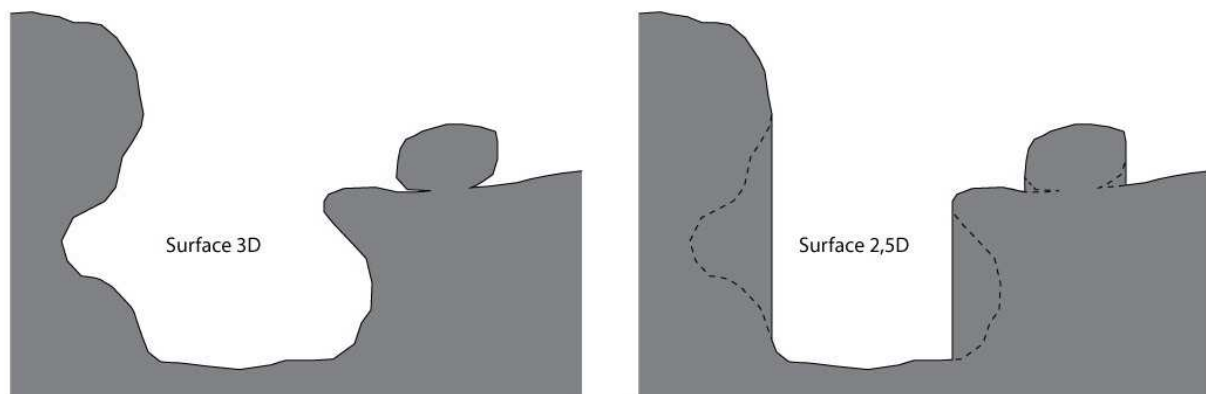


Fig. 4.3 Représentation en coupe d'un objet en 3D et 2,5D.

Un raster est un maillage régulier sous forme de grille. Il a trois principaux paramètres : son extension spatiale, sa résolution (la taille d'une cellule) et son attribut (dans le cas d'un MNT, l'altitude). La valeur de chaque cellule est obtenue à partir du nuage de points dont les valeurs sont interpolées. Il existe plusieurs types d'interpolation : linéaire (triangulation *delanay*), krigeage, plus proche voisin, etc. (Fig. 4.4). Le choix de la méthode dépend généralement du type d'application. La représentation du relief par une grille raster n'est pas une véritable représentation en trois dimensions. C'est une projection de l'espace sur un plan, généralement horizontal. Cette représentation est appelée 2,5D, c'est-à-dire que pour une coordonnée planaire (X, Y), il ne peut y avoir qu'une coordonnée d'altitude

(Z). Les surplombs, les vides interstitiels ou tout autre objet fermé, comme par exemple les cavités, ne sont pas représentés (Fig. 4.3).

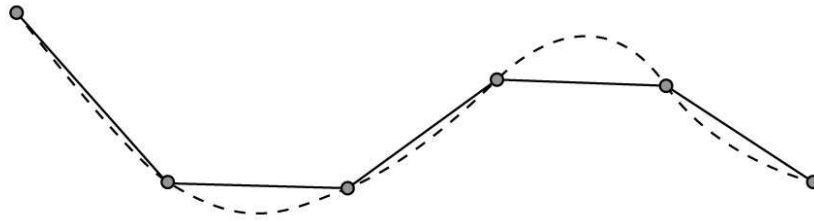


Fig. 4.4 Les principe de deux méthodes d'interpolation : le krigeage (pointillé) et l'interpolation linéaire (trait plein), d'après Sadier (2013).

Un des avantages de la grille est de pouvoir rapidement et facilement calculer des indices dérivés de l'altitude. Le relief ombré est par exemple un des modes les plus utilisés pour rendre la topographie plus lisible (cf. partie 2.4). L'un des inconvénients des MNT raster est que l'altitude n'est représentée que de façon indirecte, par l'attribut. Cela implique, entre autre, que les pentes fortes sont sous-représentées (Fig. 4.5). Par exemple, sur une pente simple de 60° , un pixel de 1 m^2 aura une surface réelle au sol de 2 m^2 (Fig. 4.5). Sur l'étude d'une paroi seule, il est possible de simplement changer l'axe de la projection du raster (Sadier, 2013). En revanche, ce problème devient plus prégnant pour des objets complexes comme un bassin versant de montagne, alternant des zones planes (e.g. plaine d'épandage) et secteurs sub-verticaux (e.g. moraine latérale), voire verticaux ou surplombants (e.g. gorges, paroi). Aussi, lors de la comparaison de deux MNT rasters, seule l'altitude est comparée. La comparaison ne s'effectue donc que selon l'axe vertical. Sur des pentes fortes, les erreurs horizontales se répercutent alors très fortement de manière verticale (Fig. 4.5) alors que la distance réelle entre les deux surfaces, en 3D, est bien plus faible.

La représentation de l'espace en trois dimensions est plus complexe. L'avantage du TIN est que la taille des triangles peut s'adapter à la complexité de l'objet. Les logiciels SIG (Qgis, ArcGIS), ou d'analyse spatiale (SAGA GIS, Surfer) ne proposent pas de véritables TIN 3D, mais seulement des 2,5D. C'est-à-dire qu'aucun triangle ne peut se superposer à un autre (Sadier, 2013). Avec l'apparition des LiDAR terrestres, le développement de nouveau logiciel spécifiquement en 3D a permis leur utilisation en géomorphologie. Ainsi, l'étude des parois ou des cavités sollicitent de plus en plus l'utilisation du 3D (Ravanel, 2009 ; Sadier, 2013). Cette approche reste encore marginale, mais possède un potentiel certain, en particulier dans des milieux aussi complexes que sont les marges proglaciaires, où les caractéristiques de pentes ou de rugosité sont très hétérogènes.

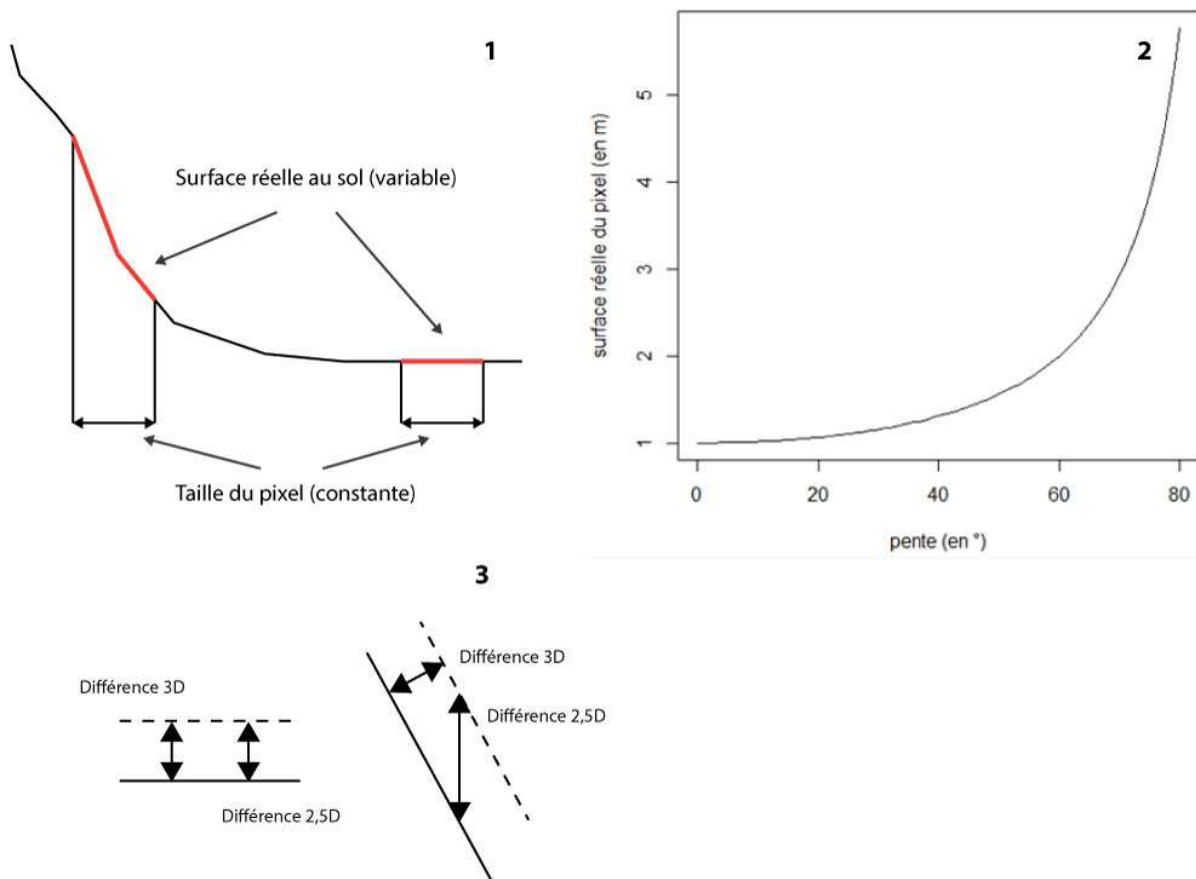


Fig. 4.5 La représentativité des surfaces réelles suivant la pente : (1) Taille réelle d'un pixel en fonction de la pente ; (2) Surface réelle représentée par un pixel en fonction de la pente (3) Différence entre une comparaison de surface en 2,5D et 3D sur une pente nulle et sur une pente forte.

4.2.3 Le LiDAR, un outil efficace pour quantifier les flux sédimentaires

Les applications des données LiDAR sont nombreuses et se démocratisent, tant dans le domaine de la recherche que pour des applications civiles. Les MNT LiDAR sont des outils performants en géomorphologie, comme, par exemple, pour la cartographie - la partie 2.3.2 détaille ainsi l'utilisation de ces données pour la réalisation des cartes géomorphologiques du site d'étude - pour la modélisation de processus de mouvement en géomorphologie fluviale ou littorale (Höfle et Rutzinger, 2011). Les informations morphométriques extraites des MNT LiDAR sont largement utilisées en géomorphologie fluviale. L'obtention de données hydrauliques, tels que les profils en long ou les pentes, est facilitée et ne nécessite pas de se rendre directement sur le terrain. Les outils topographiques à haute résolution sont enfin très efficaces pour mesurer les flux sédimentaires à travers différentes méthodes.

La comparaison diachronique de MNT est une méthode courante en géomorphologie, afin de quantifier les volumes érodés ou accumulés durant une période donnée et de mettre en évidence les changements morphologiques. L'établissement de bilans sédimentaires permet de mieux appréhender les taux de transports, en particulier pour les sédiments les plus grossiers (Lane et al., 2003). Les analyses diachroniques permettent de caractériser des changements dans des cours d'eau à charriage (Lane et al., 2003 ; Lallias-Tacon et al., 2014) mais aussi dans les torrents à laves (Scheidl et al., 2008 ; Bremer et Sass, 2012), où peuvent être identifiés à la fois les dépôts et les sources sédimentaires. Les marges proglaciaires sont aussi des milieux dans lesquels la comparaison de données topographique est largement utilisée (Schiefer et Gilbert, 2007 ; Sailer et al. 2012 ; Carrivick et al., 2013 ; Sailer et

al., 2014 ; Baewert et Morche, 2014 ; Staines et *al.*, 2015). Les comparaisons mettent alors en avant toute la palette de processus d'ajustement géomorphologique qui suivent et entourent la déglaciation.

La comparaison diachronique n'est pas la seule utilisation possible des MNT à haute résolution pour étudier les flux sédimentaires. La génération d'informations basées sur la géométrie à l'échelle de quelques mètres permet la réalisation de nouvelles tâches, de plus en plus automatisées. Il est par exemple possible d'extraire des ravines, et de connaître le volume érodé qu'elles représentent (Evans et Lindsay, 2010), des formes fluviales (Cavalli et *al.*, 2008) on encore de classer géomorphologiquement un site d'étude en fonction du paysage (Fritzmman et *al.*, 2011). Les MNT à haute résolution apportent désormais un regard nouveau sur les systèmes morphologiques de montagne par la création d'indices plus fonctionnels sur les capacités de transferts sédimentaires, uniquement basés sur l'information géométrique dérivée des modèles topographiques (Cavalli et *al.*, 2013; Bardou et *al.*, 2015; Crema et *al.*, 2015).

4.3 Les limites des mesures LiDAR en géomorphologie

4.3.1 Les moyens de mesure de l'incertitude

De nombreuses études ont mis en avant l'importance de la quantification de l'incertitude dans l'établissement des bilans sédimentaires à partir de données topographiques (Sailer et *al.*, 2012 ; Baewert et Morche, 2014 ; Lallias-Tacon et *al.*, 2014). La prise en compte des erreurs peut, par exemple, faire basculer un bilan sédimentaire largement excédentaire en un bilan légèrement déficitaire (Lallias-Tacon et *al.*, 2014). Le calcul de l'incertitude permet, en outre, d'établir le niveau de détection qui détermine le seuil à partir duquel un changement mesuré devient significatif. Il est donc indispensable de la quantifier avant de pouvoir interpréter les résultats.

Le champ lexical de la métrologie est, bien que clairement défini, souvent employé de manière ambiguë en topographie. Il est utile de préciser certains termes et de les placer dans le contexte des études topographiques pour aborder au mieux les limites de la mesure LiDAR :

- **l'incertitude** est l'intervalle connu qui entoure la mesure et dans lequel se trouve la valeur que l'on souhaite mesurer, appelée mesurande. Elle peut, par exemple être exprimée de la sorte : le cône a un volume de 15 000 m³, avec une incertitude de +/-1000 m³. Plus l'incertitude est petite, plus l'exactitude est grande ;
- **la précision** est, dans le sens commun, souvent assimilée à l'exactitude. Elle désigne en fait le nombre de chiffre pouvant être affiché par l'appareil de mesure. Il peut également induire des incompréhensions puisqu'il désigne, en anglais, la dispersion (cf. ci-dessous).

L'incertitude peut être définie en analysant les erreurs mesurées. L'erreur est, quant à elle, l'écart entre les valeurs mesurées et la mesurande. Celle-ci peut être obtenue avec un autre appareil de mesure dont on connaît la précision. L'exactitude des MNT LiDAR est par exemple très souvent obtenue en comparant les valeurs mesurées à celles acquises par un système GNSS, d'une exactitude centimétrique. La mesurande peut également être connue de manière théorique. Elle est alors appelée **espérance**.

L'erreur est caractérisée par deux paramètres :

- **la dispersion** (ou erreur aléatoire, fidélité, hystérésis) est une erreur qui varie de façon aléatoire (Fig. 4.6). Elle peut être quantifiée au travers des indicateurs statistiques que sont la variance ou l'écart type des mesures. Ce dernier est généralement le plus utilisé ;
- **le biais** (ou erreur systématique, justesse) est une erreur prévisible, c'est-à-dire qu'elle demeure constante. Il correspond à la différence de la valeur mesurée à son espérance, qui est

la valeur attendue. Le biais est une erreur répartie de façon uniforme. Il peut prendre une forme simple comme une simple translation (Fig. 4.6). Théoriquement, lorsque l'on connaît sa valeur, il est possible et simple de le corriger (Sailer *et al.*, 2012 ; Lallias-Tacon *et al.*, 2014). En pratique, le biais n'est pas forcément réparti de façon homogène. Un biais à une certaine échelle peut donc devenir une erreur aléatoire à une échelle plus vaste. Le biais peut également prendre la forme d'une rotation ou d'une déformation. L'erreur se cumule et devient de plus en plus importante. On parle alors de dérive ou de flambage du modèle (Fig. 4.6).

Le biais est la moyenne des écarts à la mesurande :

$$Biais = \frac{\sum_{i=1}^n (M - E)}{n}$$

où M est la valeur mesurée et E la mesurande.

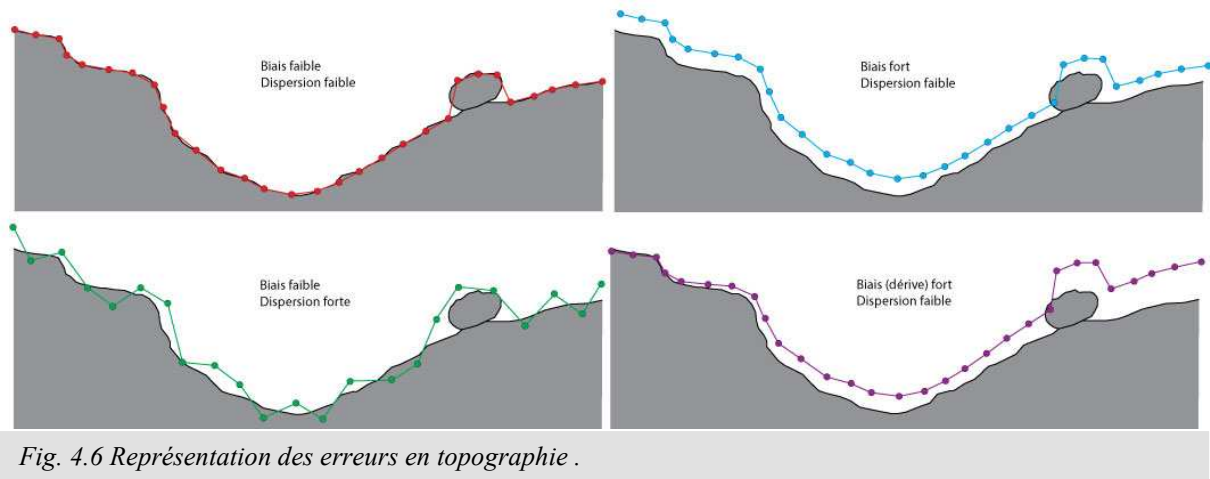


Fig. 4.6 Représentation des erreurs en topographie .

L'incertitude peut être obtenue par l'erreur totale (biais et dispersion), appelée et calculée habituellement en topographie par la RMSE (Root Mean Square Error), c'est-à-dire par la racine carrée de la moyenne des erreurs au carré. La RMSE est définie de la manière suivante :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (M - E)^2}{n}}$$

Elle peut aussi être exprimée, plus simplement, de la manière suivante :

$$RMSE = \sqrt{Biais^2 + Dispersion^2}$$

Dans le cadre de la comparaison de deux MNT, la mesure n'est pas l'altitude mais la différence d'altitude. Sur des surfaces qui n'ont pas subi de changements d'un levé à l'autre, l'espérance est donc théoriquement égale à zéro. L'erreur relative de la comparaison des MNT peut donc être calculée sur des surfaces test dont l'absence de changement topographique est certaine. Ce type d'approche empirique est utilisé en l'absence de points de contrôle GNSS (Scheidl *et al.*, 2008). Elle est également parfois utilisée en complément des mesures des erreurs propres à chacun des MNT (Lallias-Tacon *et al.*, 2014 ; Sailer *et al.*, 2012). Certains auteurs ne privilégient par ailleurs cette dernière méthode pour en déduire l'incertitude de la mesure de la différence des deux modèles (Lane *et al.*, 2003 ; Baewert et Morche, 2014). L'avantage de l'approche relative est qu'elle est empirique, et

permet donc une approche statistique sur une quantité de points bien supérieure à celle basée sur la qualité intrinsèque des MNT, évaluée sur quelques dizaines de points tout au plus. La qualité des MNT peut aussi être évaluée par ses dérivées (pente, rugosité, etc.) qui accentuent les erreurs topographiques (Chaplot et *al.*, 2006).

4.3.2 La résolution

La **résolution** est le second paramètre principal des mesures spatialisées. Elle est étroitement liée à l'incertitude de la mesure. Ce paramètre est d'autant plus important que l'apparition de méthodes d'acquisition de données à haute résolution, dont le LiDAR, a introduit une nouvelle échelle spatiale dans les études, en permettant d'appréhender la topographie sur de larges surfaces à un niveau infra-métrique.

Au préalable, il est nécessaire de préciser qu'en topographie, la question de la résolution relève d'un double niveau. Le premier concerne la résolution de l'acquisition, soit le nombre de points acquis par unité de surface (la densité du nuage de points). La résolution de l'acquisition n'est pas constante mais fonction des caractéristiques du terrain (pente, végétation, etc.) et de la trajectoire du système LiDAR (vitesse, orientation, etc.). Le deuxième niveau touche la résolution du maillage, en particulier pour la représentation raster qui possède une maille régulière et donc une résolution fixe. Un maillage TIN a, quant à lui, une résolution variable, plus ou moins similaire à celle du nuage de points en fonction de la méthode utilisée. La résolution du maillage peut être supérieure à la résolution d'acquisition. La valeur du pixel est alors obtenue par interpolation du nuage de points. La résolution peut également être inférieure à celle d'acquisition. La valeur que prend le pixel peut alors être attribuée de différentes manières : valeur la plus élevée, la plus faible, valeur moyenne, etc.

Pour comprendre au mieux la question de la résolution de l'acquisition, les théories du traitement du signal sont particulièrement utiles notamment celui concernant l'échantillonnage de Nyquist-Shannon (Shannon, 1984). Ce dernier explique que la fréquence de l'échantillonnage doit être au minimum deux fois supérieure à la fréquence maximale du signal de l'objet à échantillonner. En topographie, cela signifie que la résolution doit être deux fois supérieure à la taille du plus petit objet que l'on souhaite voir représenté. Appliqué au domaine des transferts sédimentaires, la fréquence correspond plus globalement à la rugosité du terrain sur lequel se déroulent les mesures. Le niveau de la résolution est donc particulièrement important à fixer dans des contextes morphologiques à forte énergie capables de produire des éléments détritiques grossiers et hétérogènes. La résolution de l'acquisition doit être déterminée en fonction des objectifs puisque pour certaines applications, l'augmentation des densités des semis de points n'améliore pas automatiquement la qualité finale d'un MNT (Pirotti, 2013). Enfin, la résolution d'acquisition n'est également pas constante. Dans des milieux géométriquement complexes, des masques peuvent apparaître et influencer la qualité finale du MNT (Hetherington, 2009 ; Vallet, 2011).

Les problématiques de la résolution des MNT (principalement raster) sont à la fois différentes et dépendantes de la résolution d'acquisition. Les informations morphométriques, comme les profils topographiques, sont, par exemple, grandement affectées par la résolution du MNT (Finlayson et Montgomery, 2003 ; Jain et *al.*, 2006). La résolution des rasters affecte également la distribution des pentes (Kienzle, 2004). Une résolution faible a tendance à *lisser* le terrain (Fig. 4.7). Les pentes les plus fortes sont alors sous-représentées. La résolution touche par conséquent aussi la qualité de la comparaison des MNT, en particulier dans des terrains où la rugosité est élevée (Sailer et *al.*, 2014), avec pour conséquence d'augmenter l'erreur aléatoire (Fig. 4.7).

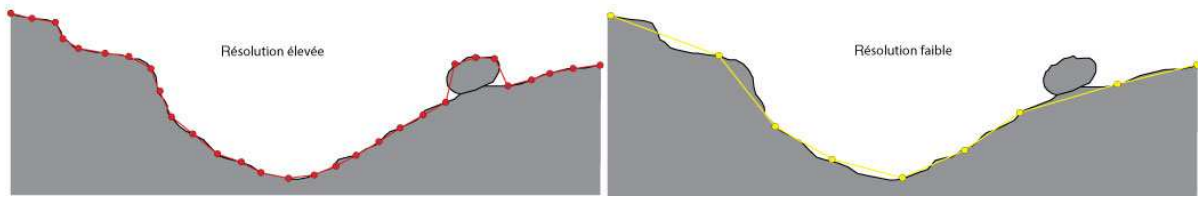


Fig. 4.7 Les effets de la résolution en topographie. Une résolution plus faible « lisse » le terrain et ne prend pas en compte certains éléments, comme par exemple des blocs.

4.3.3 Les sources d'erreur des MNT LiDAR

L'incertitude de la comparaison de MNT LiDAR provient d'erreurs qui peuvent être classées en trois catégories : les erreurs d'acquisition, les erreurs d'environnement et les erreurs de post-traitement. Toutes ces erreurs sont étroitement liées. Leur identification permet de mieux appréhender la limite de l'interprétation de la comparaison des MNT, mais aussi, dans l'avenir, d'améliorer les protocoles d'acquisition, de post-traitement et de traitement des données LiDAR. Cet inventaire, non exhaustif, est basé à la fois sur la littérature, sur la documentation technique et sur nos observations.

Les erreurs d'acquisition sont assez bien connues (Vallet, 2011 ; Lallias-Tacon et *al.*, 2014). Elles sont inhérentes à la fois à la technologie et au déroulement de l'acquisition. Actuellement, les caractéristiques techniques du matériel de mesure LiDAR des différents opérateurs sont assez proches, mais elles évoluent rapidement. Ces erreurs dépendent principalement de trois paramètres :

- l'erreur sur la mesure de distance : elle est étroitement liée à la caractéristique de l'appareil de mesure LiDAR et des paramètres de vol. La taille du spot laser dépend, par exemple, de la divergence et de l'altitude du vol. Elle peut également provenir de la nature du sol (cf. erreurs d'environnement) et des conditions atmosphériques (Vallet, 2011). L'incertitude résultant de ces erreurs est de l'ordre de 2 cm pour les systèmes utilisés lors des trois levés que nous avons traités (données Riegler) ;
- l'erreur de l'orientation du système : les points mesurés par le LiDAR sont placés dans un repère géométrique connu grâce à la centrale inertielle. Celle-ci possède sa propre incertitude angulaire à la fois pour le roulis/tangage et pour l'azimut. Comme l'incertitude est donnée sur les caractéristiques angulaires de l'IMU, l'erreur absolue dépend de l'altitude de l'acquisition. Il semble également que la dérive du gyroscope soit à l'origine de biais importants ;
- l'erreur de position du système : le calcul de la trajectoire du récepteur GNSS est soumis à l'incertitude de l'acquisition de ce dernier. L'erreur est donc fonction de la qualité du GPS, de la constellation satellite durant le vol, de l'emplacement du pivot GNSS utilisé. Cette erreur se traduit généralement par un biais, c'est-à-dire une translation du nuage de points acquis, possible dans les trois dimensions. Elle est généralement comprise entre 3 cm et 15 cm et est la principale source d'incertitude des vols à basse altitude (Vallet, 2011). Ce biais n'est pas constant (*idem*).

Les erreurs d'environnement sont directement liées au terrain scanné et à ses spécificités morphométriques et environnementales. Elles peuvent être résolues progressivement soit en adaptant au mieux le protocole d'acquisition, soit à travers les avancées technologiques :

- les erreurs liées à la verticalité : la plupart des acquisitions LiDAR s'effectuent de façon nadirale (Fig. 4.2 et 4.8.1). Par conséquent, les zones de pentes fortes présentent des précisions dégradées (Vallet, 2011) (Fig 4.8). Les densités de points sont aussi moindres et les secteurs surplombants ne sont pas couverts. Des solutions existent désormais pour effectuer des acquisitions obliques (Fig. 4.8.1). Nous avons également pu voir que la représentation de la verticalité était un problème récurrent dans l'analyse diachronique de MNT rasters. Bollmann

et *al.*, (2011) ont montré que l'erreur de MNT LiDAR était effectivement fonction de la pente (Fig. 4.8.2). Au-delà de 60°, ces erreurs deviennent conséquentes. Nous avons par exemple mesuré des erreurs de comparaison dépassant régulièrement 70 m dans des secteurs en gorges (Fig. 4.8.3 et 4.8.4). Les erreurs de verticalité proviennent également du mode de représentation raster. Les erreurs planaires dans des pentes raides sont directement répercutées sur l'axe vertical. Par exemple, sur une pente de 45°, un décalage horizontal de 10 cm engendre une erreur verticale de 10 cm également ;

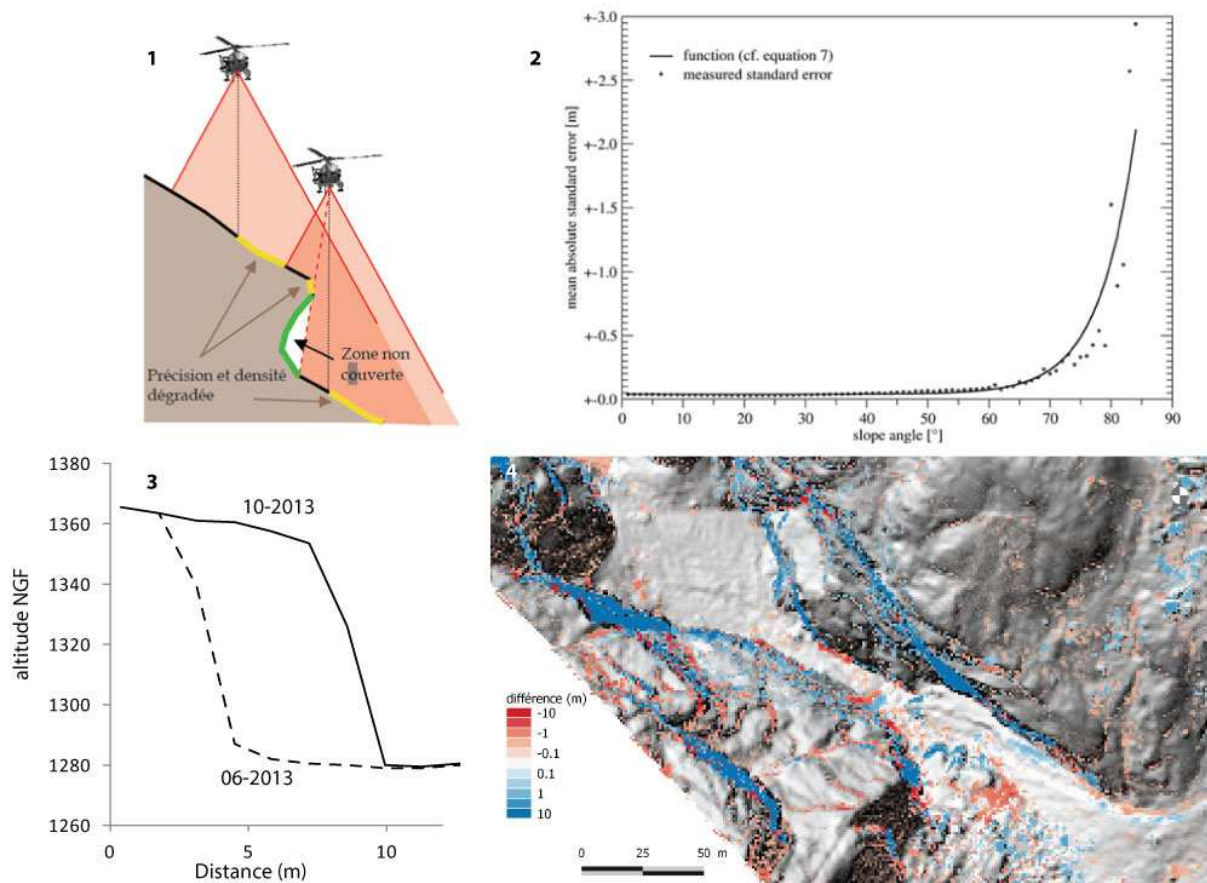


Fig. 4.8 Les erreurs liées à la verticalité : (1) Les problèmes d'acquisition en terrain vertical (Vallet, 2011) ; (2) Erreur d'un MNT LiDAR en fonction de la pente (Bollmann, 2011) ; (3) Comparaison de deux profils dans les gorges de l'Arveyron de la Mer de Glace, l'erreur atteint 80 m ; (4) Exemple d'erreurs de comparaison dans le secteur des Gorges de l'Arveyron de la Mer de Glace.

- les erreurs liées à la rugosité : lorsque la rugosité, qui est un indicateur de la complexité du relief, est élevée, elle génère des erreurs (Heritage et *al.*, 2009 ; Bremer et Sass, 2012; Sailer et *al.*, 2014) qui s'apparentent à celle induites par la verticalité. Les densités et la précision d'acquisition sont donc dégradées. Lorsque la rugosité devient trop importante, elle provoque une augmentation de l'erreur aléatoire. Celle-ci peut parfois être atténuée en améliorant les résolutions de l'acquisition et du raster (Fig. 4.9). Le problème des terrains à forte rugosité intervient également dans la qualité du filtrage des données (cf. section suivante) ;

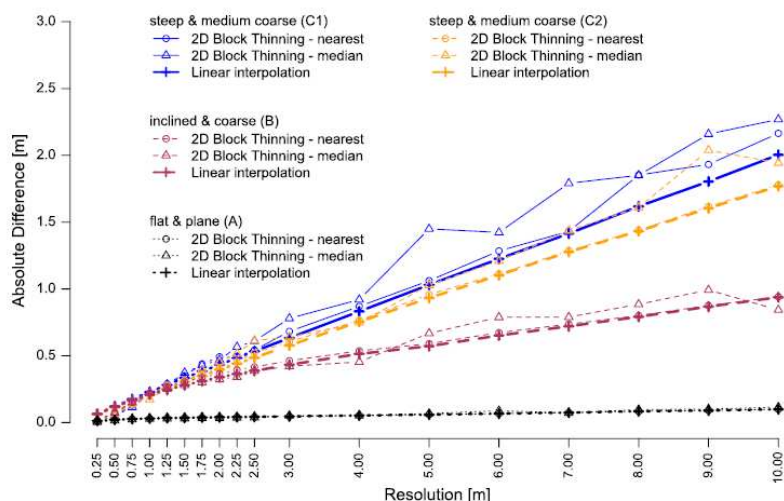


Fig. 4.9 Erreurs en fonction du type de terrain et de la résolution du raster (Sailers, 2014).

- les erreurs liées aux éléments naturels : plusieurs éléments naturels peuvent affecter la qualité de la mesure topographique (Vallet 2011) ou changer les caractéristiques topométriques des objets scannés. Par exemple, la plupart des acquisitions ne sont actuellement pas effectuées avec des LiDAR bathymétrique. Les surfaces en eaux doivent donc être intégrées dans le calcul des bilans sédimentaires (Lallias-Tacon et *al.*, 2014). Les levés LiDAR que nous avons utilisé ont été acquis en période de basses eaux. Par ailleurs, les morphologies torrentielles (cascade, step-pool) ne permettent pas d'identifier clairement et partout une ligne d'eau. Elles n'ont donc pas été prises en compte tout le long du linéaire des torrents Dans le cas de levés en haute montagne, la présence de neige peut être problématique. Des accumulations avalancheuses sont ainsi présentes dans l'acquisition de juin 2013 et un couvert neigeux affecte les levés de juin et octobre 2013, pour les altitudes supérieures à 2000 m, soit uniquement la partie la plus haute du secteur des Bossons.

Les erreurs de traitement sont celles qui sont générées après l'acquisition par les différentes méthodes utilisées pour traiter les données et aboutir au résultat final. La chaîne d'erreur est difficile à cerner. Elles peuvent venir des algorithmes, de la gestion des données par les logiciels ou encore plus généralement du protocole même de traitement :

- les erreurs de post-traitement du nuage de points : les points acquis doivent subir un certain nombre de traitements afin de pouvoir être géoréférencés. L'efficacité du calcul de la trajectoire GPS ou du recalage des nuages entre différentes passes par la technique *boresight* peut jouer un rôle important. D'autres erreurs plus subtiles peuvent également apparaître dans les post-traitements. Nous avons pu nous apercevoir par exemple d'un décalage systématique entre les points du nuage filtré et les points du nuage brut d'environ 1cm (Fig. 4.10). Certains logiciels (e.g. Cloud Compare) peuvent également avoir du mal à gérer les grandes coordonnées. Si les valeurs ne sont pas réduites, les données sont tronquées, diminuant d'autant leur précision ;
- les erreurs de filtrage : elles sont difficilement quantifiables localement car elles ne sont pas homogènes. Théoriquement, seule la végétation et les constructions humaines devraient être filtrées. Or, de nombreux blocs sont supprimés après filtrage (Fig. 4.10). Ces blocs concernent des secteurs où la rugosité est élevée. La qualité du filtrage des données LiDAR est un enjeu majeur en géomorphologie (Höfle et Rutzinger 2011). Les différences de classification avec un même algorithme s'expliquent principalement par les paramètres de filtrage. Actuellement

aucuns des principaux logiciels proposant du filtrage de nuage de points LiDAR ne semble satisfaisant (Korzeniowska et Malgorzata, 2011) ;

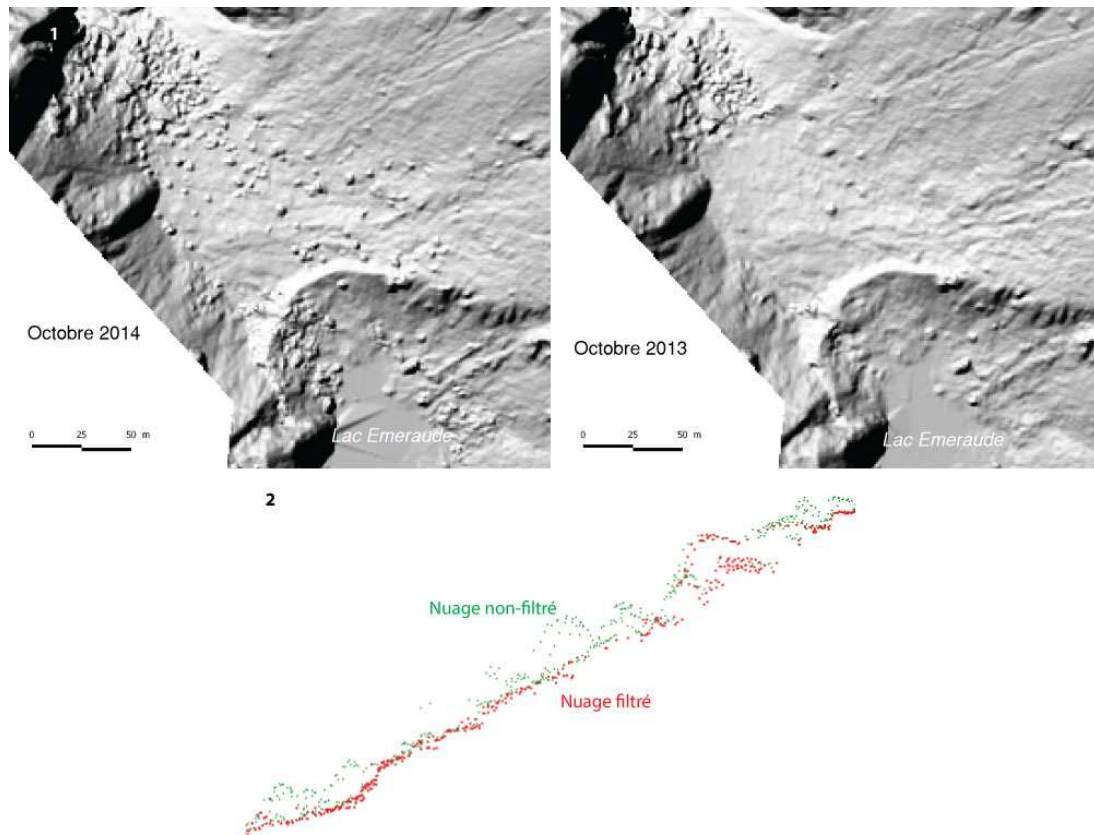


Fig. 4.10 Les erreurs de filtrage automatique du nuage de points : (1) MNT ombrés sur un secteur au front de la Mer de Glace en 2013 et 2014. Les blocs visibles ne sont pas apparus mais ont été filtrés en 2011 ; (2) Nuage de point brut (vert) et filtré (rouge) sur un secteur sans végétation.

- les erreurs d'interpolation et de comparaison : le passage d'un nuage de points à une grille ou un TIN. Les MNT générés peuvent également être différents suivant le mode d'interpolation qui aboutit au MNT (Heritage et al., 2009). L'interpolation des MNT doit également s'effectuer sur une grille raster de même extension et de même dimension. Les outils SIG permettent d'obtenir rapidement des MNT à partir de nuages de points. Cependant, le contrôle de la génération de la grille est souvent faible. Il convient donc d'utiliser des outils informatiques les plus robustes possibles. Les erreurs d'interpolation peuvent également provenir de la résolution d'acquisition.

Les sources d'incertitude sont nombreuses et le milieu montagnard est particulièrement défavorable à des mesures exactes (< 5 cm) du fait de nombreuses contraintes parmi lesquelles les plus problématiques sont la pente et la rugosité, toutes deux très élevées. De plus, les dynamiques morphologiques intenses limitent les surfaces sur lesquelles il n'y a pas de changement, qui peuvent servir de référence afin d'évaluer l'incertitude. Il convient donc de quantifier l'erreur de façon empirique, relative et statistique. Il est alors nécessaire d'avoir un maximum de zones de test avec différentes caractéristiques de rugosité, de végétation, d'orientation, de pente, etc. Il est également important que ces surfaces soient relativement bien réparties dans l'espace.

4.4 Applications aux torrents de la vallée de Chamonix

4.4.1 Les données LiDAR sur la vallée de Chamonix

Dans le cadre de ce travail de thèse, trois levés LiDAR ont été effectués : le 26 juin 2013, le 31 octobre 2013 et le 4 octobre 2014, sur trois sites : Bossons, Mer de Glace et Argentière (Fig. 4.11). Ces opérations ont été financées par le SM3A qui a repris le cahier des charges établi pour ses commandes précédentes de levés LiDAR. Comme le financement de ces acquisitions est public, elles ont été soumises à un appel d'offre. C'est pourquoi elles ont été réalisées par des prestataires différents. Même si les caractéristiques du matériel et les plans de vol sont globalement identiques (Fig. 4.11 et Tab. 4.1), les caractéristiques finales des nuages de points sont différentes, notamment en termes de densité (Fig. 4.11). Les pivots GPS ont également été placés à des endroits différents. Pour l'acquisition de juin 2013, le pivot est une station permanente du réseau TERIA situé à Marignier (Haute-Savoie). Pour les deux acquisitions suivantes les pivots ont été placés à proximité du centre-ville de Chamonix. La qualité des nuages de points a été vérifiée par des points de contrôle au sol par les prestataires, qui ont pu dériver l'incertitude planimétrique et verticale.

	26/06/2013	31/10/2013	04/10/2014
LiDAR	Riegl LMS Q560	Riegl LMS Q680i	Riegl LMS Q680i
Field of View	45-60°	45-60°	45-60°
Max Pulse Repetition Rate	240 kHz	400 kHz	400 kHz
Divergence	0,5 mrad	0,5 mrad	0,5 mrad
Accuracy	20mm	20mm	20mm
Précision	10mm	20mm	20mm
IMU	Applanix POSTrack 510	AIRINS IXBlue	AIRINS IXBlue
Roll/Pitch (post processing)	0,005 °	0,0025 °	0,0025 °
Heading (post processing)	0,008 °	0,005 °	0,005 °
Noise	0,02 °/sqrt(hr)	0,0015 °/sqrt(hr)	0,0015 °/sqrt(hr)
Drift	0,1 °/hr	0,01 °/hr	0,01 °/hr
Prestataire	Opsia	Sintégra	Sintégra
Altitude vol	700 m	750 m	750 m
Vitesse de vol	90 km/h	93 km/h	93 km/h
Précision XY	<10 cm?	10 cm	10 cm
Précision Z	<10 cm?	20 cm	20 cm
Résolution Ortho	20 cm	8,5 cm	8,5 cm

Tab. 4.1 Principales caractéristiques techniques des acquisitions LiDAR (données constructeurs et prestataires).

Les données topographiques ont été également accompagnées d'orthophotographies, indispensables pour contrôler visuellement les changements calculés à partir des MNT (cf. partie 4.4.3). Pour le cas des données de juin 2013, elles ont été prises plusieurs jours après le levé LiDAR. La classification des nuages de points a été réalisée par les prestataires à partir du logiciel *Terrascan* utilisant l'algorithme de Axelsson (2000).

Deux autres acquisitions LiDAR ont été effectuées auparavant : en 2008 par IRSTEA (Monnet, 2011) et 2009 par le SM3A sur le lit de l'Arve et de quelques affluents. Le défaut de ces données est que le combiné IMU/GPS utilisé n'était pas aussi performant que celui utilisé ensuite. Les erreurs engendrées sont trop importantes pour obtenir des informations à l'échelle des bassins versants. Les biais verticaux peuvent être localement corrigés, mais ceux horizontaux sont complexes à corriger en l'absence de surfaces géométriquement reconnaissables comme les toits de maisons utilisés pour le recalage *boresight*. Cette erreur horizontale engendre une erreur verticale parfois supérieure à 30 cm.

Nous avons néanmoins pu utiliser ces données localement et avec précautions pour quantifier des changements plurimétriques.

Les MNT rasters sont obtenus par la projection sur une grille d'une triangulation Delaunay dérivée du nuage de points filtré. Il a en effet été démontré que la triangulation était la meilleure méthode d'interpolation tant dans les environnements fluviaux (Heritage et al., 2009 ; Milan et al., 2011) que de haute montagne (Sailer et al., 2014). Les grilles ont une résolution de 1 m, afin de faciliter leur manipulation sous SIG ainsi que certains calculs. Le choix de cette résolution est détaillé dans la partie 4.4.1. Pour chaque secteur, les MNT ont été interpolés sur une grille de même dimension (extension et résolution).

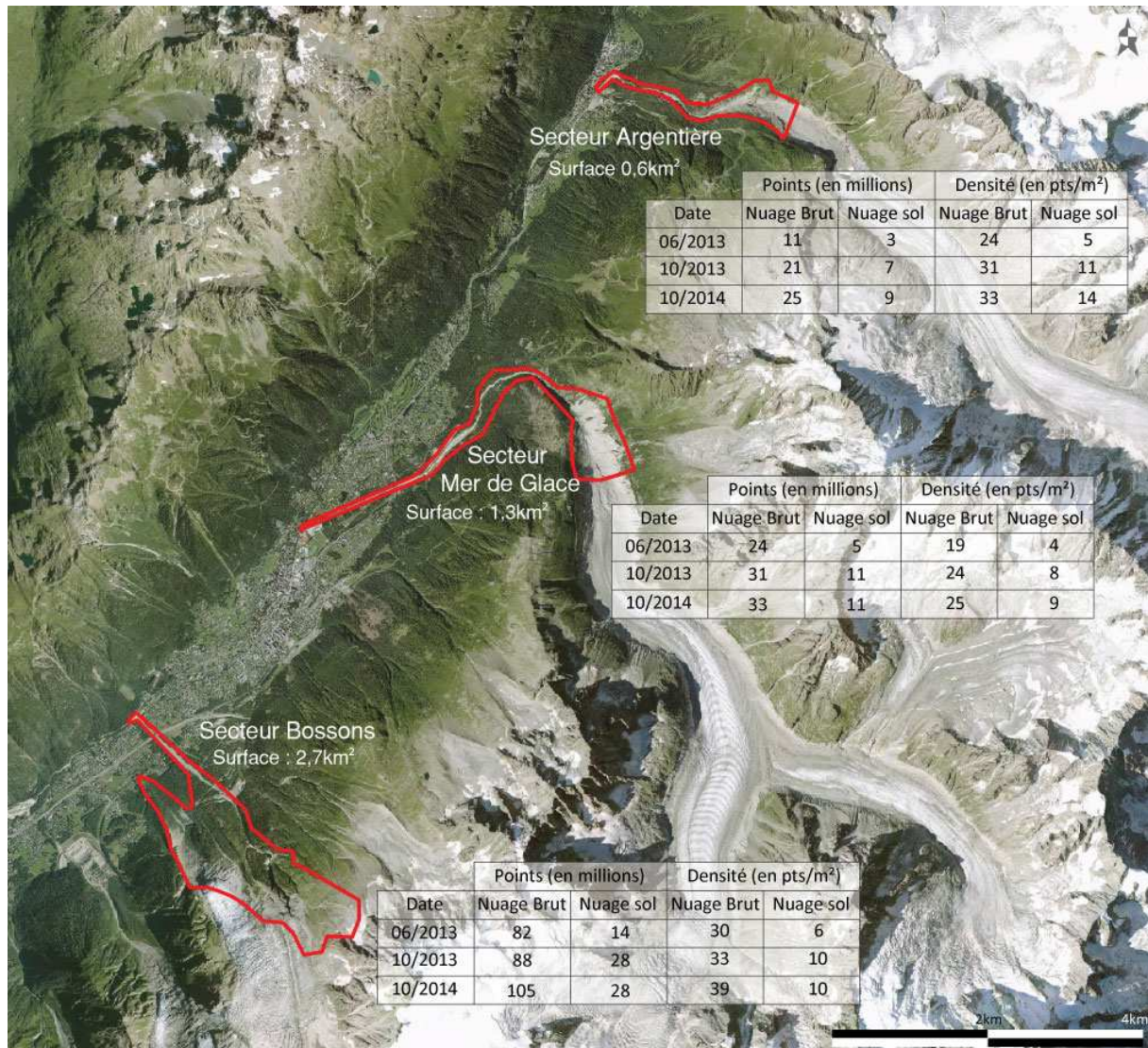


Fig. 4.11 Emprises et principales caractéristiques des acquisitions LiDAR.

4.4.2 Quantification des erreurs des comparaisons des MNT LiDAR

Nous avons pu détailler un certain nombre d'erreurs qui interviennent dans la comparaison de données LiDAR. Il est alors nécessaire de les quantifier afin de déterminer l'incertitude de nos résultats. Les rapports des trois missions de vol LiDAR déterminent une précision de mesure sur l'axe vertical situé entre 10 cm et 20 cm, soit une incertitude de la comparaison entre deux MNT de 22 à 28 cm.

Cependant, cette estimation de l'erreur est uniquement théorique. L'approche empirique, présentée dans la partie 4.3.1, est nécessaire. Il s'agit de mesurer les erreurs relatives de la comparaison des MNT sur des surfaces qui n'ont pas changé et qui devraient, théoriquement, avoir une valeur nulle.

Habituellement, les surfaces permettant d'évaluer l'erreur sont choisies pour leurs caractéristiques morphométriques simples. Ce sont le plus souvent des surfaces construites, comme par exemple des routes, où les erreurs apparaissent très clairement (Lallias-Tacon et *al.*, 2014). Le choix des surfaces tests a été guidé par la volonté d'avoir ces surfaces géométriquement simples, mais aussi des surfaces plus complexes qui pourraient s'approcher au mieux des terrains auxquels nous nous intéressons. Nous avons alors choisi des surfaces forestières, qui sont les plus grandes, des surfaces urbanisées (routes, pistes, remblais), ou encore des surfaces mixtes, où alternent affleurements rocheux et couverts morainiques stables (Fig. 4.12 et Tab. 4.2).

A partir des tables d'erreur, le biais, la dispersion et la RMSE ont été calculés. Un des avantages de la quantification des erreurs relatives depuis le raster de différence des MNT est de pouvoir calculer facilement ces différents paramètres de l'erreur. Nous avons choisi d'exprimer également l'erreur en fonction du biais et de son incertitude (Fig. 4.14). Une telle représentation permet de mieux comprendre les erreurs en fonction du type de terrain. Sous cette forme, les groupes d'erreur apparaissent clairement.

L'analyse des erreurs offre plusieurs enseignements. Premièrement, les erreurs sur les surfaces planes sont très faibles. La moitié des erreurs sont inférieures à 5 cm, voire parfois à 1 ou 2 cm. Les erreurs maximales sont généralement comprises entre +/- 10 cm. Elles atteignent des valeurs parfois plus importantes, comme pour la DZ d'Argentière où beaucoup d'objets ont dû être filtrés. Les biais mesurés sont également faibles. Ces surfaces s'identifient clairement sur la Fig. 4.14.

Ensuite, les erreurs sont plus importantes sur les surfaces telles que les polis glaciaires et surfaces mixtes. La dispersion peut atteindre 30 cm et les erreurs maximales de plusieurs mètres. Ces surfaces sont celles où les biais les plus importants, de l'ordre de 10 cm à 15 cm, ont été mesurés. Ils s'expliquent en partie par la pente forte, où les erreurs horizontales se répercutent sur l'erreur verticale. Les biais sur les fortes pentes peuvent aussi s'expliquer par des densités du nuage de points moins élevées. Cela se traduit par un biais positif si le nuage le plus ancien est le moins dense. La résolution d'acquisition explique par exemple les biais positifs importants sur les surfaces mixtes d'Argentière pour la comparaison juin-octobre 2013. Dans ce cas, le biais ne peut être corrigé.

Enfin, sur les surfaces forestières, les erreurs atteignent des valeurs maximales bien plus élevées, jusqu'à 11 m pour la plus importante. La dispersion est très forte et est la plus élevée de toutes les surfaces tests. Cette erreur est générée par la qualité du filtrage des données. En revanche, les biais sont très faibles : 1,2 cm et -2,9 cm pour le secteur de la Mer de Glace, -0,4 cm et -0,1 cm pour le secteur des Bossons. Les secteurs forestiers étant les surfaces de test les plus grandes, jusqu'à 25 ha (Tab. 4.2), cette caractéristique montre que le biais est avant tout un effet de site. Dès que les surfaces, sur lesquelles l'erreur est mesurée, deviennent plus grandes, les erreurs systématiques deviennent de plus en plus faibles. Cela tend à prouver que les biais sont avant tout des problèmes qui doivent être traités localement.

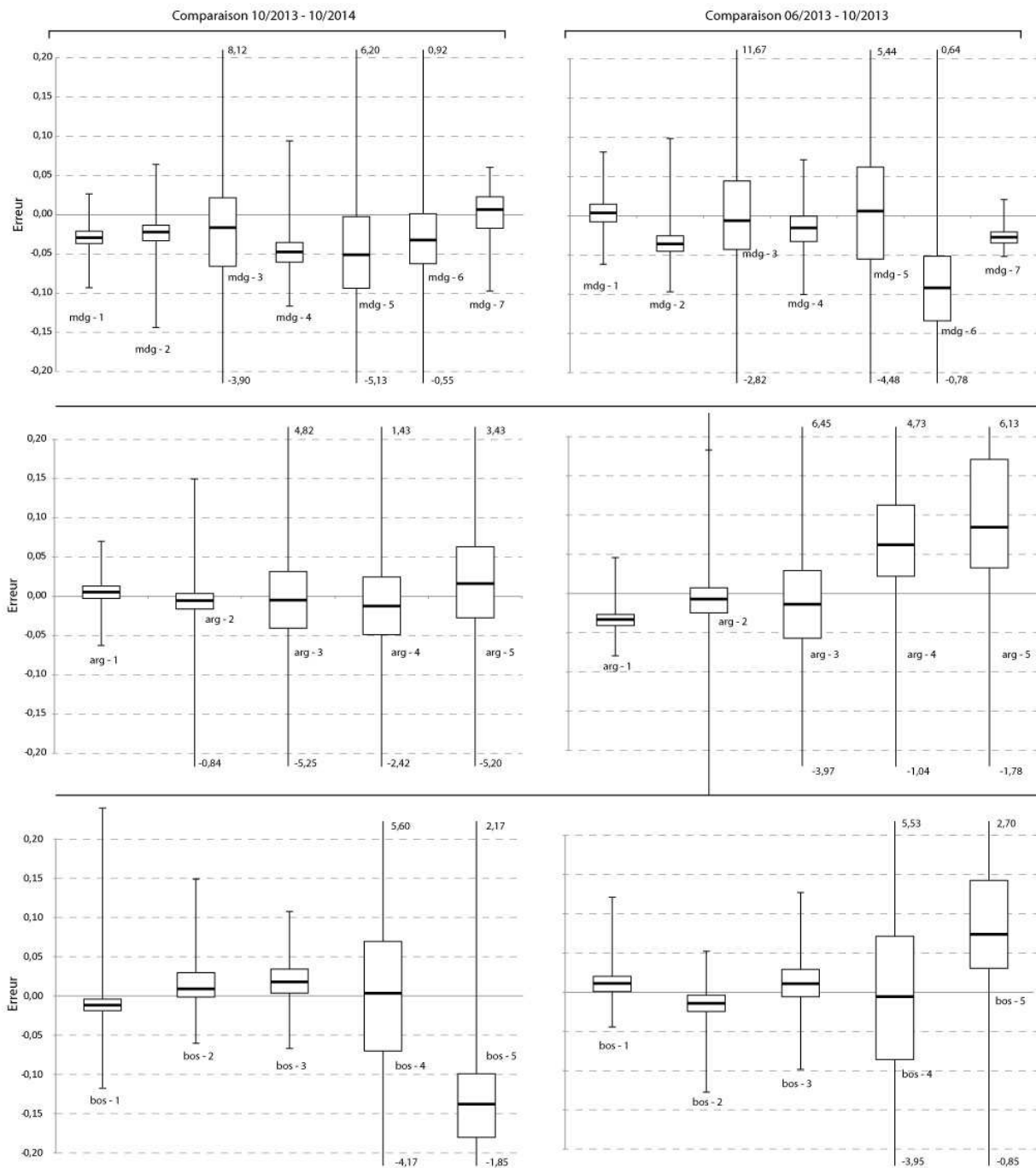
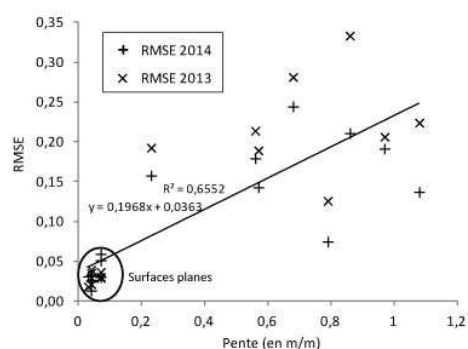


Fig. 4.12 Distribution des erreurs sur les surfaces tests.

La décomposition de l'erreur RMSE en fonction de ses composantes (Fig. 4.14) offre un niveau d'analyse plus large. Sur 34 échantillons, seuls 5 ont un biais dépassant 0,05 m, mais 16 ont une erreur aléatoire qui excède 0,05 m. L'erreur aléatoire est donc le paramètre principal de la RMSE. Comme nous attribuons son origine à la qualité du filtrage, nous estimons alors que ce paramètre est la principale source d'erreur de la comparaison des MNT.

ID	Type	Surface (m ²)	Pente moyenne (m/m)	RMSE 2014 (m)	RMSE 2013 (m)
mdg - 1	Piste herbeuse	3957	0,03	0,03	0,02
mdg - 2	Route	1199	0,04	0,03	0,04
mdg - 3	Forêt/alluvial	102405	0,23	0,16	0,19
mdg - 4	Piste/Remblais	1300	0,07	0,05	0,03
mdg - 5	Bedrock/moraine	42142	0,68	0,24	0,28
mdg - 6	Bedrock Poli glaciaire	3610	0,79	0,07	0,13
mdg - 7	Route	224	0,04	0,03	0,03
arg - 1	Piste gravier	1405	0,04	0,01	0,04
arg - 2	parking habitat	968	0,07	0,06	0,04
arg - 3	Bedrock/moraine	25803	0,57	0,14	0,19
arg - 4	Bedrock Poli glaciaire	4594	1,08	0,14	0,22
arg - 5	Bedrock/moraine	33644	0,86	0,21	0,33
bos - 1	Route	666	0,04	0,03	0,02
bos - 2	Route	1530	0,04	0,03	0,02
bos - 3	Route	7145	0,07	0,03	0,03
bos - 4	Forêt / versant	254103	0,56	0,18	0,21
bos - 5	Bedrock Poli glaciaire	5955	0,97	0,19	0,21



Tab. 4.2 Caractéristiques des surfaces tests.

Fig. 4.13 Erreurs RMSE en fonction de la pente.

D'un point de vue plus général, l'erreur est dépendante des caractéristiques morphométriques et environnementales de la surface sur laquelle on la mesure. Les surfaces anthropisées, habituellement utilisées, sous-estiment les erreurs. D'autre part, les erreurs générées par la qualité du filtrage ou celles liées à la pente sur couverts forestiers, les polis glaciaires ou les surfaces mixtes surestiment l'erreur. Les marges proglaciaires ou les dépôts torrentiels actifs présentent des pentes plus faibles et sont moins sensibles aux erreurs de filtrage (cf. paragraphe suivant). Par ailleurs, les erreurs ne sont pas statistiquement corrélées à la pente (Fig. 4.13). Il existe néanmoins un effet de seuil. Sur des surfaces planes ou subhorizontales, la RMSE n'excède pas 5 cm. Sur les autres surfaces, les erreurs RMSE sont centrées sur une valeur de 20 cm. Il faut enfin noter que les caractéristiques des erreurs pour les comparaisons juin-2013/octobre-2013 et octobre-2013/octobre-2014 restent relativement similaires.

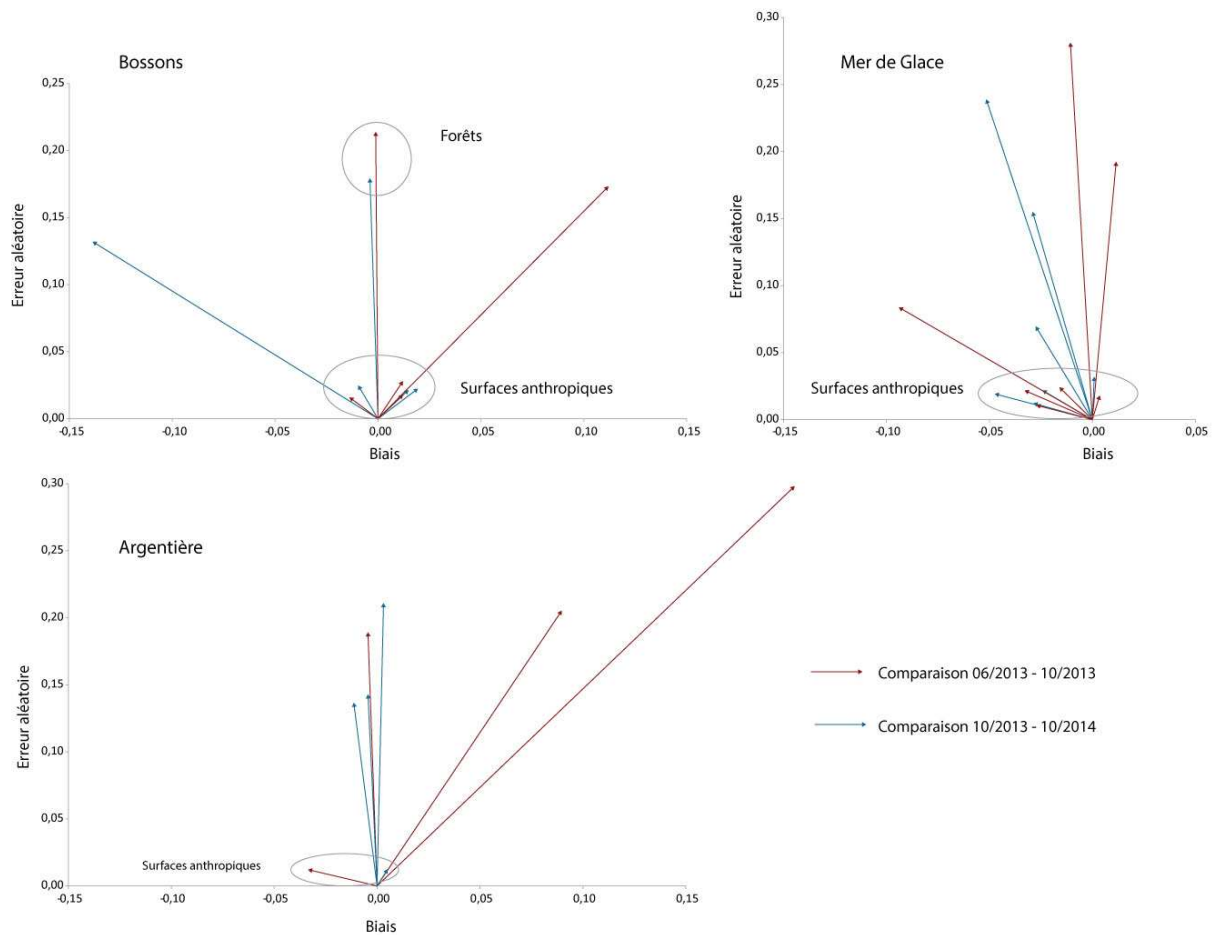


Fig. 4.14 L'erreur par site et par surface de mesure exprimée en fonction du biais et de la dispersion (erreur aléatoire). La longueur du vecteur correspond à l'erreur RMSE.

Le filtrage des données génère une erreur aléatoire qui semble être la cause principale des erreurs les plus élevées. Il a également été montré qu'augmenter la résolution des grilles rasters pouvait faire diminuer les erreurs en terrain à forte rugosité (Sailer et *al.*, 2014). Par ailleurs, les incertitudes sont mesurées sur des surfaces qui ne sont pas représentatives des sites sur lesquels nous quantifions les changements topographiques. Nous avons alors comparé les bilans sédimentaires obtenus sur le cône du Nant Blanc durant la période octobre 2013- octobre 2014 en fonction du filtrage et de la résolution des rasters. Le cône du Nant Blanc est représentatif de nos objets d'étude en terme de processus (torrentiels et ravinement) et de complexité géométrique de l'objet (rugosité, pente). Les résultats montrent que l'amélioration de la résolution n'a qu'une influence marginale sur les bilans sédimentaires, avec des variations inférieures à 0,2% par rapport aux volumes obtenus avec la grille de 1 m. Les résultats sont en revanche plus significatifs en fonction du filtrage. Le volume des dépôts obtenus avec le nuage brut (il n'y a pas de végétation sur la zone mesurée) sont supérieurs de 3% à ceux mesurés sur le nuage filtré. Les volumes érodés sont, au contraire, sensiblement similaires avec des différences inférieures à 0,2%. Rapportée à la surface de la mesure (23 244 m²), l'erreur de filtrage correspond à une erreur moyenne de 0,017 m, soit une valeur bien plus faible que celles obtenues sur les surfaces tests et que nous avons attribuées en grande partie aux problèmes de classification des nuages de points, comprises entre 0,1m et 0,3 m (Tab. 4.3). On peut alors supposer que les erreurs de filtrage, importantes sur des surfaces immobiles, sont lissées sur des surfaces qui ont évolué.

résolution raster (m)	nuage sol		nuage brut	
	dépôt (m ³)	érosion (m ³)	dépôt (m ³)	érosion (m ³)
1	13 643	19 387	14 071	19 402
0,5	13 617	19 355	14 081	19 437
0,25	13 623	19 355	14 088	19 449

Tab. 4.3 Comparaison des bilans sédimentaires sur le cône du Nant-Blanc sur la période 10-2013/10-2014 en fonction de la résolution et du filtrage du nuage.

Afin de déterminer au mieux les sources des erreurs, nous avons également tenté de caractériser l'erreur en fonction de plusieurs paramètres morphométriques et d'environnement que sont l'orientation, la pente, l'indice de rugosité (Cavalli et al., 2013) et la hauteur de végétation. Les résultats des analyses de composantes principales (ACP) se sont avérés décevants car ils n'expriment aucune tendance. Une des voies pour espérer des résultats plus probants sera dans le futur de baser ces analyses sur des caractéristiques moyennées avec un paramètre de voisinage (fenêtres glissantes).

Au final, l'analyse des erreurs de comparaisons des MNT montre que les erreurs les plus importantes proviennent des algorithmes de classification automatique. Les résolutions d'acquisition sont parfois également à l'origine d'erreurs importantes dans les secteurs les plus raides. Afin d'améliorer la qualité finale des MNT, il est nécessaire d'améliorer et de déterminer avec une plus grande précision les protocoles d'acquisition et de traitement des données auprès des prestataires LiDAR.

4.4.3 La chaîne de traitement

Les données ont été essentiellement traitées à travers les logiciels SAGA GIS, QGIS, et R qui possèdent l'avantage d'être interopérables, libres et opensource. Pour chaque site, l'ensemble des données ont été traitées suivant une grille de même dimension. La chaîne de traitement des données est en partie assurée par le prestataire. Le nuage de points filtré est ensuite interpolé pour générer le MNT qui est comparé à celui de l'année précédente (Fig. 4.15). Puis, l'incertitude de la mesure est évaluée et les changements significatifs sont isolés afin de calculer les volumes en jeux.

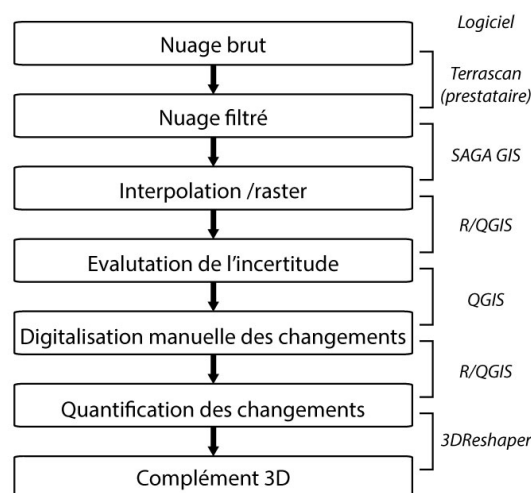


Fig. 4.15 Protocole méthodologique de comparaison diachronique des MNT LiDAR.

L'étape du recalage entre les MNT, apparu comme nécessaire pour certaines études après la comparaison des données brutes (Lallias-Tacon et al., 2014), n'a dans notre cas, pas été estimé assez pertinent pour être réalisée. Les biais constatés lors des comparaisons des MNT, en particulier sur les

surfaces planes, sont suffisamment faibles. Ceci s'explique probablement par l'amélioration des IMU, en partie responsables des biais. Par exemple, pour l'étude de Lallias-Taçon et *al.* (2014), dont les données ont été acquises par le bureau Sintégra, la dérive gyroscopique était de 0,75°/hr et 0,1°/hr. Pour les acquisitions que nous avons utilisées, les biais sont jusqu'à 75 fois plus faibles : 0,1°/hr pour juin 2013 et 0,01°/hr pour octobre 2013 et 2014 (Tab. 4.1). La dérive du gyroscope est donc beaucoup plus faible durant le vol. L'étape de réaligement des nuages de points n'est donc plus nécessaire. Le traitement des MNT LiDAR plus anciens nécessite en revanche un recalage. Il est probablement possible de diminuer encore le biais en utilisant, par exemple, le même pivot GNSS pour chaque nouvelle acquisition.

L'analyse des différentes erreurs montre qu'il est complexe de déterminer l'incertitude de la comparaison des MNT LiDAR dans les milieux géométriquement complexes que sont les espaces désenglacés. En pratique, l'incertitude varie systématiquement selon les différentes caractéristiques morphométriques et environnementales du terrain. A partir des résultats des erreurs, nous pouvons donc établir qu'un niveau d'incertitude de 10 cm est acceptable puisqu'il englobe à la fois les biais calculés sur des surfaces horizontales ou subhorizontales et les erreurs de filtrage établis sur le cône du Nant-Blanc. Le niveau d'incertitude a également été vérifié de manière empirique par la symbologie, c'est-à-dire l'affichage, de la différence des MNT. En deçà de 10 cm, le bruit est très important. Au-delà, la perte d'information devient conséquente. Pour les mesures de volume dans les ravines et plus généralement toutes les surfaces où la pente oscille entre 20° et 50°, l'incertitude est basée sur un seuil maximum de la RMSE que nous avons obtenu (Fig. 4.13) de 20 cm. Le niveau d'incertitude détermine le LoD (Level of Detection), c'est-à-dire le niveau à partir duquel un changement devient significatif (Lallias-Taçon et *al.*, 2014).

Nous avons quantifié les flux sédimentaires pour chaque entité géomorphologique ayant subi des changements topographiques. Dans un premiers temps, les surfaces qui ont changé sont isolées manuellement par photo-interprétation. Cette étape est régulièrement employée en milieu de montagne où le milieu est géométriquement complexe et les processus géomorphologiques variés (Scheidl et *al.*, 2008 ; Sailer et *al.*, 2012). Elle permet, par exemple, de ne pas prendre en compte des erreurs aberrantes ou des changements topographiques qui ne relèvent pas d'un transfert sédimentaire comme les accumulations avalancheuses. L'apport des orthophotographies est donc primordial pour déterminer la réalité d'un changement morphologique. Au sein de ses zones délimitées, le LoD est appliqué, c'est-à-dire que seuls les changements supérieurs à l'incertitude sont pris en compte (Fig. 4.16). Les volumes de dépôt et d'érosion sont ensuite calculés indépendamment en multipliant les hauteurs supérieures au LoD, par la taille des cellules du raster. L'incertitude est également calculée de manière indépendante pour les mesures de volumes d'érosion et de dépôt en multipliant les surfaces des changements significatifs par le LoD. L'incertitude totale du bilan sédimentaire correspond à la somme de l'incertitude des volumes de dépôt et d'érosion.

En cas de doute, une vérification visuelle des nuages de points est effectuée. S'il est nécessaire, le volume peut être recalculé en 3D par la méthode détaillée dans le paragraphe suivant.

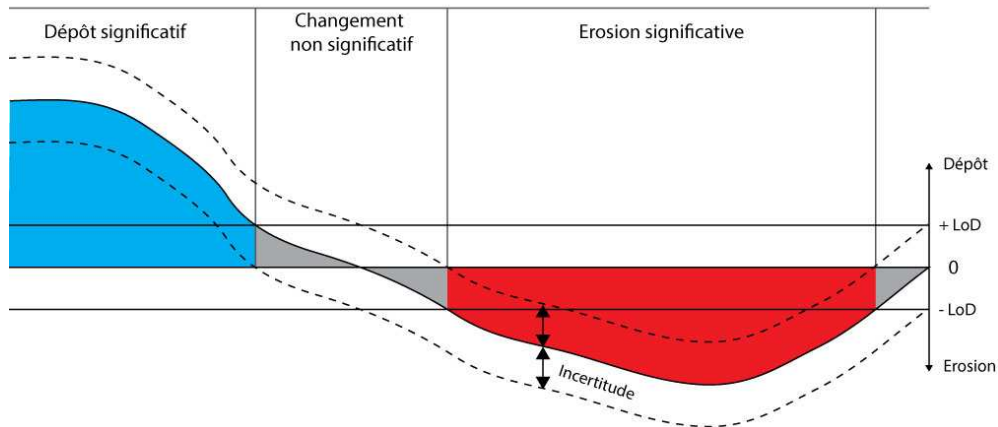


Fig. 4.16 Protocole méthodologique de comparaison diachronique des MNT LiDAR.

4.4.3 La 3D, une approche complémentaire nécessaire

Le raster permet de traiter facilement les données topographiques, notamment sur une large échelle. Leur utilisation possède néanmoins certaines limites (partie 4.2.2). L'approche 3D permet de palier une partie de ces limites méthodologiques. Son intérêt principal réside dans le fait que l'opérateur a un contrôle direct de la donnée, dans toutes les dimensions, contrairement à l'utilisation de raster où la dimension verticale est représentée de manière indirecte, comme par l'ombrage de MNT, les courbes de niveau ou l'utilisation d'une symbologie adaptée. Les erreurs aberrantes sont par exemple particulièrement visibles et peuvent alors être facilement corrigées.

L'exploitation des données en 3D a été effectuée avec 3DReshaper qui est un logiciel initialement utilisé en rétro-ingénierie. Son cœur de compétence est le maillage TIN qui est réalisé par étapes : d'abord un modèle avec des triangles grossiers afin d'obtenir un objet qui a une forme 3D grossièrement similaire à celle que l'on souhaite obtenir. Le maillage est ensuite affiné par une triangulation Delaunay, utilisant de nouveaux points du nuage, jusqu'à la résolution souhaitée. Un contrôle visuel par l'opérateur est nécessaire, comme pour les étapes d'inspection qui suivent. Le travail en 3D est amené à se développer, c'est pourquoi les géomorphologues seront probablement de plus en plus amenés à maîtriser cet outil.

Il est possible de calculer en 3D des bilans sédimentaires, bien qu'il n'existe actuellement pas de processus de traitement automatisés avec le logiciel 3DReshaper. Bremer et Sass (2012) ont ainsi réalisé des bilans sédimentaires avec les maillages TIN. Ravanel (2010) a par exemple projeté les surfaces de parois sur un même plan. En mesurant la différence entre les deux volumes artificiellement créés, il pouvait quantifier les écroulements. Cette méthode est toute fois efficace uniquement lorsqu'il n'y a pas de dépôt comme c'est le cas sur une paroi rocheuse. La méthode que nous avons élaborée (Fig. 4.17.1) pour calculer à la fois les volumes déposés et les volumes érodés utilise la même logique : créer des volumes artificiels. Pour chaque surface (à T0 et T1) est créé un volume *en dessus* et un volume *en dessous*. En réalisant la différence, grâce à des opérations booléennes du volume *en dessus* de T0 et *en dessous* de T1, on obtient le volume érodé. En faisant l'inverse, on calcule le volume érodé. Jaillet et al., (2013) ont recensé plusieurs erreurs topologiques qui peuvent apparaître après la génération d'un maillage TIN (Fig. 4.17.2) par le logiciel 3DReshaper. Ces erreurs doivent être corrigées afin de réaliser les opérations booléennes et/ou les mesures de volume.

Cette méthode possède néanmoins des inconvénients liés aux performances actuelles des logiciels. Elle n'est pas adaptée pour calculer des volumes sur des grandes surfaces. Par exemple, sur des surfaces sans changements, l'erreur aléatoire génère un nombre de maillages indépendants plus

important que ce que le logiciel (3DReshaper) peut gérer. Elle s'avère en revanche particulièrement utile pour des objets ponctuels qui peuvent générer des artéfacts.

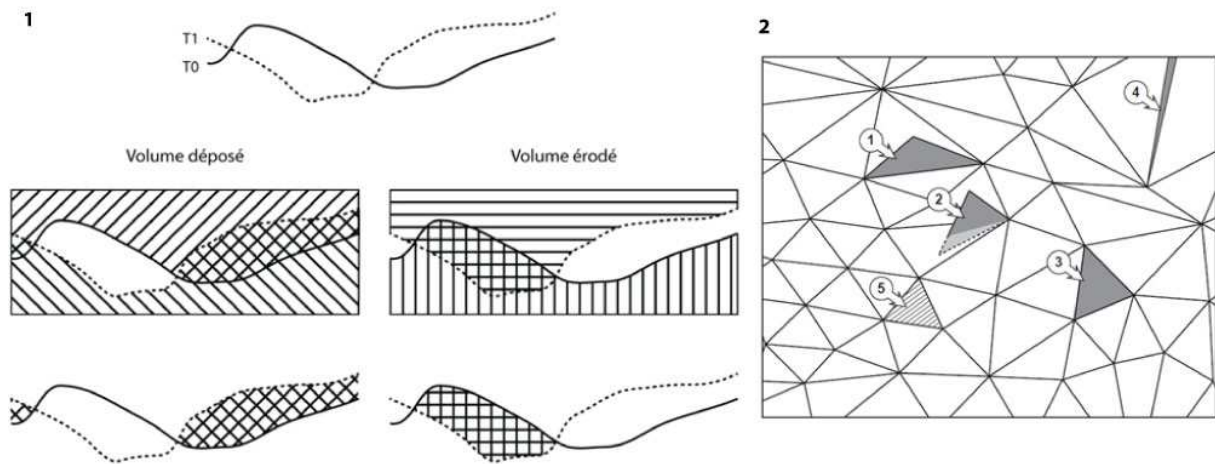


Fig. 4.17.1 Réalisation d'un bilan sédimentaire à partir d'un maillage TIN : Pour calculer le volume déposé entre la surface T0 et T1, il faut soustraire le volume « T0 dessus » au volume « T1 dessous ». Pour calculer le volume érodé, il faut soustraire le volume « T0 dessous » au volume « T1 dessus ».

Fig. 4.17.2 Les différentes erreurs topologiques d'un maillage TIN (Jaillet et al., 2011) : (1) « non-manifold » ; (2) croisées ; (3) redondantes ; (4) allongées ; (5) instables ou inversées.

De nombreuses approches se développent actuellement afin d'utiliser les données topographiques à haute résolution pour reconstituer des volumes ou des niveaux. Le volume des cônes est une information très précieuse pour calculer les taux de sédimentation et les bilans sédimentaires, notamment postglaciaires (Campbell et Church, 2003 ; Cossart et Fort, 2008 ; Tunncliffe et Church, 2011). Plusieurs méthodes mathématiques ont été utilisées afin d'approximer le volume de ces cônes (Campbell et Church, 2003 ; Cossart et Fort, 2008) mais la méthode basée sur un dessin géométrique (Fig. 4.18) est celle qui permet d'obtenir l'information la plus précise (Tunncliffe et Church, 2011). Elle nécessite néanmoins d'isoler géométriquement la surface du cône de celle du versant ce qui est désormais réalisable avec les outils informatiques. De la même manière, il est possible d'évaluer les volumes de beaucoup d'autres formes telles que les dépressions (Fig. 6.6), les ravines, etc. Ce type d'approche peut en fait s'apparenter à un travail de dessin tel que le faisaient auparavant les géomorphologues.

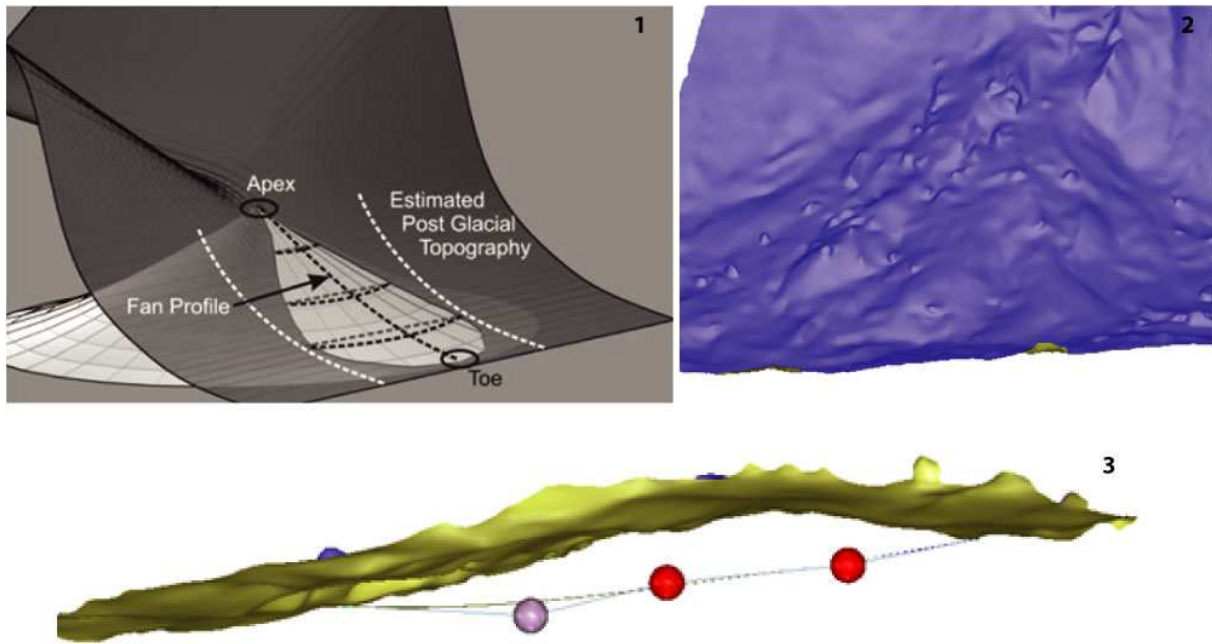


Fig. 4.18 Exemple de mesure du volume d'un cône torrentiel : (1) Calcul idéal d'un cône de déjection post-glaciaire (Campbell et Church, 2003) ; (2) Vue oblique du modèle 3D du cône du Nant Blanc ; (3) Ajustement manuel de la surface postglaciaire sur le cône du Nant-Blanc.

4.5 Conclusions du chapitre 4

Le détail de la méthodologie spécifique des traitements des données LiDAR est primordiale dans le but de limiter au maximum la génération d'erreur pendant le traitement et de comprendre au mieux les limites de l'interprétation de l'étude diachronique des MNT. Le détail, bien que non exhaustif, des sources d'erreur, permettra à l'avenir d'améliorer encore les protocoles d'acquisition et de traitement des données topographiques à haute résolution. L'analyse de la chaîne d'erreur fait néanmoins ressortir que les principales sources de l'incertitude résident dans la qualité de la classification automatique des nuages de points ainsi que l'acquisition et la représentation des terrains à forte pente. L'évolution des technologies, en particulier concernant les centrales inertielle, permet actuellement de ne pas avoir à réaligner les MNT afin de corriger les biais de comparaison.

Enfin, les méthodes de traitement en 3D, jusque là limitée à des champs d'études assez restreints, tels que les parois ou le monde souterrain, offrent des perspectives très intéressantes pour l'analyse topographique des marges proglaciaires. Elle permettrait notamment de passer outre les verrous de la représentation des terrains de montagne par les rasters.

Chapitre 5

Les dynamiques géomorphologiques des marges proglaciaires de la Mer de Glace, d'Argentière et des Bossons

5.1 Introduction

En se retirant les glaciers libèrent d'importants volumes sédimentaires issus de la morphogénèse glaciaire. Afin de comprendre si ces matériaux libérés sont susceptibles de fournir abondamment les systèmes torrentiels, il est nécessaire d'étudier les dynamiques géomorphologiques qui prennent place à l'aval immédiat des fronts glaciaires. C'est dans cette perspective qu'une attention particulière a été portée à la marge proglaciaire actuelle dans son rôle de tête de bassin des systèmes torrentiels ; c'est-à-dire que les ajustements géomorphologiques aux conditions désenglacées ne sont pas analysés individuellement mais sont interprétés comme des processus qui peuvent contribuer à la fourniture de matériaux aux torrents.

Pour mener à bien l'analyse de la marge proglaciaire et ses effets sur la dynamique torrentielle et sa morphogénèse, nous avons mené une étude géomorphologique à une échelle fine et l'analyse multi-temporelle des MNT LiDAR. Ces derniers sont particulièrement adaptés pour quantifier et traiter les flux sédimentaires morphogènes qui œuvrent dans les marges proglaciaires. Au-delà de l'intérêt de la quantification des dynamiques, l'objectif de ce chapitre est également de mettre en lumière les trajectoires géomorphologiques des marges proglaciaires selon leurs spécificités. Cette comparaison entre différents systèmes glacio-torrentiels a pour objectif de discerner les tendances générales de l'évolution actuelle des marges proglaciaires de celles qui sont forcées par des traits géomorphologiques locaux, comme les différences qui peuvent intervenir entre les glaciers de vallée (Argentière et Mer de Glace) et les glaciers de versant (Bossons).

La connaissance des conditions météorologiques durant les périodes entre lesquelles sont effectués les levés topographiques est primordiale. La température est un des principaux paramètres du bilan radiatif qui détermine les débits de fonte (Maizels, 2002 ; Jansson *et al.*, 2003 ; Willis, 2011). Un été particulièrement chaud signifie alors que les débits sont soutenus et que les processus fluviaux, en fond de vallée, peuvent alors être conséquents. Les précipitations, notamment de forte intensité, sont quant à elles à l'origine du remaniement des stocks sédimentaires de versant, comme les moraines latérales (Chiarle *et al.*, 2007; Godon, 2013).

Le climat des deux étés (2013 et 2014) lors desquels ont été effectués les bilans sédimentaires, sont contrastés. Sur la période mai-septembre, les données météorologiques sont relativement similaires avec une température moyenne identique (Fig. 5.1) et un écart de pluviométrie de 55 mm. En revanche, sur les trois mois les plus chauds (juin-juillet-août), les différences sont nettement plus marquées. La température moyenne de l'été 2013 est supérieure de 1°C à celle de 2014. En ce qui concerne les précipitations, sur ces trois mois, celles-ci sont de 164 mm plus importantes en 2014 qu'en 2013 (466 mm en 2014 contre 302 mm en 2013), avec une intensité maximale supérieure de 39 mm/jour pour le jour le plus humide de 2014.

La période estivale 2013 a été calme et aucun événement hydromorphologique significatif n'a été observé. Par contre, l'été 2014 a connu deux épisodes de crue d'occurrence décennale. Sur le torrent de la Creusaz, la crue du 7 août 2014 est consécutive à la rupture d'une poche d'eau intra-glaciaire, sans qu'il n'y ait eu de précipitations importantes le jour même ou les jours précédents (cf. partie 7.3). L'évènement est resté très localisé et n'a eu de conséquences qu'à l'échelle du chenal du torrent. La crue du 26 août 2014 a, quant à elle, été générée par des précipitations intenses. Cet évènement, qui a provoqué des débordements en fond de vallée a également eu des implications géomorphologiques importantes dans les marges proglaciaires.

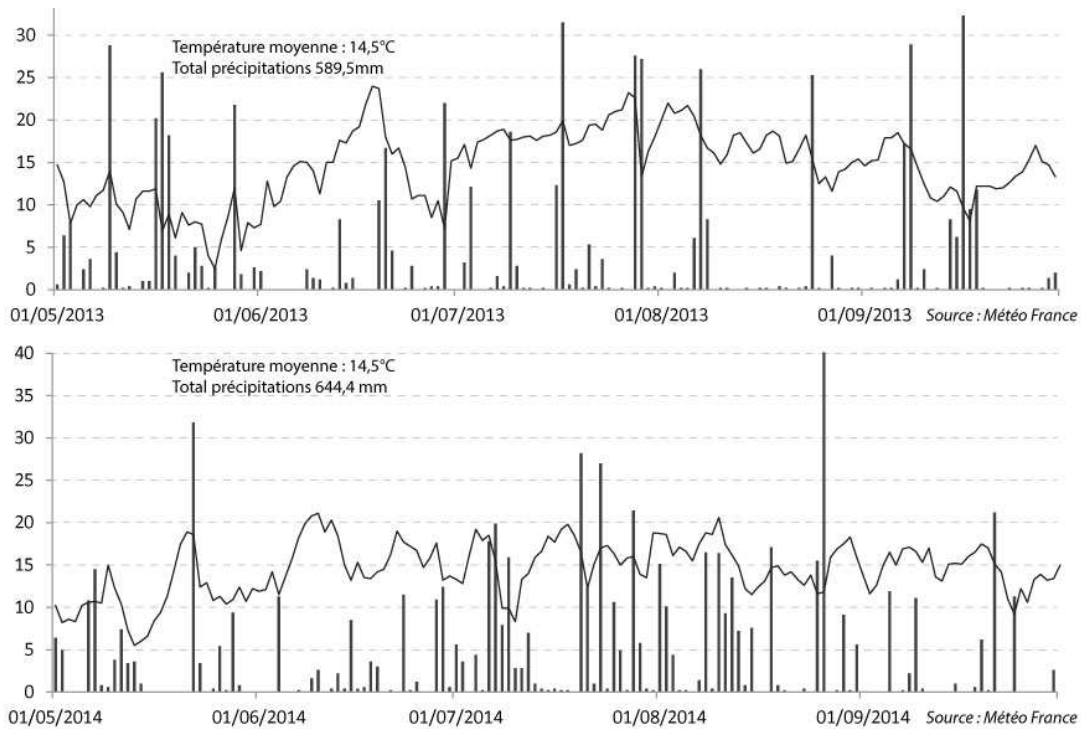


Fig. 5.1 Température moyenne et précipitations quotidiennes sur la période mai-septembre 2013 et 2014 - station Météo France de Chamonix.

5.2 La marge proglaciaire de la Mer de Glace, un puits sédimentaire

5.2.1 Une géomorphologie typique des vallées désenglacées

La marge proglaciaire récente de la Mer de Glace se développe dans une vallée perchée – par rapport à celle de l'Arve – sur une surface d'environ 0,4 km² (Fig. 5.2 et 5.3). Depuis les années 1960, le front du glacier s'est retiré en amont des gorges de l'Arveyron, appelées également *gorges du Mauvais Pas*. Lors de la ré-avancée des glaciers dans les années 1970 et 1990, la position la plus basse du front de la Mer de Glace – atteint en fait en 1996 – se situait 150 m en amont de l'entrée de ces gorges. Entre 1996 et 2014, la Mer de Glace s'est retirée de 700 m, laissant apparaître plusieurs formes typiques des transitions paraglaciaires.

Le paysage de la marge est d'abord marqué par la présence de deux petits lacs proglaciaires, apparus dans les années 1990 et 2000 avec le recul de la Mer de Glace. Ils sont appelés lacs Emeraude. Le barrage morainique du lac aval marque le maximum de la Mer de Glace atteint en 1996. Leur formation et leur rôle dans la dynamique proglaciaire seront détaillés dans la partie suivante.



Fig. 5.2 La marge proglaciaire de la Mer de Glace en mai 2015.

La « vallée perchée » de la Mer de Glace présente ensuite une dissymétrie marquée entre les deux versants de la vallée (Fig. 5.3). La rive gauche est constituée de roches moutonnées avec une couverture de till très discontinue. Seule la moraine latérale gauche du PAG constitue une couverture détritique continue, mais elle est perchée à plus de 200 m du fond de vallée et est stable et déconnectée. Le versant de rive droite est constitué par une moraine latérale d'un commandement de 200 m environ. A l'aval du front du glacier, la phase d'ajustement paraglaciale de la moraine est déjà avancée. L'érosion régressive de la moraine dans sa partie sommitale a fait disparaître les crêtes morainiques. A la base de la moraine, prennent place une série de cônes :

- les cônes C1 et C3 d'origine torrentielle du Nant des Grands Montets et du Nant Blanc (le plus imposant) qui prennent leur source au plan des Drus ;
- les cônes C2, C4 et C5, produits du ravinement de la moraine, qui forment avec les précédents un ensemble coalescent ;
- les cônes C6 et C7, à l'aval des Lacs Emeraude, également produits du ravinement. L'un est végétalisé et l'autre est encore actif, juste à l'entrée des Gorges du mauvais pas.

En rive gauche, également à l'entrée des gorges, se trouve un dépôt d'écroulement de décompression postglaciaire (E), illustré en Annexe 3.

En amont du front glaciaire, la situation est plus simple. La limite entre la zone d'érosion et de dépôt de la moraine est située plus haut. Du fait de la présence du glacier, aucun cône ne peut se former. Enfin, la présence d'un imposant remblai (R), réalisé par EDF lors des travaux de remontée du captage à partir de 2008, est à noter.

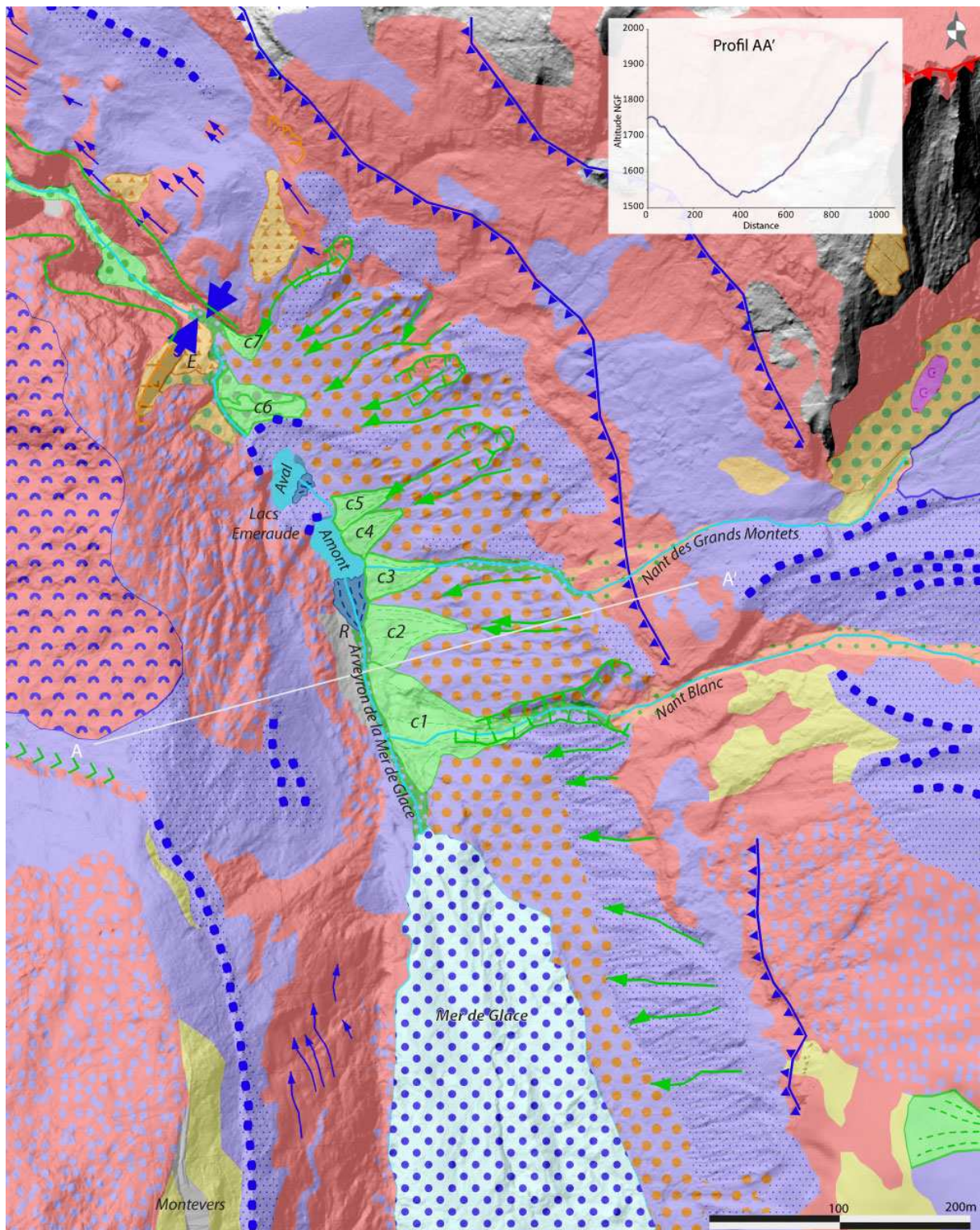


Fig. 5.3 Carte géomorphologique de la marge proglaciaire de la Mer de Glace ; Légende Annexe 2.

Le captage sous glaciaire (partie 4.2) doit assurément être pris en compte car il modifie profondément les dynamiques morphologiques. La marge proglaciaire de la Mer de Glace est, en effet, totalement court-circuitée des eaux du torrent sous-glaciaire. Les écoulements de l'Arveyron de la Mer de Glace proviennent uniquement de la fonte de la Mer de Glace à l'aval du captage et des affluents du Nant Blanc et du Nant des Grands Montets. Nous avons pu observer à de nombreuses reprises que lors d'une journée estivale chaude, le débit de l'Arveyron n'excède pas quelques centaines de litre par

seconde dans son tronçon court-circuité, alors qu'à l'aval de la restitution, il peut aisément dépasser 15 ou 20 m³/s. La dérivation permanente, par laquelle transite les eaux captées, est en capacité d'absorber une crue vicennale, voire cinquantennale (Frison-Roche et Négros, 1996). L'Arveyron au front de la Mer de Glace n'a ainsi pas connu de crue depuis la mise en service de la station EDF des Bois en 1973. Les processus morphogéniques d'érosion, de transit et de dépôt sont donc profondément altérés et doivent être pris en compte.

5.2.2 Les lacs Emeraudes, des pièges sédimentaires efficaces

Les lacs Emeraude occupent une place majeure dans le système torrentiel de l'Arveyron de la Mer de Glace, à la fois puits sédimentaire et source de risque en cas de rupture du barrage naturel. Un premier lac a point, en 1998, à la faveur du barrage formé par la moraine frontale fraîchement dégagée du glacier. Le deuxième lac apparaît en 2002, derrière un édifice morainique plus petit. Le front du glacier est resté en contact avec le lac jusqu'en 2007. Une fois le front de la Mer de Glace déconnecté, le lac amont a commencé à diminuer de taille. Ces deux lacs ont rapidement suscité l'inquiétude auprès des gestionnaires et élus car la stabilité des barrages morainiques n'était pas connue (Amelot et Coutterand, 2006). Ils représentaient alors une menace potentielle sur un territoire toujours marqué par la catastrophe de Tête-Rousse en 1892. La surveillance des deux lacs a été effectuée par le service RTM 74, qui a notamment réalisé une bathymétrie du lac aval en 2002.

Le fonctionnement de cet ensemble lacustre est assez original. Les eaux provenant de l'Arveyron décantent d'abord dans le premier lac avant de rejoindre le second lac situé 50 m plus en aval (pour 9 m de dénivelée). Contrairement au lac amont, le lac aval ne possède pas d'exutoire. Les eaux s'infiltrent dans la moraine pour ressortir quelques dizaines de mètres plus à l'aval. La moraine est composée de blocs plurimétriques sans remplissage. Seule la base de la moraine est colmatée par les argiles de décantation. En cas de crue, le lac se met en charge et le niveau peut s'élever de plusieurs mètres, jusqu'à atteindre un pseudo exutoire (Fig. 5.4.1), perché à 4 m au-dessus du niveau normal du lac en été. Des laisses de crue témoignent de la montée du niveau du lac. En dehors des périodes de crue, l'amplitude du marnage du lac atteint quelques dizaines de centimètres. La taille des blocs du barrage morainique lui assure une stabilité certaine. Les lacs Emeraudes ne constituent pas, avec leur fonctionnement actuel, un risque de GLOF.

La dynamique sédimentaire générale de l'Arveyron de la Mer de Glace dans sa marge proglaciaire est largement liée à la présence de cet ensemble lacustre. Les éléments les plus grossiers s'accumulent sur le delta du lac amont. Les particules plus fines se déposent ensuite au fond de celui-ci, mais une partie arrive à transiter vers le lac aval où ils se décantent. Toute la production sédimentaire en amont des lacs est piégée. Les lacs Emeraude constituent donc une rupture totale dans le *continuum* sédimentaire. Néanmoins, cet effet de barrage n'est que temporaire puisque ces lacs sont voués à disparaître, comblés sous les sédiments.

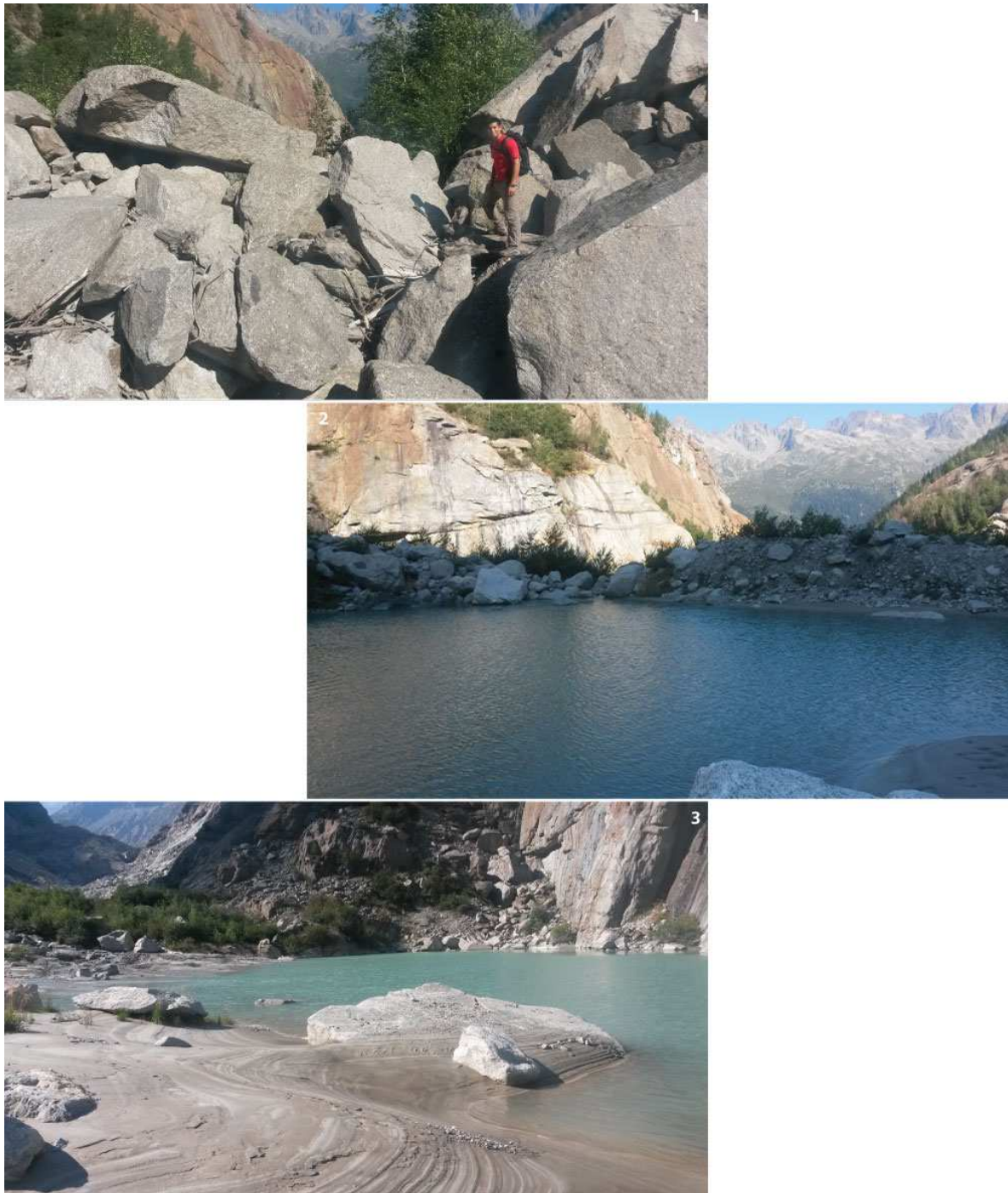


Fig. 5.4 Les lacs Emeraude : (1) Pseudo exutoire perché du lac aval ; les laisses de crue (bois mort) témoignent de la mise en charge du lac ; (2) Moraine frontale barrant le lac amont ; (3) dépôts argileux du lac aval ; les traces de marnage sont visibles.

Afin de déterminer la durée de vie de cet ensemble lacustre, nous avons d'abord réalisé le suivi du remplissage du lac amont en mesurant l'évolution de sa surface à partir de 7 orthophotographies datées entre septembre 2008 et juillet 2015. Le volume du lac (V) est ensuite obtenu par la formule empirique établie par Huggel et *al.* (2002) qui est fonction de sa surface (A) :

$$V = 0.104 * A^{1.42}$$

De septembre 2008 à juillet 2015, le delta a avancé à une vitesse de l'ordre de 10 à 20 m/an. La surface du lac a diminué de 6 150 m² soit une vitesse de remplissage de 890 m²/an. Ces surfaces correspondent à un volume de 29 600 m³ et une vitesse de sédimentation de 4 300 m³/an. Le remplissage du lac amont est essentiellement lié à l'avancée du delta. Les produits du ravinement de la moraine latérale droite qui arrivent directement dans le lac n'ont contribué que ponctuellement à la diminution de la taille du lac. Le comblement s'est également accéléré au cours des années 2014 et 2015, où il a été trois fois supérieur aux années précédentes, suite à deux épisodes pluvieux intenses.

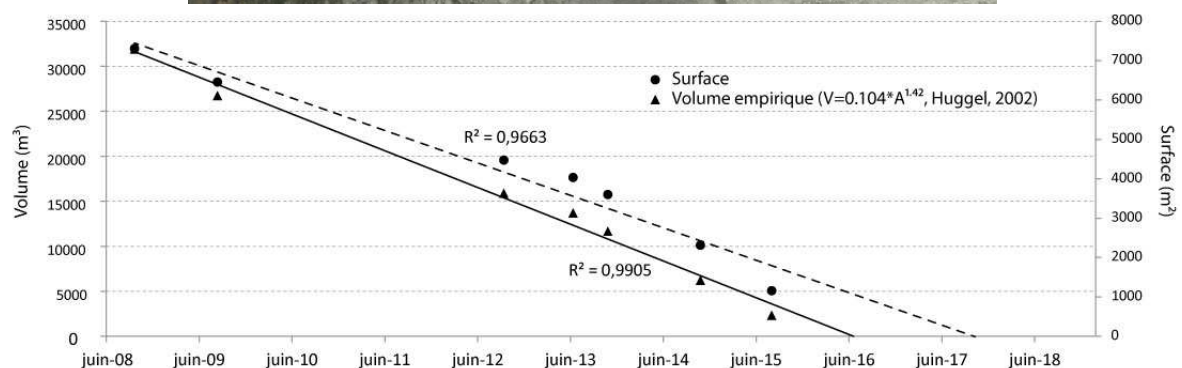
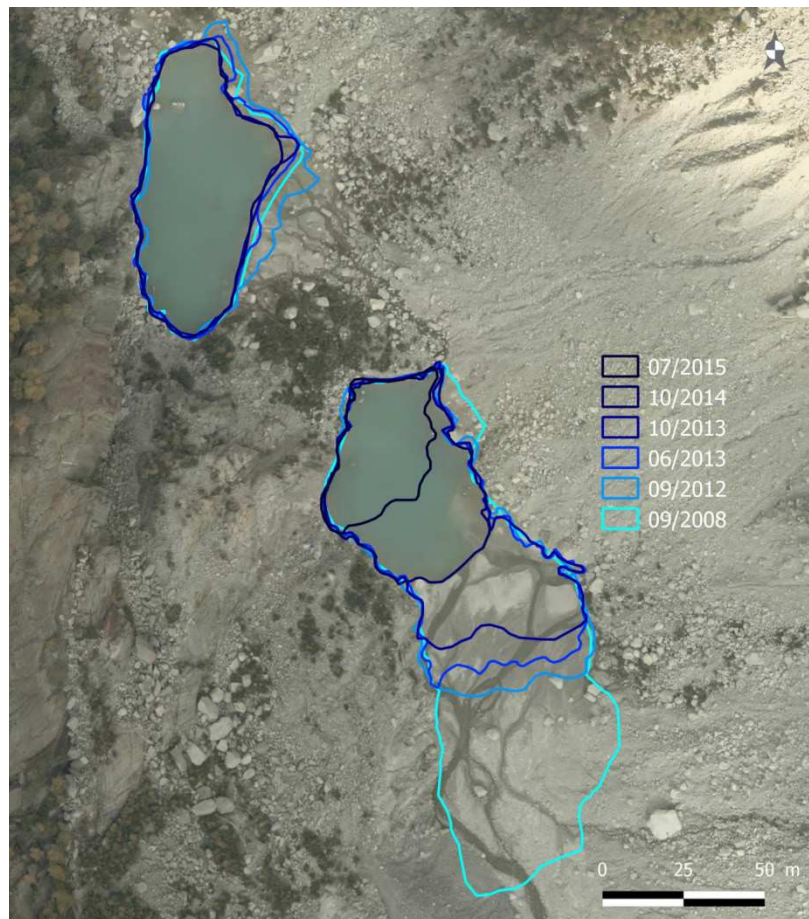


Fig. 5.5 Le remplissage des lacs Emeraude entre 2008 et 2015 : (1) évolution des contours des lacs ; (2) Evolution de la surface du lac amont et de son volume estimé.

Etant donnée l'importance du marnage du lac aval, le suivi de son contour est bien moins significatif (Fig. 5.5). On peut néanmoins noter que le delta a également progradé et que sa surface diminue, mais dans une mesure bien moindre que celui du lac amont. Un dépôt de lave provenant d'une ravine de la

moraine (cf. partie 5.2.3) avance également légèrement dans le lac. Nous avons estimé sa vitesse de sédimentation à partir d'un carottage réalisé en automne 2002 (Nomade et *al.*, Non publié). Les deux carottes prélevées ont permis d'établir que le lac aval s'est comblé à une vitesse de 180 m³/an lors des étés 2001 et 2002. En juillet 2002, la bathymétrie réalisée par le service RTM 74 a mesuré un volume du lac aval de 9 450 m³. Avec la vitesse de sédimentation obtenue en 2002, le volume en eau du lac - à niveau d'eau équivalent - est estimé à 7 300 m³.

D'après les projections (Fig. 5.5), le lac amont devrait être totalement comblé entre les étés 2016 et 2017. Les sédiments grossiers se déposeront alors directement dans le lac aval. Comme ce dernier a son exutoire perché, sa capacité de stockage est bien supérieure à son volume d'eau. Il équivaut à celui de toute la dépression. Deux scénarii ont été établis afin d'établir le volume de stockage des lacs à partir des données LiDAR d'octobre 2014 (Fig. 5.6) :

- un remplissage rectiligne, dont on connaît la justesse géométrique, puisqu'elle résulte d'une interpolation linéaire ;
- un remplissage de forme convexe, à l'allure plus semblable aux dépôts fluviaux « naturels » lors d'une phase d'excédent sédimentaire.

Le volume estimé du lac a été ajouté. Pour le cas d'un remplissage rectiligne, la capacité de stockage du lac aval est de 58 000 m³. Dans le cas d'un remplissage plus convexe, il est de 68 000 m³. En reprenant la vitesse de sédimentation du lac amont de 4 300 m³/an, le lac aval devrait perdurer pendant 15 à 20 ans après le comblement du lac amont, puis disparaître aux alentours de 2035.

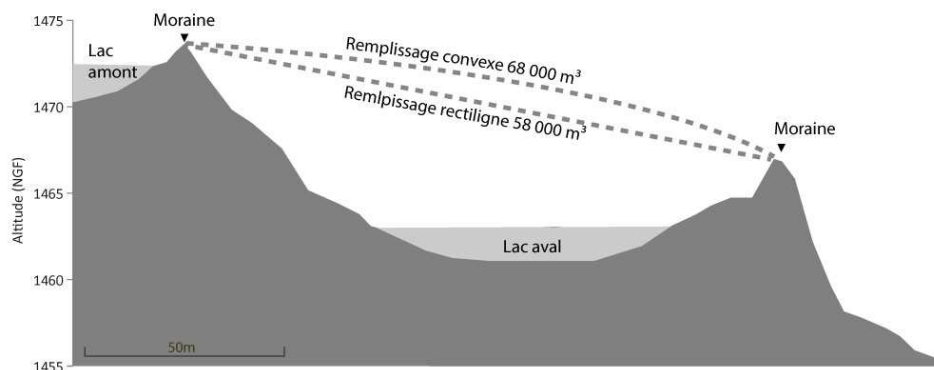


Fig. 5.6 Vue de profil du lac aval et estimation de la capacité de stockage du lac aval en fonction de la forme du remplissage.

Tant que les sandurs perdureront, le tronçon continuera à fonctionner comme un piège sédimentaire, même s'il pourra tout de même laisser transiter une partie des matériaux vers l'aval (Geilhausen et *al.*, 2012). Néanmoins, ces sandurs formés par les deltas ne sont pas non plus pérennes. Le ravinement de la moraine latérale droite fait avancer le dépôt de pied de versant et contraint de plus en plus le lit de l'Arveyron qui ne peut alors plus divaguer. A l'extrémité amont du contour du lac en 2008, le delta a désormais quasiment totalement disparu sous le produit du ravinement de la moraine. Cette trajectoire géomorphologique peut apparaître comme paradoxale puisque le fond de vallée passe d'une morphologie fluviale organisée – le sandur – à une forme plus désorganisée, de type colluvial, où les dépôts morainiques et torrentiels ne peuvent plus être distingués.

Il est enfin nécessaire de remettre le remplissage des deux lacs dans le contexte d'un tronçon court-circuité. Un carottage réalisé par le laboratoire EDYTEM (non publié), sur le lac de la Girotte, lui-même alimenté par le captage désormais proglaciaire de Tré-la-Tête (Massif du Mont-Blanc), a établi que la vitesse de sédimentation était d'environ 17 000 m³/an. Son remplissage récent est quasi-exclusivement assuré par les farines glaciaires. Le glacier de Tré-la-Tête étant environ cinq fois plus

petit que celui de la Mer de Glace, on peut raisonnablement supposer que, sans le captage, la durée de vie des deux lacs n'aurait pas excédé quelques années, voire que les lacs n'auraient pas existé du tout, puisque les dépressions lacustres auraient pu être comblées sous le glacier.

5.2.4 L'ajustement de la moraine latérale

L'ajustement des flancs internes de moraines latérales a fait l'objet de nombreuses études (Ballantyne, 2002 ; Curry *et al.*, 2006 ; Mercier, 2007). La marge proglaciaire de la Mer de Glace est dominée par la présence de l'imposante moraine latérale droite. Le niveau de connectivité entre cette moraine et le système torrentiel de l'Arveyron de la Mer de Glace est un des points clé de la connaissance des sources sédimentaire du torrent et de son évolution future.

Les processus d'ajustement morphologique de la moraine aux conditions englacées sont de deux ordres : hydrologique et gravitaire. Les laves torrentielles qui s'initient spontanément dans les ravines, constituent les principaux agents de remobilisation des matériaux (Ballantyne, 1995 ; Ballantyne, 2002 ; Curry *et al.*, 2006). Les laves peuvent aussi être initiées par des torrents parcourant la moraine (Jomelli *et al.*, 2002 ; Ballantyne, 2002). Ce deuxième type de processus est abordé dans la partie 5.2.5 (*infra*).

La moraine latérale droite de la Mer de Glace est parcourue par plusieurs ravines qui modifient son profil en érodant les sédiments dans sa partie haute puis en les déposant plus bas. Dans un premier temps, l'attention est portée sur l'analyse de la morphométrie des ravines afin d'en évaluer la stabilité et ensuite sur l'évolution consécutive de la topographie de la moraine.

Analyse morphométrique de la moraine

Le potentiel de remobilisation de la moraine peut être évalué à travers des variables morphométriques. Curry *et al.*, (2006) ont souligné qu'une remobilisation conséquente des flancs internes des moraines de glaciers suisses n'est effective que pour des pentes supérieures à 30° et des hauteurs dépassant 120 m. Sur les 8 principales ravines identifiées pour la Mer de Glace, toutes disposent de cette propension à un remaniement important (Fig. 5.7). Les profils de pentes des ravines ont été établis depuis les profils topographiques tirés du MNT LiDAR de 2014. Ils ont ensuite été lissés afin de rendre la pente lisible. L'information morphométrique provenant des MNT à haute résolution peut être en effet fortement bruitée par des effet topographiques à fine échelle (Jain *et al.*, 2006).

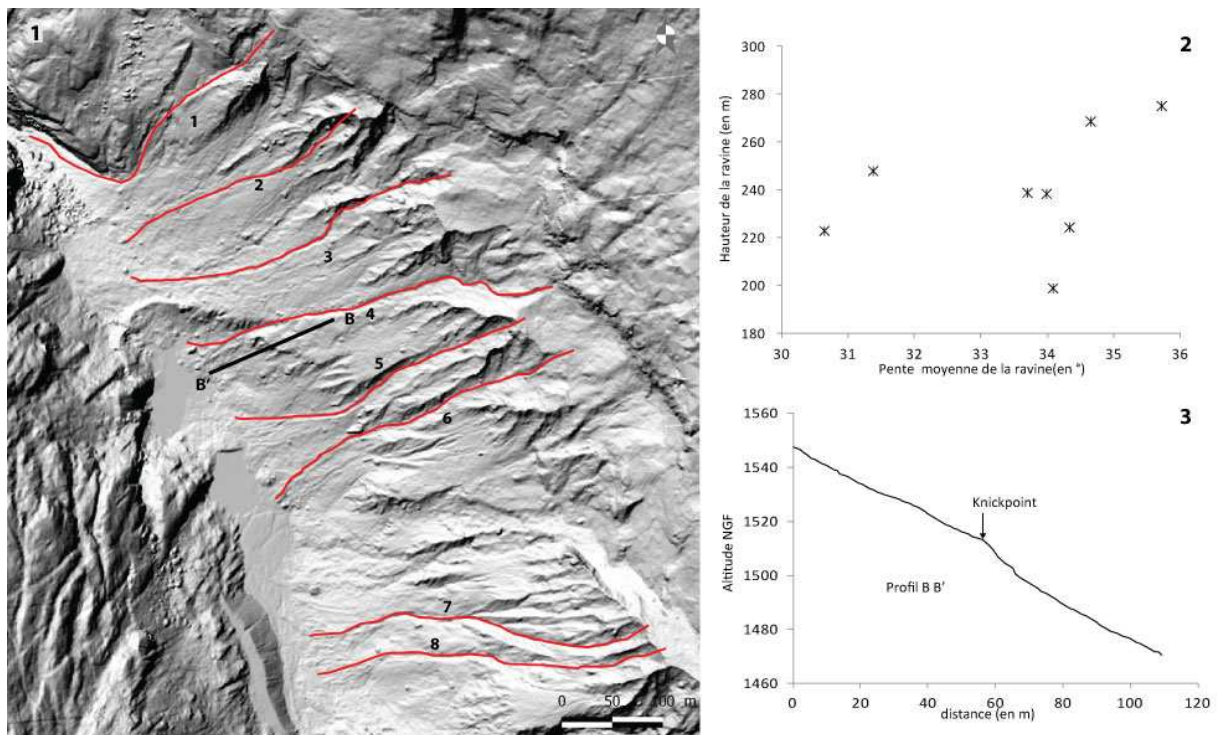


Fig. 5.7 Caractéristiques morphométriques de la moraine latérale droite de la Mer de Glace : (1) localisation des ravines et du profil BB' ; (2) hauteur des ravines en fonction de la pente ; (3) profil BB'.

L'analyse en détail des profils de pente (Fig. 5.8) apporte des précisions sur le niveau d'avancement de l'ajustement. Les ravines les plus anciennes (n° 1, 2 et 3, Fig. 5.8) s'initient dans des pentes très fortes, pouvant excéder 60°. Ces pentes correspondent soit à l'affleurement du lit rocheux (Annexe 3), soit à un secteur en érosion régressive très marquée. Cette situation traduit en fait un état avancé, décrit dans les transitions paraglaciaires (Ballantyne, 2002), où les volumes sédimentaires remobilisables sont de moins en moins importants en tête de ravine. Ces ravines les plus anciennes ont un profil - excepté donc leur partie sommitale - qui tend à se stabiliser sur des pentes entre 30 et 35°. La ravine n°4 possède notamment le profil le plus régulier, avec une pente moyenne de 30° ; c'est par ailleurs la ravine qui a subi les plus faibles changements au cours de l'été 2014 (Fig. 5.10.1 et 5.10.2). Les ravines les plus récemment soumises aux conditions désenglacées (n°7 et 8) ont au contraire, les profils de pente plus bruités. La variation de l'allure générale de la pente est également plus importante. Cette situation exprime logiquement une instabilité plus grande, les processus d'ajustement n'ayant pas encore totalement œuvrés. L'analyse des profils de pente des ravines montre donc logiquement que les espaces les plus récemment désenglacés sont les plus instables. Couplés à l'analyse géomorphologique, elle montre également que les ravines les plus anciennes sont dans un stade d'ajustement avancé.

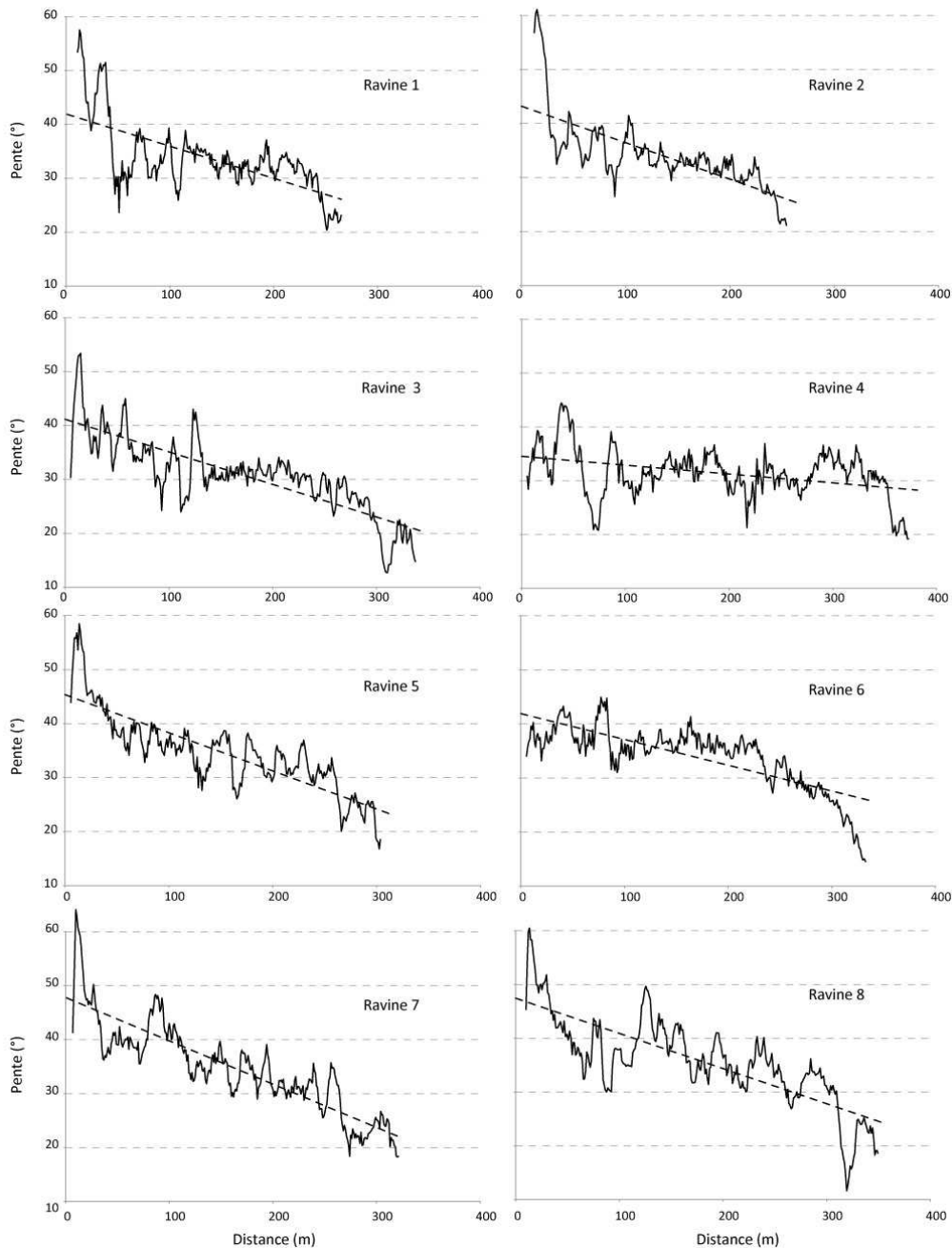


Fig. 5.8 Profils des pentes des principales ravines de la moraine latérale droite de la Mer de Glace ; situation des ravines Fig. 6.7.

Les profils topographiques des ravines, bien que parfois bruités, sont relativement réguliers, sans rupture de pente clairement identifiable, excepté dans leur partie supérieure. Cependant, de la moraine terminale de 1996 au cône du Nant des grands Montets, une rupture de pente nette apparaît dans les interfluves de la moraine (Fig. 5.7, profil BB', et Fig. 5.2). Cette rupture de pente – ou *knickpoint* – est liée à l'avancée de la Mer de Glace dont le front est resté stable, entre 1975 et 1995. Durant cette période, l'amplitude des variations du front du glacier a été inférieure à 50 m (Fig. 2.3). Un profil d'équilibre de la moraine s'est alors établi, avec le glacier comme niveau de base (Fig. 5.9). Une végétation arbustive s'était développée, témoignant ainsi de la stabilité de ce profil. Lorsque le glacier s'est retiré, le niveau de base s'est abaissé et la pente des ravines s'est progressivement ajustée par érosion régressive. La végétation qui s'était installée sur des pentes stables a, par endroits, totalement disparue. Les interfluves actuels témoignent de ces anciennes conditions d'équilibre et

expliquent les ruptures de pente (Fig. 5.7.3). Ils représentent un volume sédimentaire pouvant être potentiellement remanié. Cependant, aucun changement topographique significatif ne s'est produit durant les étés 2013 et 2014. Il pourrait donc s'agir de formes stables, comme on peut l'observer au front de plusieurs grands glaciers alpins tels que le glacier du Lys (Italie) ou celui du Pitzal (Autriche), mais pour lesquelles les dimensions sont moins importantes que pour la Mer de Glace. L'ajustement de tout le versant s'effectuera très probablement sur un temps long, d'au moins quelques décennies.

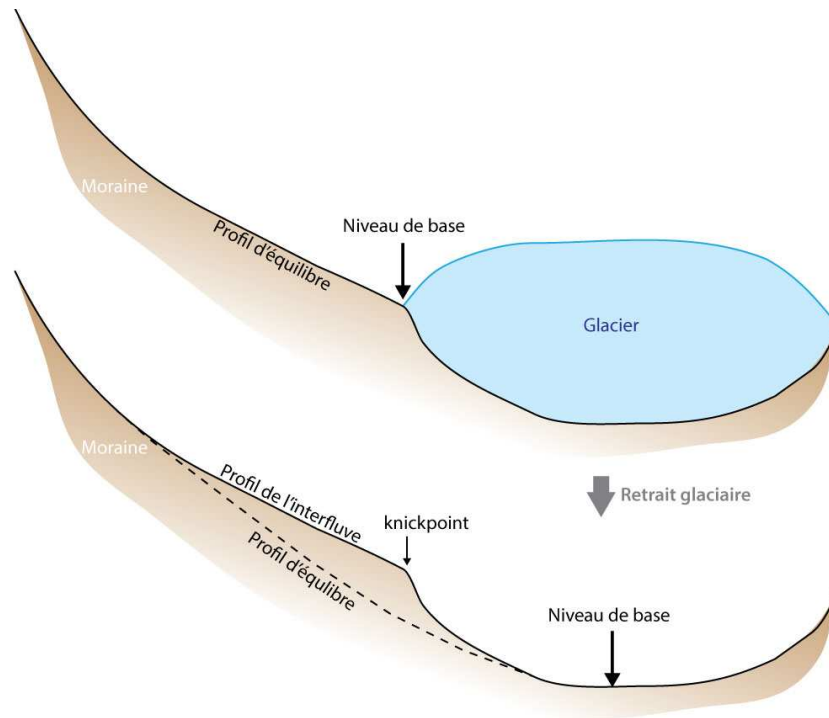


Fig. 5.9 Changement du niveau de base en lien avec le retrait glaciaire, et conséquences d'une phase de stabilisation du glacier sur les profils d'équilibre de la moraine.

L'évolution topographique de la moraine

L'évolution topographique de la moraine a été étudiée sur deux périodes : entre juin et octobre 2013 (Fig. 5.10.1 et Tab. 5.1) et entre octobre 2013 et octobre 2014 (Fig. 5.10.2 et Tab. 5.1). L'activité générale des ravines parcourant la moraine a été faible durant l'été 2013. Toutes n'ont pas été actives et les volumes d'érosion et de dépôt inférieurs à 1 000 m³. Durant l'été 2014, les volumes sont nettement plus importants, avec une moyenne des volumes érodés de 1 700 m³ pour 1 000 m³ de matériaux déposés. La différence entre les étés 2013 et 2014 ne se résume pas seulement aux quantités de sédiments remobilisés. Au cours de 2013, l'érosion est essentiellement observée dans les talwegs des ravines. Les laves qui se sont produites ont remobilisé des matériaux qui s'y étaient accumulés. Durant l'été 2014, ce sont les têtes de ravines qui ont fourni la majorité des sédiments qui ont été remobilisés. Les fortes précipitations ont donc permis une activité géomorphologique sur la quasi-totalité de la moraine. L'activité géomorphologique sur le flanc interne de la moraine latérale droite ne se résume pas seulement à l'ajustement des plus grandes ravines. Des processus d'érosion et de dépôts surviennent également dans des ravines beaucoup moins marquées. L'intensité de ces processus peut tout de même atteindre plusieurs centaines de mètres cubes comme par exemple sur les secteurs m3.1 et m7.1 (Fig. 5.10.1 et 5.10.2).

L'analyse spatiale des changements topographiques de la moraine latérale droite entre 2013 et 2014, à la fois depuis la comparaison des MNT LiDAR, mais aussi sur le terrain, montre que les processus

d'érosion des ravines fonctionnent de manière indépendante. L'ensemble des volumes sédimentaires remaniés sont déconnectés des processus de remobilisation fluviale en fond de vallée. Ce découplage entre les dépôts d'érosion de la moraine latérale et l'Arveyron de la Mer de Glace est nettement visible sur le terrain. Par exemple, les dépôts de la ravine la plus à l'aval (m1, Fig. 5.10.1 et 5.10.2) se sont propagés à l'entrée des gorges mais n'ont pas été repris par le torrent (cf. chapitre 7). Le couplage avec l'Arveyron apparaît néanmoins sur les ravines situées à l'amont des lacs Emeraudes (m9, Fig. 5.10.1 et 5.10.2) mais les sédiments sont ensuite piégés dans ces mêmes lacs. Ils ne peuvent donc en aucun cas participer à la fourniture sédimentaire de l'Arveyron de la Mer de Glace.

L'ajustement du flanc interne de la moraine latérale est également perturbé par la présence de glace morte, à savoir un volume de glace sédimenté sous un couvert détritique important, plus ou moins déconnecté du flux glaciaire. La présence de corps de glace morte a souvent été évoquée dans les marges proglaciaires alpines (Tricart et Cailleux, 1962 ; Sailer et *al.*, 2014 ; Vivian, 2005). Sa présence propose une difficulté supplémentaire pour l'établissement des bilans sédimentaires, puisque l'abaissement du niveau topographique n'est pas significatif de l'érosion d'un stock sédimentaire. Les différences de volumes mesurés ne peuvent donc s'interpréter comme étant simplement un transfert sédimentaire. Deux secteurs présentent des corps de glace morte. Le premier se situe à l'amont du cône du Nant-Blanc. La limite supérieure de la glace se situe assez haut dans la moraine (m11, Fig. 5.10.1). Cette glace, enfouie sous un épais couvert détritique, reste partiellement connectée au corps du glacier. Sa présence n'est donc pas surprenante. Le deuxième secteur se situe à l'aval du Nant-Blanc (m9.1, Fig. 5.9 et Fig. 5.11). Il est totalement déconnecté du glacier. En 2013, cette surface a subi un affaissement moyen de 50 cm sans qu'une importante accumulation à l'aval soit mesurée. Durant l'été 2014, la remobilisation a été bien plus importante qu'en 2013, et les traces de la présence d'un corps de glace morte sont bien moins évidentes. Le bilan sédimentaire de ce secteur doit donc être lu avec précautions.

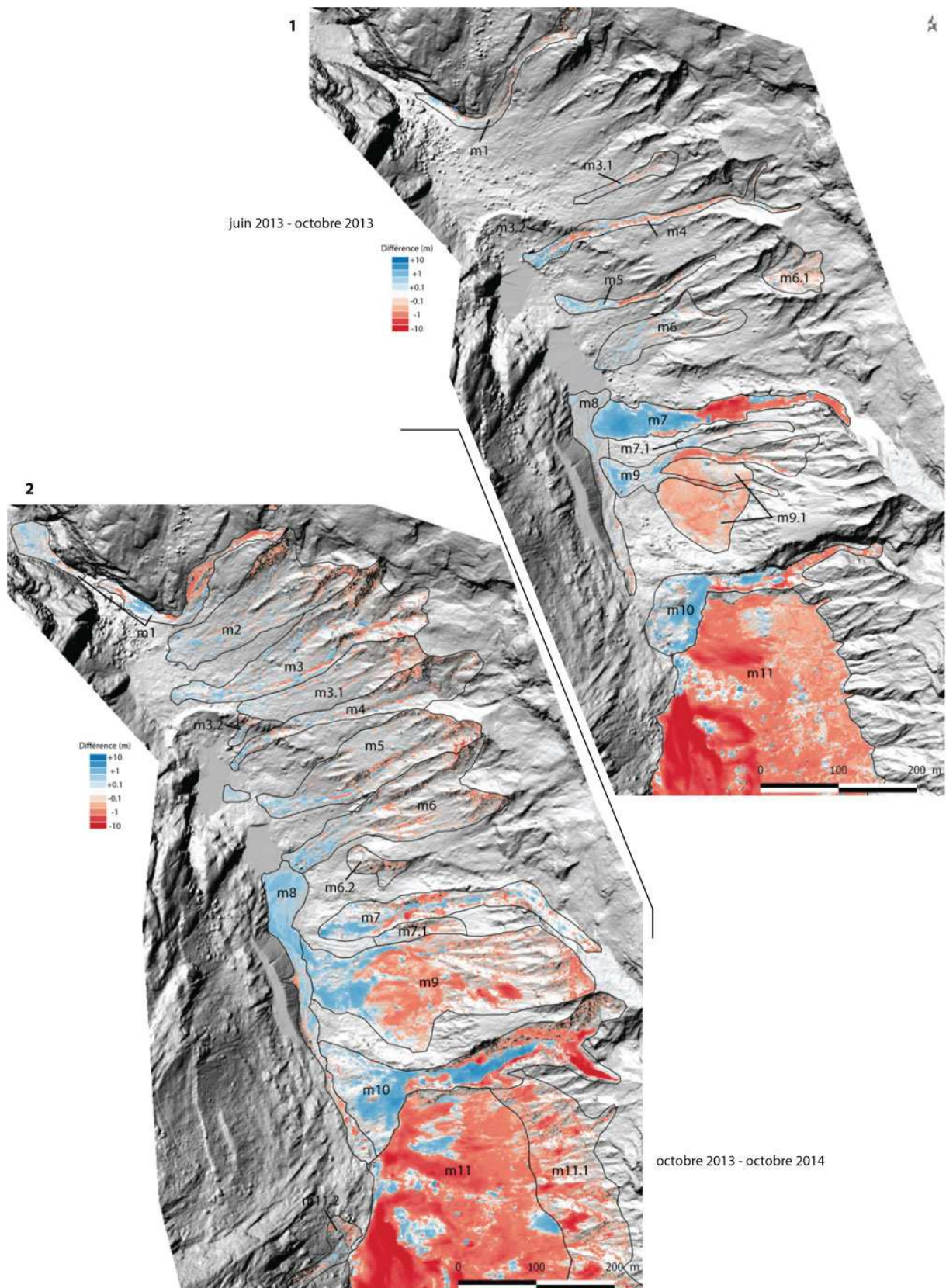


Fig. 5.10.1 Evolution topographique de la marge proglaciaire de la Mer de Glace entre juin et octobre 2013, par comparaison des MNT LiDAR.

juin 2013 - octobre 2013

id	commentaire	forme	processus	LoD	érosion (m3)		dépôt (m3)		bilan (m3)	
						±		±		±
m1	ravine 1	moraine/ravine	lave/gravitaire	0,2	463	201	248	77	-215	278
m3.1		moraine/ravine	lave/gravitaire	0,2	145	74	42	25	-103	98
m4	ravine 4	moraine/ravine	lave/gravitaire	0,2	876	341	674	200	-202	541
m5	ravine 5	moraine/ravine	lave/gravitaire	0,2	279	89	282	117	3	206
	lac Emeraude (amont)	lac	fluvial		0	0	2042	?	2042	?
m6	ravine 6	moraine/ravine	lave/gravitaire	0,2	228	113	418	194	190	307
m6.1	ravine 6	moraine/ravine	gravitaire	0,2						
m8	fond de vallée	glarier/delta	fluvial	0,1	228	85	422	172	194	257
m7	Nant des Gds Montets	moraine/cône	lave/torrentiel	0,2	7876	672	7810	933	-66	1605
m7.1		moraine	lave/gravitaire	0,2	113	60	129	59	16	118
m9	ravine 7+8	moraine/ravine	lave/gravitaire/fonte	0,2	1788	477	1008	332	-780	809
m10	Nant Blanc	moraine/cône	lave/torrentiel	0,2	3101	523	5645	925	2544	1448
	total amont lacs				13334	1930	17474	2614	4140	4544
	total Mer de Glace				15097	2635	18720	3033	3623	5668
m9.1		moraine/glace morte	fonte	0,2	4180	1594	208	42	-3972	1636
m11	Mer de Glace	glacier	fonte	0,2	184680	13374	2788	669	-181892	14044

octobre 2013 - octobre 2014

id	commentaire	forme	processus	LoD	érosion (m3)		dépôt (m3)		bilan (m3)	
						±		±		±
m1	ravine 1	moraine/ravine	lave/gravitaire	0,2	1924	459	1060	379	-864	838
m2	ravine 2	moraine/ravine	lave/gravitaire	0,2	1310	549	922	438	-388	987
m3	ravine 3	moraine/ravine	lave/gravitaire	0,2	2154	769	1463	586	-691	1356
	total aval lacs				5388	1777	3445	1403	-1943	3181
m3.1		moraine/ravine	lave/gravitaire	0,2	1025	409	412	216	-613	625
m3.2		moraine/ravine	lave/gravitaire	0,2	75	28	59	24	-16	51
m4	ravine 4	moraine/ravine	lave/gravitaire	0,2	1087	452	575	226	-512	677
m5	ravine 5	moraine/ravine	lave/gravitaire	0,2	1738	669	1088	427	-650	1095
	lac amont	lac	fluvial		0	0	5543		5543	
m6		moraine/ravine	lave/gravitaire	0,2	1867	797	1067	432	-800	1229
m6.2		moraine	gravitaire	0,2	324	119	51	26	-273	145
m7	Grands Montets	moraine/cône	lave/torrentiel	0,2	2602	638	2240	590	-362	1227
m7.1		moraine	lave/gravitaire	0,2	336	151	139	57	-197	208
m8	fond de vallée	glarier/delta	fluvial	0,1	768	157	3338	583	2570	740
m9	7+8	moraine/ravine	lave/gravitaire/fonte	0,2	14998	3691	5238	1147	-9760	4838
m10	Nant Blanc	moraine/cône	lave/torrentiel	0,2	18783	1673	13368	1531	-5415	3204
	total amont lacs				39678	7225,6	30984	4365	-8694	11591
	total Mer de Glace				48991	10560	36563	6661	-12428	17221
m11	Mer de Glace	glacier	fonte	0,2	211679	12881	5741	1186	-205938	14067
m11.1		moraine glacier	gravitaire/lave	0,2	22093	3466	312	105	-21781	3571
m11.2		moraine/ravine	lave/gravitaire	0,2	336	151	139	57	-197	208

Tab. 5.1 Bilans sédimentaires de la Marge proglaciaire de la Mer de Glace : (1) période juin 2013 - octobre 2013 ; (2) octobre 2013 - octobre 2014 ; cartes Fig. 6.10.

Afin d'évaluer l'évolution des ravines (Fig. 5.7), sur une période plus longue que les années 2013 et 2014, leurs profils topographiques ont été comparés à ceux compris entre 2008 et 2014 (Fig. 5.11). L'incertitude de la comparaison des profils est élevée et difficilement quantifiable pour les raisons invoquées dans la partie 5.4.3. Nous pouvons, néanmoins, estimer que les changements supérieurs à 1 m sont clairement significatifs. La comparaison montre, de façon encore plus claire, la stabilisation de la moraine dans le temps.

Les ravines n°1 à 4 sont globalement stables. Seules les parties supérieures sont affectées par une érosion régressive qui atteint plus de 10 m pour la ravine n° 2. C'est également le cas pour les ravines n° 5 et 7. L'importance de ces changements démontre en fait que l'ajustement des ravines les plus anciennes s'effectue principalement dans les têtes de ravine. Cependant, les ravines n° 5 et 6 montrent un basculement de leur profil à mi pente. Ces deux ravines sont donc encore soumises à un ajustement progressif de leur pente, où érosion et dépôt semblent se compenser. Les changements durant la période 2008/2014 restent cependant faibles, inférieurs à 2 m.

Les changements les plus significatifs concernent les ravines n° 7 et 8. Leur profil d'érosion est également particulier. La partie inférieure des deux ravines a subi un abaissement généralisé (de

l'ordre de 5 à 10 m pour la ravine n°8), sans qu'il y ait une accumulation d'une ampleur similaire dans les parties les plus à l'aval. Cette érosion est à mettre en lien avec le corps de glace morte évoqué précédemment. En mettant en perspective ces changements avec les profils de pente, on perçoit qu'ils sont à l'origine des variations importantes des profils de pente (Fig. 5.8). Les volumes sédimentaires situés au-dessus de la glace morte se trouvent donc en équilibre précaire.

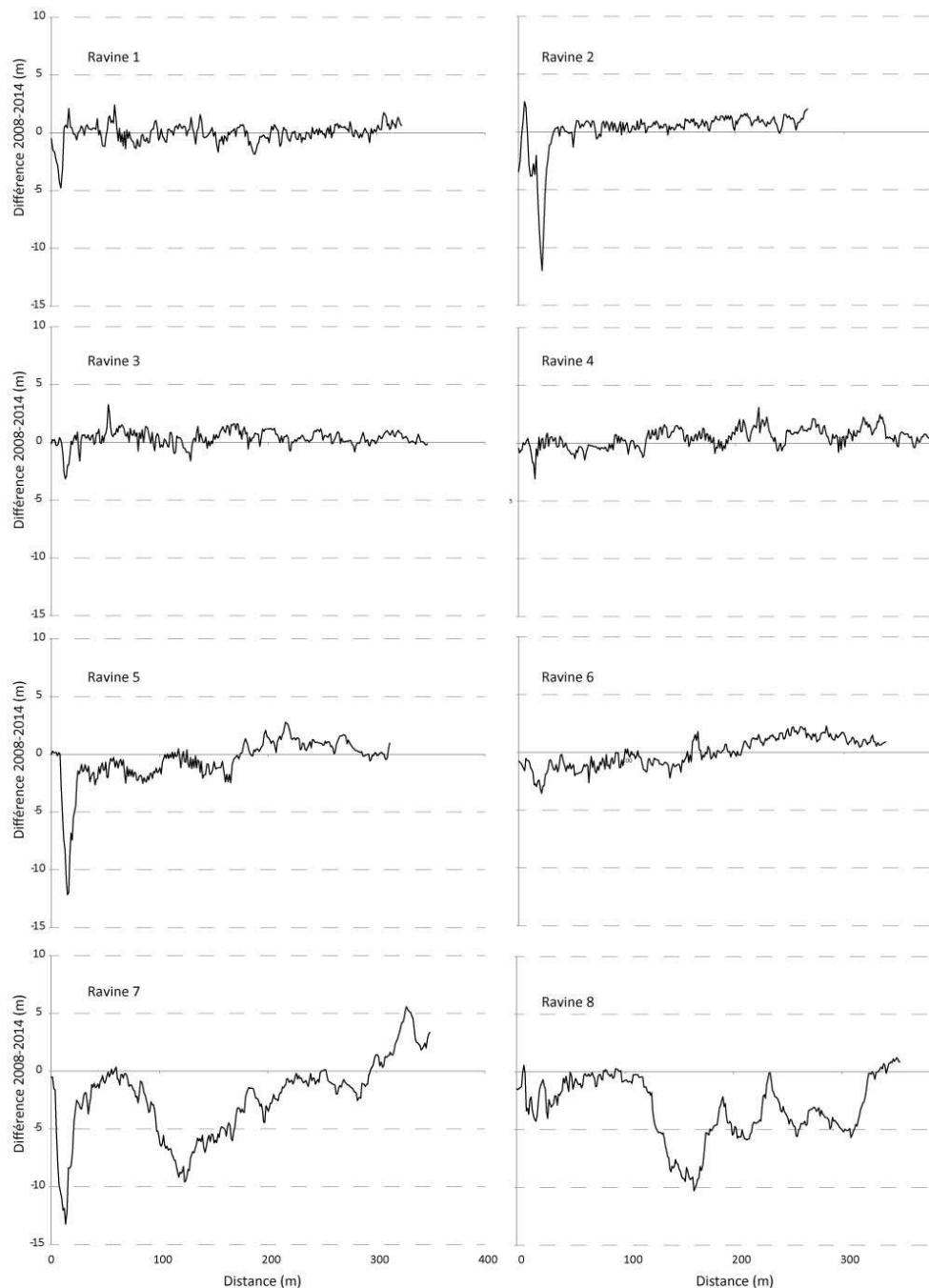


Fig. 5.11 Evolution des profils topographiques des principales ravines de la moraine latérale droite de la Mer de Glace entre 2008 et 2014 ; situation des ravines Fig. 6.7.

Les processus d'ajustement qui s'initient spontanément dans le flanc interne de la moraine sont complétés par l'action bien plus efficace des eaux de deux affluents glaciaires de l'Arveyron de la Mer de Glace : Le Nant Blanc et le Nan des Grands Montets.

5.2.5 Les cônes du Nant Blanc et des Grands Montets : sources ou puits ?

Parmi les processus de remobilisation du flanc interne de la moraine latérale droite de la Mer de Glace, les torrents du Nant Blanc et du Nant des Grands Montets se distinguent par leur rôle dans la glyptogénèse du versant de cette vallée. Tous deux sont alimentés respectivement par les glaciers des Grands Montets et du Nant-Blanc. Ils produisent de puissantes laves lorsqu'ils traversent la moraine. On peut appréhender l'ampleur de ces laves sur le torrent des Drus, visibles au droit du Montenvers, et qui se situe dans une configuration similaire aux torrents du Nant Blanc et du Nant des Grands Montets (<https://www.youtube.com/watch?v=SK0ZtaDPzZw>).

L'apparition du cône du Nant Blanc est postérieure aux lacs Émeraude. Jusqu'en 2010, ce cône ne pouvait se développer car il était défoncé en permanence par le glacier dont le front arrivait alors plus à l'aval. Toute accumulation était charriée par le glacier et exportée jusqu'à son front. Après 2010, suite au retrait du front du glacier, les sédiments ont pu se déposer librement au pied de la moraine et former alors le cône. Des cas similaires de formation récente de cônes de déjections torrentielles, mis en place après le retrait glaciaire, ont été recensés, comme le cône de la Momie dans le Massif des Ecrins (Jomelli et *al.*, 2002) ou en Norvège (Ballantyne, 1995) ; mais leur mise en place reste plus ancienne, liée au retrait de la fin du PAG.

Le torrent du Nant-Blanc débouche sur la moraine après avoir transité dans de petites gorges qui entaillent l'épaulement glaciaire de la Mer de Glace. Il transite ensuite dans un chenal incisé dans la moraine, puis sur son cône (Fig. 5.2 et 5.12). Le volume du cône du Nant-Blanc a été estimé à 66 000 m³ en 2014 (Fig. 4.18), soit une vitesse de sédimentation de 13 000 m³/an. Son rayon est de 120 m avec une pente moyenne de 22° en octobre 2014.

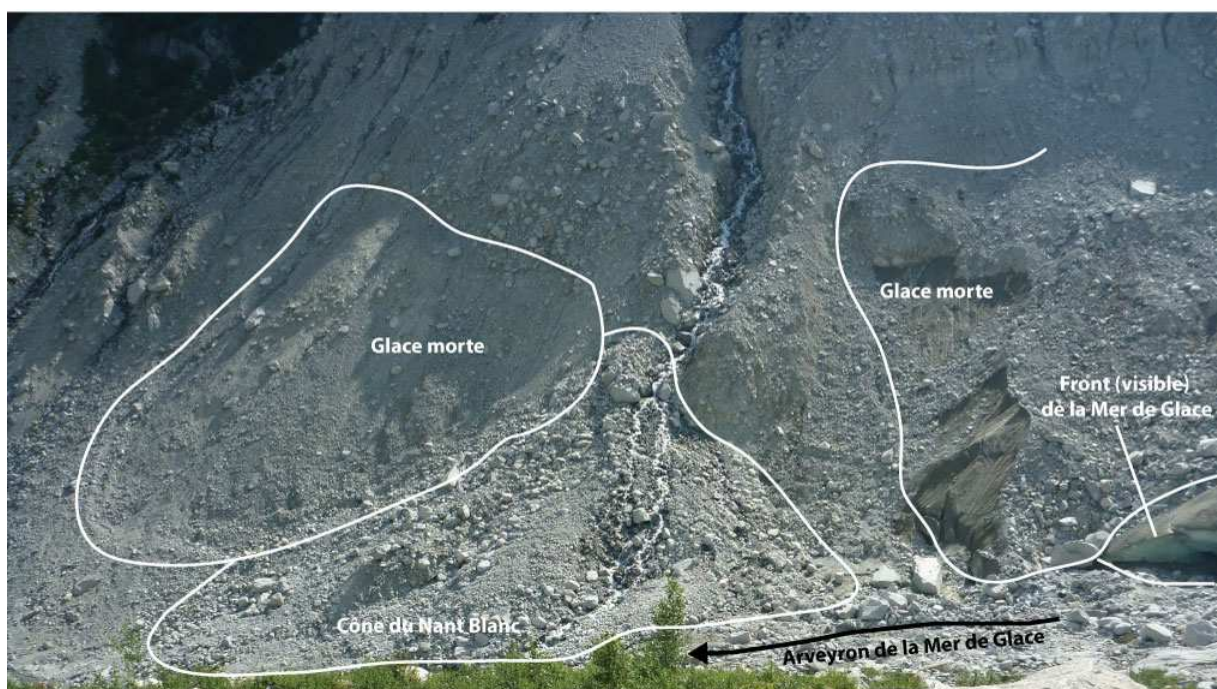


Fig. 5.12 Le cône du Nant Blanc et ses environ en juillet 2012.

De juin à octobre 2013, le bilan sédimentaire du cône du Nant Blanc est excédentaire de près de 2 500 m³ (Tab. 5.1). L'apport de matériaux excédentaires provient soit de la marge proglaciaire du Nant Blanc, soit de l'érosion de la moraine par ravinement au-dessus du cône. La présence en abondance de glace morte (Fig. 5.10.1 et 5.12) ne permet pas de définir si l'abaissement topographique est causé par

la fonte d'un corps de glace ou s'il y a eu un transfert de sédiments. L'année suivante, plus de 18 000 m³ ont été érodés sur la partie supérieure de la moraine alors que seulement 13 000 m³ ont engraisé le cône. Le bilan sédimentaire est donc déficitaire et la différence de volume pourrait signifier que le torrent du Nant Blanc a pu fournir l'Arveyron de la Mer de Glace à hauteur de 5 000 m³. La continuité des dépôts du cône au fond de vallée, est également une preuve de l'export d'une partie des sédiments au système torrentiel de l'Arveyron de la Mer de Glace.

L'emprise du cône du Nant Blanc sera vraisemblablement de plus en plus importante dans l'espace proglaciaire de la Mer de Glace. En effet, pendant l'été 2013, les dépôts se sont localisés principalement sur le cône (83%) et, dans une moindre mesure (17%), dans la ravine faisant office de chenal d'écoulement dans la moraine. Durant l'été 2014, 51% des 13 600 m³ accumulés sont situés dans ce chenal incisé. Il semblerait donc que le cône du Nant Blanc ait trouvé sa pente d'équilibre. Sa taille pourrait doubler, augmentant alors considérablement sa capacité de stockage des matériaux. En s'agrandissant, il pourrait également contraindre le fond de vallée. Cet effet barrage pourrait alors engendrer un abaissement local de la pente en amont et piéger les sédiments, sous la forme d'un sandur, par exemple.

Dans son fonctionnement actuel, il semble donc que le cône du Nant-Blanc joue principalement le rôle de puits sédimentaire en stockant presque tous les éléments remobilisés par le torrent du Nant-Blanc depuis la marge proglaciaire de son glacier et la moraine latérale de la Mer de Glace. Replacé dans le contexte du captage hydroélectrique, il est difficile d'estimer si, avec un régime hydrologique naturel, la base du cône pourrait être sapée. La fonction du cône serait alors intervertie, de puits en source sédimentaire.

Environ 100 m à l'aval du cône du Nant-Blanc se trouve le cône du Nant des Grands Montets. Le torrent est alimenté par le glacier des Grands Montets dont le front se situe actuellement à 2 900 m. Ce cône est bien moins développé que celui du Nant-Banc. Il n'excède en effet pas 50 m de large bien que son rayon soit de 150 m. Pourtant, son activité a été la plus importante durant l'été 2013. Les 7 800 m³ déposés correspondent au volume érodé de la moraine. Il en est de même pour l'été 2014, même si les volumes en jeu sont trois fois moins importants. La surreprésentation de l'activité géomorphologique du Nant des Grands Montets en 2013 pourrait s'expliquer par un phénomène de rupture de poche d'eau intra-glaciaire. Les bilans sédimentaires, à l'équilibre, montrent que, tout comme celui du Nant-Blanc, le cône du Nant des Grands Montets joue un rôle de puits sédimentaire en stockant les volumes érodés de la moraine par le torrent.

5.2.6 Bilan sédimentaire de la marge proglaciaire de la Mer de Glace

L'analyse diachronique des modifications topographiques et des processus morphogéniques a permis d'établir un premier bilan sédimentaire de la marge proglaciaire de la Mer de Glace (Tab. 5.1), tout en y apportant les réserves nécessaires, liées à la méthode, notamment. De cette analyse, il ressort que le facteur climatique prédomine si on se réfère au fait que la marge proglaciaire à l'aval du front de la Mer de Glace a connu une érosion trois fois plus importante durant l'été pluvieux de 2014 (49 000 m³) que celui de 2013 (15 000 m³). Les volumes accumulés sont également plus importants en 2014 qu'en 2013. Le bilan de 2013 est excédentaire, du fait principalement de l'accumulation du cône du Nant-Blanc dont nous n'avons pu déterminer l'origine exacte. L'été 2014 est en revanche déficitaire. Toutefois, les valeurs de ces deux bilans se situent en-dessous des niveaux de leur incertitude. Ils ne peuvent donc être décrits comme significatifs.

Du fait que les Lacs Emeraudes piègent actuellement tous les sédiments provenant de l'amont, un bilan sédimentaire des ravines situées à leur l'aval peut être avancé. Celles-ci peuvent donc potentiellement participer à la recharge de l'Arveyron de la Mer de Glace, puisqu'aucun obstacle

naturel n'entrave leur connexion au torrent. Dans le cadre de notre travail sur deux ans, les volumes érodés dans ces ravines ne sont importants qu'au cours de l'été 2014. Leur bilan sédimentaire, bien que déficitaire, reste dans son intervalle d'incertitude et l'analyse du terrain montre également que ces dépôts n'ont pas été remaniés par l'Arveyron. Ils ne participent donc pas à la recharge sédimentaire du torrent à l'aval. Il faut de plus relativiser l'importance de l'érosion à l'aval des lacs puisque, lors des étés 2013 et 2014, 80 à 90% de l'activité géomorphologique de la marge proglaciaire de la Mer de Glace s'est produit à l'amont de ces lacs. Tant que les dépressions lacustres ne seront pas comblées, toute la production sédimentaire de ce tronçon y sera piégée. Les volumes sédimentaires accumulés ne représentent pas alors une source sédimentaire potentielle, même dans le futur, pour l'Arveyron de la Mer de Glace.

La marge proglaciaire de la Mer de Glace n'exporte actuellement pas de matériaux à cause de la présence des lacs Emeraude et surtout du captage.

Par ailleurs, les bilans sédimentaires des ravines sont pour la plupart déficitaires ; elles fournissent donc des sédiments au système torrentiel. Mais, l'analyse géomorphologique réalisée sur le terrain ne montre aucun signe de transfert sédimentaire vers l'aval. Plusieurs éléments peuvent expliquer ce paradoxe. Le problème de la présence de glace, qui a déjà été soulevé pour l'établissement des bilans sédimentaire. Les sédiments fins, dans la zone d'érosion, constituent une matrice qui semble être en quantité bien plus élevée que dans les zones de dépôts. Or la morphogénèse par les sédiments fins est, dans le cas de nos sites d'étude, négligeable. Ces éléments fins peuvent être par exemple transportés bien plus à l'aval, où ils peuvent être piégés, comme par exemple dans les lacs Emeraude, ou exportés en suspension, comme au front du glacier des Bossons (cf. partie 5.4). Enfin, les têtes de ravine, d'où proviennent l'essentiel des sédiments remaniés, sont aussi les secteurs qui présentent les incertitudes de mesure les plus élevées.

5.2.7 Le fonctionnement général de la marge proglaciaire de la Mer de Glace

Les premiers résultats acquis soulignent que la marge proglaciaire se caractérise par un ensemble de processus d'ajustements aux conditions désenglacées fonctionnant chacun de manière indépendante. Les sédiments d'origine glaciaire sont remaniés, transportés puis stockés sous forme de cônes, en pied de moraine ; ceux-ci peuvent être piégés comme par exemple dans les Las Emeraude qui, selon les données acquises, ne devraient pas être colmatés avant 2025. Cela implique que la marge proglaciaire de la Mer de Glace, fonctionne actuellement comme un puits sédimentaire. Le cas du cône du Nant Blanc en est un exemple particulièrement éloquent. La Mer de Glace empêchait sa formation. Depuis son retrait, les sédiments érodés dans la moraine par le torrent sont stockés sur place et ne sont plus exportés à l'aval par le glacier.

La principale explication de ce fonctionnement géomorphologique est que la marge proglaciaire de la Mer de Glace est très largement influencée par le captage sous-glaciaire EDF. Les processus fluviaux, en fond de vallée, générés par l'Arveyron de la Mer de Glace, sont particulièrement faibles et représentent moins de 10% de l'activité géomorphologique. Ils sont principalement attribués aux affluents qui l'alimentent. L'Arveyron n'est donc pas en mesure de remobiliser les sédiments accumulés en pied de moraine, comme en témoigne la faiblesse de l'érosion du remblai EDF, pourtant constitué de matériaux particulièrement meubles. En conséquence, la crue du 26/07/2014 qui s'est produite sur l'Arveyron de la Mer de Glace dans sa partie aval, n'a pas touché la marge proglaciaire.

Le schéma connu de l'évolution d'une vallée après le retrait d'un glacier (Ballantyne, 2002) est alors profondément altéré. Le fond de vallée continue à être une zone de sédimentation, puisque la faiblesse des débits ne permet pas son incision. Le niveau de connectivité entre les espaces récemment désenglacés et l'Arveyron au-delà des gorges doit donc être abordé à une échelle plus large, à celle du système torrentiel, qui permet de prendre en compte l'influence du captage sous-glaciaire.

D'un point de vue plus général, l'intensité des processus d'ajustement de la moraine latérale se révèle être inversement proportionnelle au temps depuis lequel elle est soumise à des conditions désenglacées. Les secteurs les plus actifs sont ceux situés en amont des Lacs Emeraude où le front de la Mer de Glace était encore présent en 2008. Ce gradient d'intensité de l'activité géomorphologique peut également être prolongé à l'amont du front glaciaire actuel. La partie de la moraine qui domine le glacier, bien que stable en 2013, s'est érodée de plus en plus en 22 000 m³ en 2014 (Tab. 5.1). Ce volume correspond à un peu moins de la moitié de l'ensemble de l'érosion à l'aval du front, mais sur une surface bien plus restreinte. L'intensité des processus d'ajustement semble donc se produire pendant la phase de contraction du glacier, avant son retrait. Par exemple, durant l'été 2014, l'effondrement d'un pan de la moraine latérale droite de la Mer de Glace en amont a été estimé par LiDAR terrestre à 29 000 m³ (Berthet et al., 2015). L'étude de l'érosion de l'ensemble de la moraine latérale droite de la Mer de Glace, au droit du Plan des Drus, comprenant, à la fois, la marge proglaciaire et les flancs de moraines situés en amont du front du glacier, permettrait donc d'appréhender les processus d'ajustement dans leur globalité.

5.3 Argentière, une marge proglaciaire restreinte

5.3.1 La marge proglaciaire d'Argentière, entre vallée et gorges

La marge proglaciaire d'Argentière est la moins documentée des sites étudiés dans le cadre de notre recherche doctorale. Le glacier d'Argentière, comme celui de la Mer de Glace, se retire actuellement dans une vallée perchée, mais sa configuration géomorphologique est tout à fait différente. Tout d'abord, cette vallée est moins haute que celle de la Mer de Glace. La dénivelée entre le front du glacier et le vallum morainique du PAG s'élève à 200 m, contre 400 pour la Mer de Glace. La morphologie de la vallée est également moins bien prononcée. La forme en auge classique laisse ici place à une dissymétrie marquée (Fig. 5.13). La vallée est contrainte entre deux verrous glaciaires, qui étaient totalement recouverts par les glaces durant le PAG. Cette vallée perchée est si confinée que certains parlent des « gorges » d'Argentière pour désigner ce tronçon.

La vallée perchée d'Argentière a connu un premier désenglacement durant la période 1950-1970 pendant laquelle le front du glacier s'est retiré jusqu'au placage morainique en rive droite (Fig. 5.13). Le glacier a ensuite ré-avancé jusqu'en 1990 pour arriver quelques dizaines de mètres à l'aval de la confluence actuelle du torrent des Aillires avec l'Arveyron d'Argentière. Actuellement, le front du glacier se situe au niveau d'un verrou, dans une gorge étroite à 600 m en retrait de sa position de 1990.

La marge proglaciaire active concerne une surface limitée, de près de 0,29 km². La seule accumulation morainique importante se situe à l'amont immédiat de ce tablier (Fig. 5.15). Il s'agit d'un pan de moraine latérale plaquée contre le versant en rive droite (m1). Au pied du versant le plus raide, en rive droite, se trouve un tablier d'éboulis s'étalant sur toute la longueur de la vallée (e1, Fig. 5.13), soit environ 400 m. La transition entre le placage morainique et le tablier d'éboulis est difficile à distinguer. Il est fort probable que les accumulations qui constituent le tablier d'éboulis ne soient que superficielles et recouvrent en fait la base d'un placage morainique contraint sur la paroi rocheuse.

Sur la rive gauche, affleure la roche en place, des gneiss modelés en roches moutonnées alternant avec une couverture de till discontinue. Sur cet affleurement, se situe une niche d'arrachement avec un dépôt d'écroulement/éboulement bien visible (e2). Ce dépôt ne semble plus être actif et reste déconnecté du fond de vallée. Le sommet de cet affleurement est coiffé de la moraine latérale gauche du PAG situé 200 m au-dessus du fond de vallée.

La morphologie du fond de vallée n'est pas clairement identifiable. Il s'agit d'un *glarier* (g), où les dépôts torrentiels et glaciaires ne peuvent être spatialement différenciés. Si le terme de *glarier* (cf. partie 1.2.3) n'a été utilisé jusqu'ici qu'avec parcimonie, sa définition correspond très bien à la physionomie de ce secteur. Le glarier s'étend sur une longueur de 800 m et une largeur de 24 m, soit sur une surface de 19 000 m². Sa pente moyenne est de 0,2 m/m. Il est composé d'un enchevêtrement de dépôts dans lequel on retrouve des accumulations granoclassées de charriage, avec des galets, et des blocs émoussés et des dépôts fins qui se surimposent à des blocs subanguleux pluri-décimétriques à plurimétriques d'origine glaciaire.

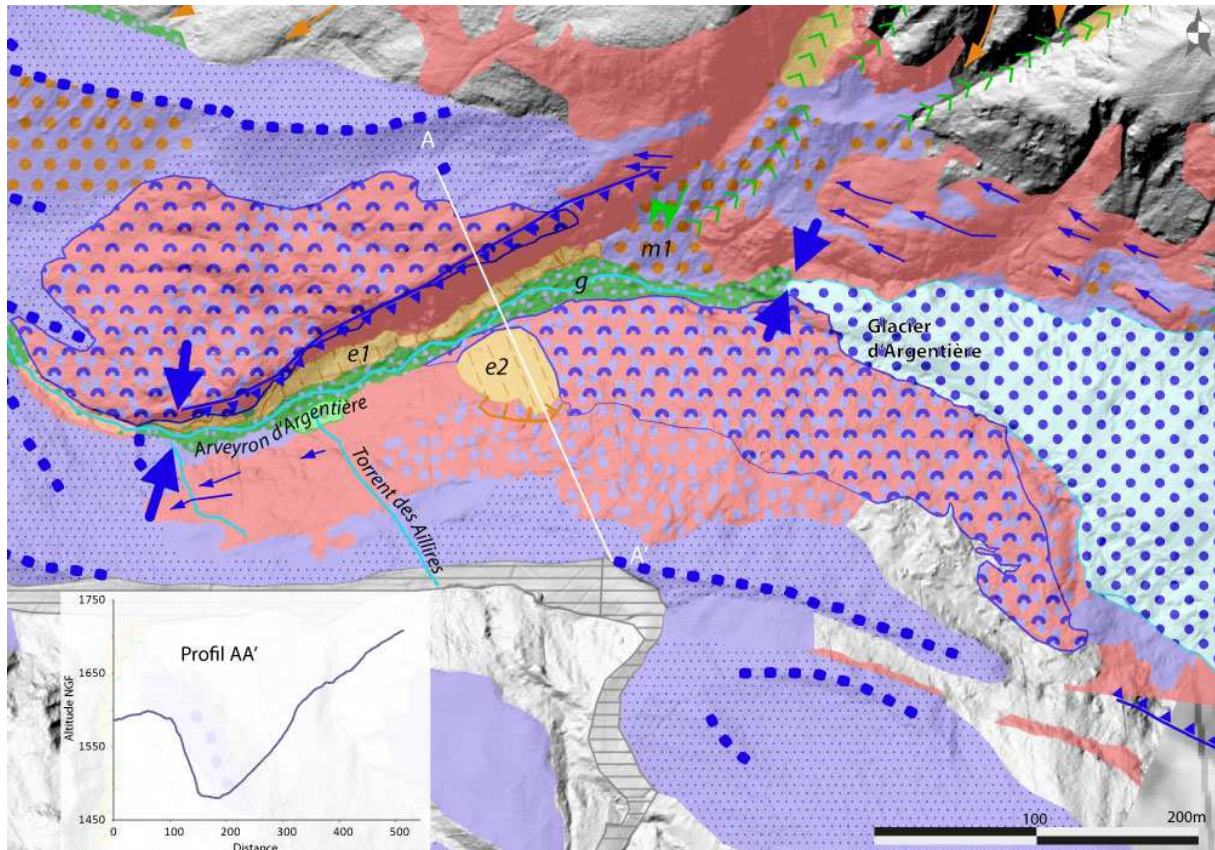


Fig. 5.13 Carte géomorphologique de la marge proglaciaire d'Argentière ; légende Annexe 2.

Ce tour d'horizon de la marge proglaciaire d'Argentière montre que seule le *glarier* (g), le placage morainique (m1) et le tablier d'éboulis (e1), qui ont été formés par des processus différents, sont susceptibles de fournir des matériaux aux torrents. Les bilans sédimentaires établis montrent effectivement qu'ils participent à la recharge sédimentaire de l'Arveyron d'Argentière.

5.3.2 Le bilan sédimentaire de la marge proglaciaire d'Argentière

Une analyse similaire à celle entreprise sur la Mer de Glace a été effectuée sur la marge proglaciaire d'Argentière, en comparant les bilans des saisons estivales de 2013 et 2014 (Fig. 5.14 et Tab. 5). Elle met en lumière des processus différents qui font que les modalités de la fourniture sédimentaire à l'Arveyron d'Argentière ne sont pas les mêmes que pour l'Arveyron de la Mer de Glace.

Le bilan sédimentaire, établi pour le placage moraine de rive droite, montre que, bien que les changements topographiques soient importants, il n'a pas fourni de matériaux à l'Arveyron d'Argentière entre juin et octobre 2013. La principale zone d'érosion n'est d'abord pas significative

d'un transfert sédimentaire. En effet, comme pour le cas de la Mer de Glace, la présence d'un corps de glace morte (Fig. 5.14.1, a2) provoque un abaissement topographique sans accumulation de matériaux à l'aval, au pied de la moraine. Cet abaissement est important, compris entre 2 m et 4 m explique le bilan sédimentaire largement déficitaire du placage morainique. Ce dernier a également été alimenté par un écoulement rocheux, dont le dépôt est situé sur la partie basse de la moraine (Fig. 5.14.1, a2.1). Les volumes en jeu restent néanmoins relativement faibles, inférieurs à 400 m³. Au cours de la période estivale de 2013, aucun changement significatif du glarier n'a été décelé à partir de l'étude comparative des MNT LiDAR (Fig. 5.14) ou des orthophotographies. S'il est vraisemblable que quelques changements se sont produits directement dans le chenal, ils ne sont pas suffisamment importants pour transparaître *via* les outils utilisés.

L'été 2014 a été, en revanche, plus actif puisque l'ensemble du glarier a été mis en mouvement par l'action du torrent (a1, Fig. 5.14.2). Les changements qui s'y sont produits se manifestent par une alternance de zones d'érosion (7 500 m³) et de zones de dépôt (3 700 m³). L'Arveyron d'Argentière a également été alimenté par le sapement du tablier d'éboulis, qui a fourni 4 000 m³ de matériaux (a1.1, Fig. 5.14.2). La contribution du placage morainique est en revanche moins évidente car son bilan sédimentaire est en-deçà de l'incertitude (a2, Fig. 5.15.2 et Tab. 5.2). L'effet de la fonte de la glace morte semble avoir disparu.

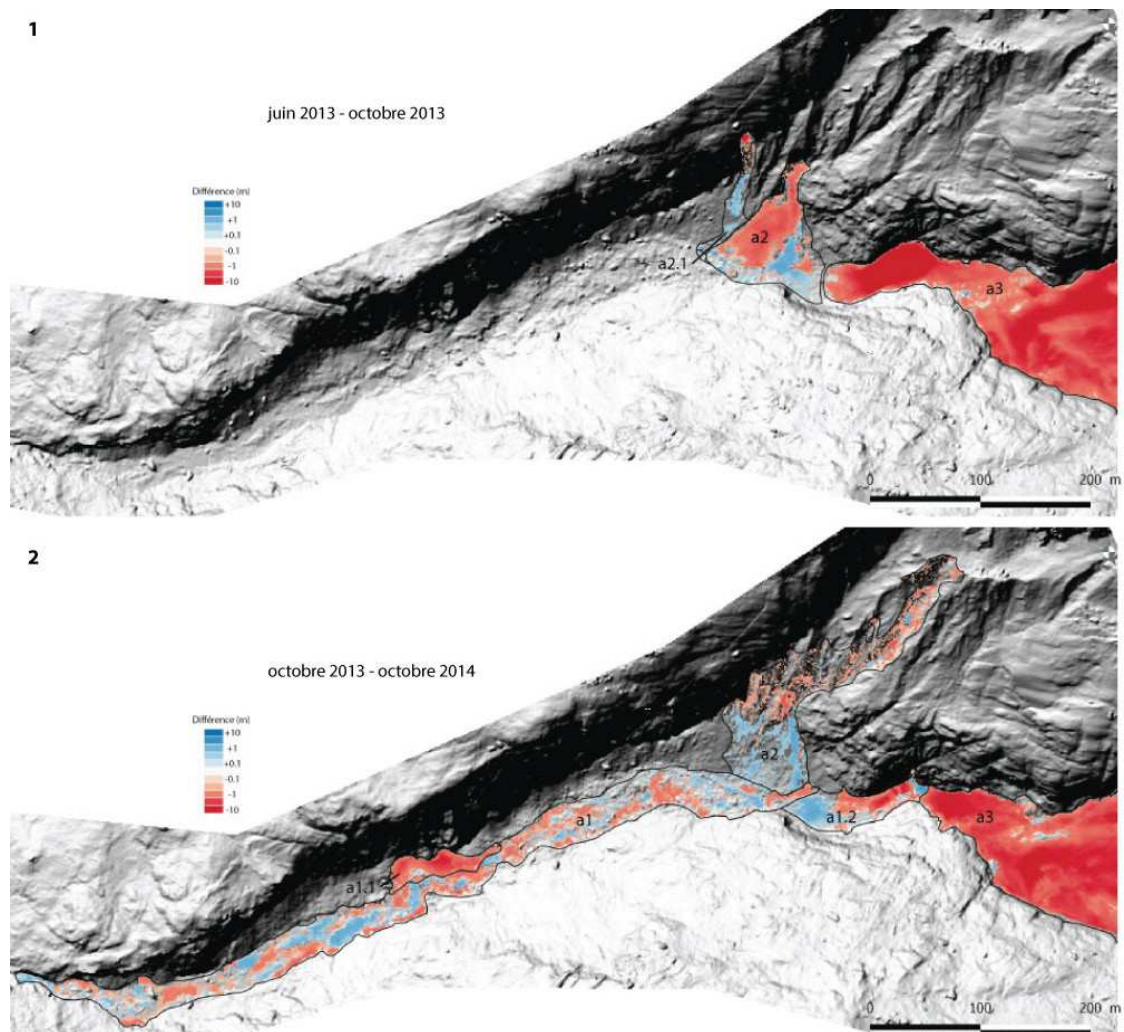


Fig. 5.14 Evolution topographique de la marge proglaciaire d'Argentière, par comparaison des MNT LiDAR : (1) entre juin 2013 et octobre 2013 ;(2) entre octobre 2013 et octobre 2014.

L'étude géomorphologique souligne que le glazier d'Argentière est bordé sur presque toute sa longueur par un tablier d'éboulis dont la genèse est attribuée à la décompression postglaciaire. Le tablier en lui-même ne semble plus actif tout au moins durant 2013 et 2014 où aucune nouvelle accumulation n'a été observée. A l'extrême aval, le dépôt est en partie végétalisé (Fig. 5.15). La seule évolution notable de ce stock sédimentaire concerne sa remobilisation par sapement de l'Arveyron d'Argentière durant la crue du 26 août 2014.

Les bilans sédimentaires du glazier et du tablier d'éboulis sont largement déficitaires de plus de 10 000 m³. Contrairement à la marge proglaciaire de la Mer de Glace, il constitue donc une source de sédiments. Le glazier tamponne néanmoins l'export de ses sédiments puisqu'il est aussi une zone de dépôt. Sa morphologie semble tendre progressivement vers un type torrentiel.



Fig. 5.15 La marge proglaciaire d'Argentière : (1) Le tablier d'éboulis dont une partie a été remaniée durant la crue du 26 août 2014 ; (2) le glazier où ne peuvent se distinguer spatialement les dépôts glaciaires des dépôts torrentiels ; (3) le placage morainique en rive droite.

5.3.4 Une marge proglaciaire globalement peu active mais connectée au torrent

Le bilan global de l'Arveyron d'Argentière est déficitaire en 2014 d'un volume d'environ 10 000 m³. Cette valeur est trois fois supérieure à l'incertitude et peut donc être considérée comme significative. La marge proglaciaire d'Argentière exporte donc plus de sédiments qu'elle n'en accumule. Elle participe de ce fait à la recharge des tronçons plus en aval.

Le contexte géomorphologique est un premier élément d'explication de ce fonctionnement. Le confinement de la vallée d'Argentière est beaucoup plus important que celle de la Mer de Glace, ce qui se traduit par l'absence d'une moraine latérale. La contrainte topographique a donc empêché la mise en place d'une véritable construction morainique et tend à faire diminuer l'activité géomorphologique générale. Mais paradoxalement cette situation ne limite pas mécaniquement la fourniture sédimentaire, car elle augmente de façon symétrique la connectivité entre les dépôts glaciaire et le système fluvial. Les volumes sédimentaires se situent directement dans le fond de vallée et peuvent être remobilisés plus facilement par le torrent, durant les épisodes de crue. Le glarier constitue donc une source sédimentaire avec un niveau de connectivité élevé mais dont le volume est relativement limité. Le tablier d'éboulis est, quant à lui, une autre source sédimentaire à même d'alimenter le torrent. En cas de crue, le torrent vient, en effet, directement l'éroder, sans qu'il n'y ait besoin de processus relais comme le ravinement. Ce volume disponible reste limité dans le temps puisque les processus qui l'ont constitué ne sont plus aussi actifs qu'auparavant. En extrapolant le volume érodé de ce tablier en rapport avec sa longueur, on peut estimer le stock restant à plus de 200 000 m³. Les processus de remobilisation du tablier s'apparentent à de l'érosion de berges et sont donc de type fluvio-torrentiel. Ils ne ressemblent pas à des processus de versant habituellement présents en tête de bassins qui alimentent les chenaux de manière continue. La marge proglaciaire d'Argentière ne fonctionne donc pas véritablement comme une tête de bassin, mais plutôt comme un chenal de transition. Les volumes sédimentaires perchés, tels que les moraines latérales ou le dépôt gravitaire en rive gauche, sont totalement déconnectés du système torrentiel. La tête de bassin active de l'Arveyron d'Argentière ne se résume en fait qu'à l'activité sur le placage morainique en rive droite. La transition paraglaciale est donc largement avancée.

2013										
id	forme	processus	LoD	érosion	±	dépôt	±	bilan	±	
2	moraine	lave/fonte	0,2	6952	693	1329	284	-5623	977	
2.1	écroulement	gravitaire	0,2	319*	58	375	120	56	178	
Total				?		1704	404,4	?		
3	glacier	fonte	0,2	356799	19678	1067	246	-355732	19923	
2014										
id	forme	processus	LoD	érosion	±	dépôt	±	bilan	±	
1	glarier	fluvial	0,1	7457	986	3713	656	-3744	1642	
1.1	tablier	fluvial	0,1	4163	165	30	5	-4133	170	
1.2	glarier	fluvial	0,2	2817	263	1147	224	-1670	487	
2	moraine	lave/gravitaire	0,2	2555	783	1684	533	-871	1316	
Total				16992		2197	6574	1418	-10418	3614
3	glacier		0,2	316655	15112	1230	281	-315425	15393	
3.1	moraine/glacier	gravitaire	0,2	3629	564	435	121	-3194	685	

Tab. 5.2 Bilans sédimentaires de la Marge proglaciaire d'Argentière : (1) période juin 2013 – octobre 2013 ; (2) octobre 2013 – octobre 2014 ; carte Fig. 5.14.

En dehors des causes morphologiques, la marge proglaciaire d'Argentière fonctionne de manière différente de celle de la Mer de Glace du fait de son hydrologie. Contrairement à l'Arveyron de la Mer de Glace, dont les effets de la crue du 26 août 2014 ne sont significatifs qu'à l'aval de la restitution de

la dérivation permanente, la crue de l'Arveyron d'Argentière met en mouvement l'ensemble du glarier.

Les marges proglaciaires des deux glaciers de vallée que sont la Mer de Glace et le glacier d'Argentière proposent des dynamiques différenciées du fait à la fois de leur organisation géomorphologique et de l'influence des captages. La marge proglaciaire des Bossons propose une configuration encore différente, qui induit des réponses également distinctes.

5.4 La faiblesse de l'activité géomorphologique de la marge proglaciaire des Bossons

5.4.1 La marge proglaciaire des Bossons, un système à plusieurs émissaires

La marge proglaciaire des Bossons se développe dans un contexte différent de la Mer de Glace et d'Argentière. Le glacier des Bossons n'est en effet pas contraint dans une vallée, son front ne concerne donc pas seulement une langue glaciaire terminale mais aussi une succession de lobes étagés d'où émergent les deux émissaires principaux : les torrents de la Creusaz et de la Creusette (Fig. 5.16 et 5.17). La marge proglaciaire du glacier des Bossons concerne une surface d'environ 0,75 km², bien supérieure à celles des glaciers d'Argentière et de la Mer de Glace. Le suivi réalisé par le laboratoire ISTerre permet d'avoir de données que nous ne disposons pas sur les deux autres systèmes glaciaires étudiés.

Le vallum morainique du PAG du glacier des Bossons peut s'apparenter à une vallée glaciaire. Il est, en effet, composé de deux moraines latérales, de plus de 100 m de commandement en moyenne, qui se font face de manière relativement symétrique (Fig. 5.16.1). Entre ces deux moraines se situe le sandur du Plan des Eaux, d'une longueur de 350 m pour 30 m de largeur moyenne. Plus en amont, se trouve un verrou gradin, sur lequel se retire actuellement le glacier où la couverture de till y est très discontinue. Quelques placages morainiques se trouvent en rive gauche du talweg, qui est très peu marqué, et constituent un stock sédimentaire plus conséquent. Ces placages morainiques sont parfois recouverts de dépôts à dominance gravitaire alimentés par des éboulements et favorisés par une paroi dégradée, et de niches d'arrachement torrentielles d'où s'initient des laves et coulées de débris.

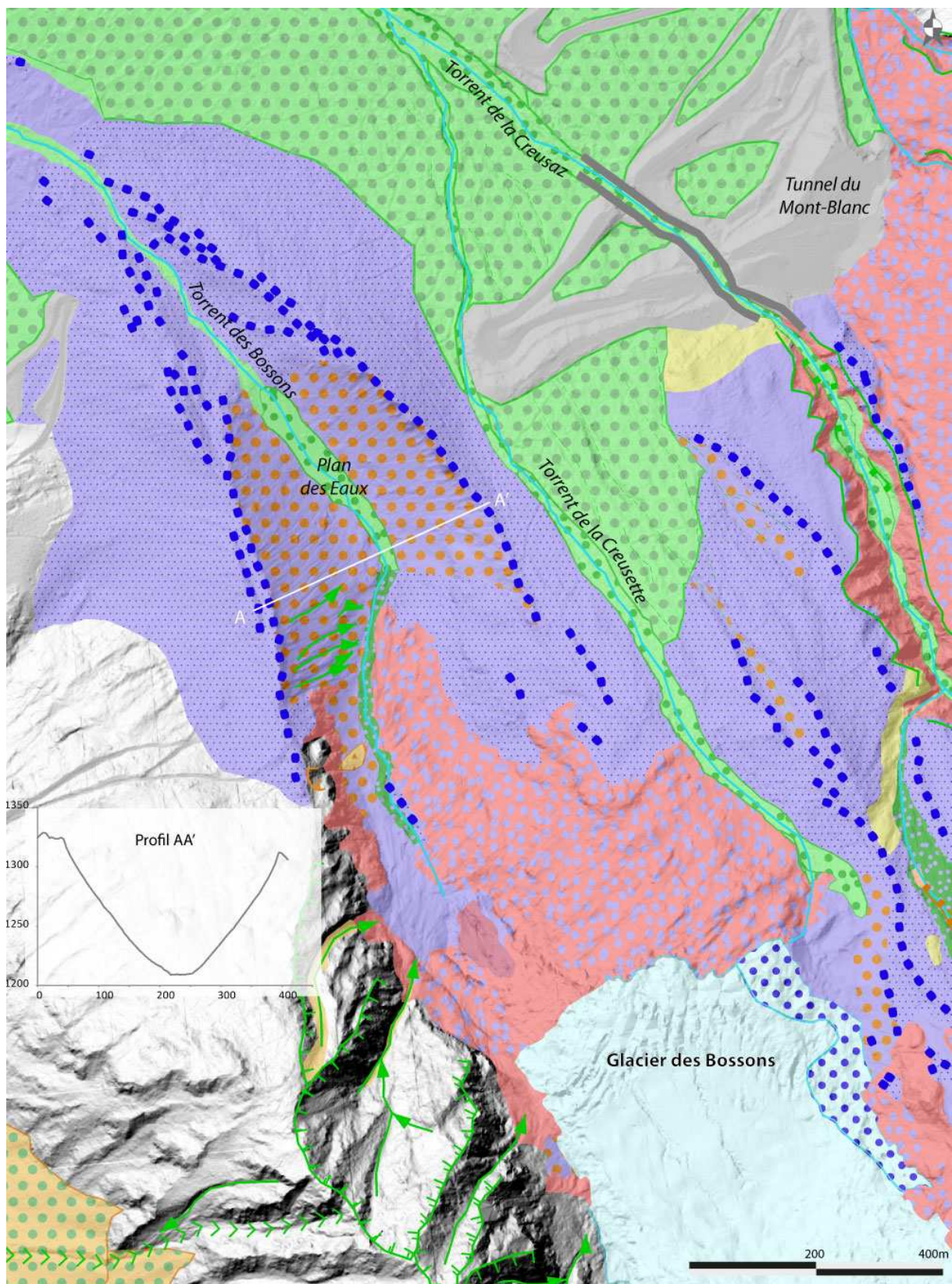


Fig. 5.16.1 Carte géomorphologique de la marge proglaciaire du glacier des Bossons au front de glacier ; légende Annexe 2.

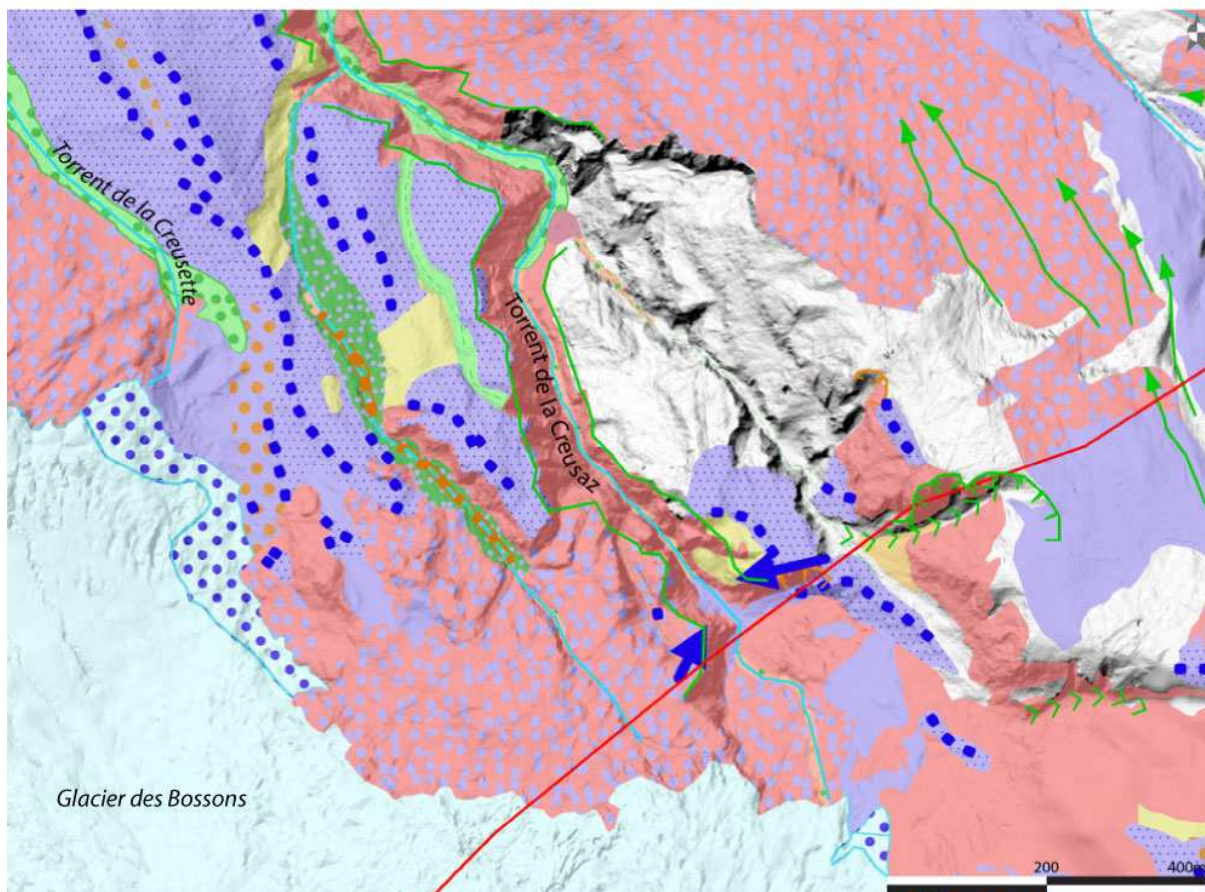


Fig. 5.16.2 Carte géomorphologique de la marge proglaciaire du glacier des Bossons sur le secteur de la Creusaz ; légende Annexe 2.

La marge proglaciaire du glacier des Bossons, au niveau du lobe d'où provient le torrent de la Creusaz (Fig. 5.16 et 5.17), se caractérise par un affleurement du lit rocheux présentant un poli glaciaire sur lequel subsistent quelques couverts morainiques. Le poli glaciaire est barré à l'aval par un verrou en forme d'entonnoir dans lequel s'accumulent des sédiments glaciaires. L'activité avalancheuse en tête de bassin de la Creusaz est très importante, causée principalement par la purge de couloirs dans la face Nord de l'Aiguille du Midi, participe à la remobilisation des accumulations de till sur le poli. A l'aval du verrou, le torrent de la Creusaz s'engouffre dans des gorges profondes d'une centaine de mètres dont il est difficile de distinguer la nature glaciaire ou torrentielle des processus d'incision dans le lit rocheux. L'entrée de ces gorges marque la fin de la marge proglaciaire.

Le torrent de la Creusaz possède plusieurs affluents qui traversent le domaine proglaciaire des Bossons. Le torrent de la Creusette en est le principal. Il émerge du glacier des Bossons au contact des roches moutonnées et des accumulations morainiques en rive droite (Fig. 5.16.1). Un autre petit affluent, prenant sa source 200 m à l'ouest du torrent de la Creusaz, s'initie dans un espace récemment libéré des glaces où les roches moutonnées sont parfois couvertes de larges couvertures de till. Les volumes des sédiments disponibles, pour ces affluents, dans la marge proglaciaire sont limités.

Comme les autres glaciers du massif, le front du glacier des Bossons a ré-avancé depuis le début des années 1950 pour atteindre son maximum récent en 1983. Il atteignait alors le Plan des Eaux. Le glacier a ensuite décliné rapidement, de 950 m en 30 ans. Il faut cependant noter que les données LiDAR, qui permettent d'acquérir la topographie sur la glace, ont montré une avancée du front durant l'été 2014. Le glacier a gagné 10 m à 15 m à son front. L'avancée est similaire sur le lobe d'où provient la Creusaz. Elle est, par ailleurs, bien plus importante aux alentours de 2100 m d'altitude où

elle atteint localement 40 m à 50 m. Cette avancée a engendré une déstabilisation du front glaciaire et des lobes secondaires. Ainsi, une importante avalanche de séracs s'est produite durant le printemps 2015.

5.4.2 L'évolution au front du glacier des Bossons

L'évolution géomorphologique de la marge proglaciaire des Bossons à son front apparaît remarquablement faible. Les variations topographiques au sein du vallum du PAG sont à la limite des niveaux de détection. En rive droite, l'activité est plutôt faible. Seule la partie sommitale et sub-verticale de la moraine est remaniée par érosion régressive. Les dépôts n'atteignent cependant pas le fond de vallée. L'activité géomorphologique se restreint essentiellement à la rive gauche. L'érosion de la moraine latérale gauche, active uniquement sur sa partie amont, n'excède pas 200 m³ pour l'été 2013 et 600 m³ pour l'été 2014 (Fig. 5.18). Plus en amont, la rive gauche est parcourue de niches d'arrachement gravitaire et torrentiel dont les dépôts forment un ensemble de petits cônes coalescents. Le cône le plus imposant (b10, Fig. 5.18) est contigu au culot d'avalanche alimenté par la chute de séracs. Il est la forme ayant subi les changements les plus importants, successivement par accumulation (2013) et érosion (2014).



Fig. 5.17 La marge proglaciaire des Bossons en 2014.

Le sandur du Plan des Eaux peut être considéré comme l'exutoire de la marge proglaciaire. Il enregistre les flux sédimentaires en amont. La faiblesse de son activité morphologique traduit l'absence de transferts sédimentaires depuis les moraines latérales du PAG et l'espace plus récemment libéré des glaces au système torrentiel. Les bilans sédimentaires mesurés pour les étés 2013 et 2014 sont comparables aux mesures réalisées par le laboratoire ISTerre sur la période 2004-2011, de l'ordre de 100 à 200 m³/an (Godon, 2013). A l'échelle morpho-sédimentaire de notre étude, les volumes en jeu dans le sandur sont peu significatifs. Ces volumes sont inférieurs à ceux exportés en suspension, estimés par Godon (2013) à 500 m³ au cours de l'été 2010.

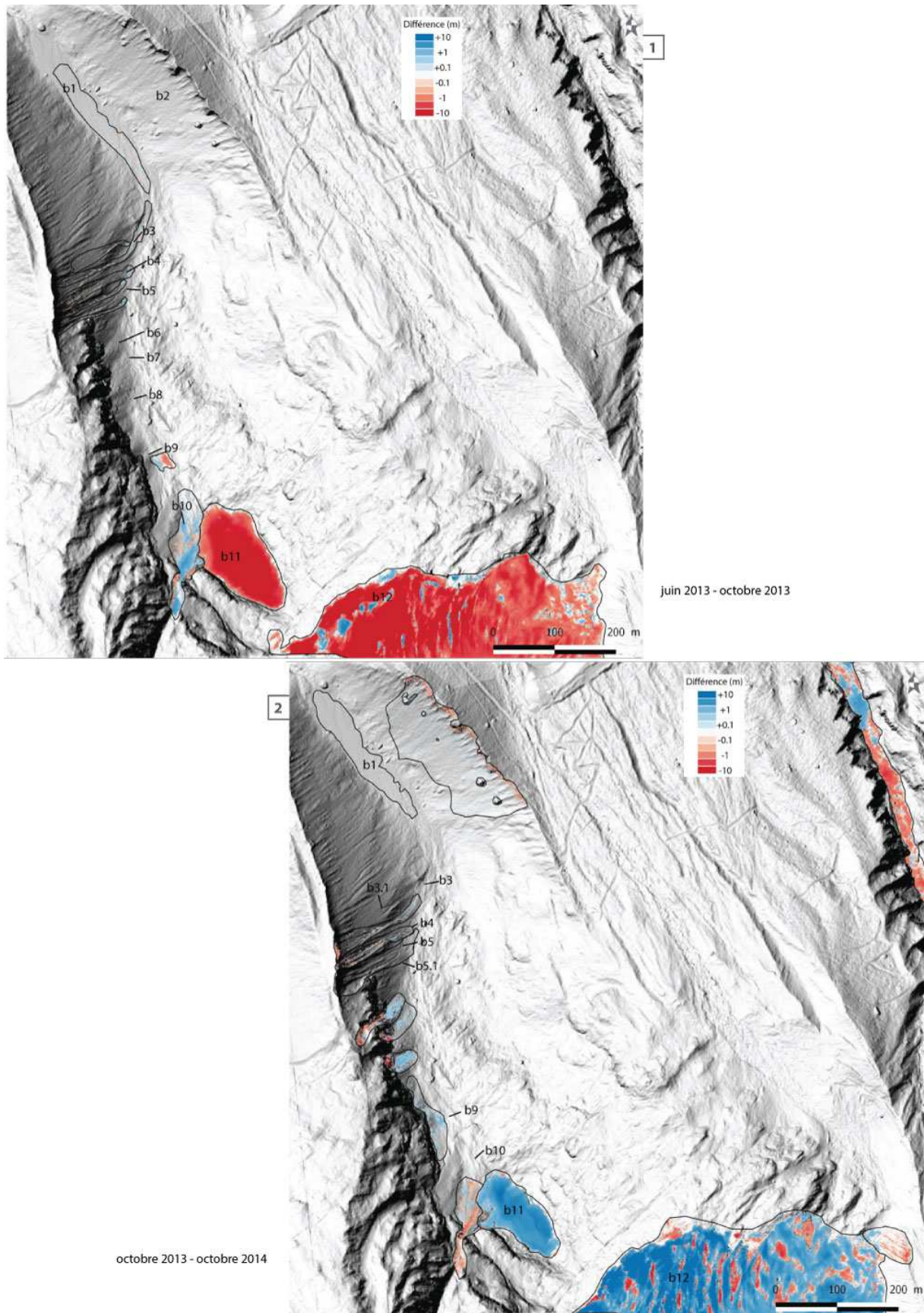


Fig. 5.18 Evolution topographique de la marge proglaciaire des Bossons, par comparaison des MNT LiDAR : (1) entre juin 2013 et octobre 2013 ;(2) entre octobre 2013 et octobre 2014.

juin 2013 - octobre 2013										
id	commentaire	forme	processus	LoD	erosion (m3)	±	dépôt (m3)	±	bilan (m3)	±
b1	Plan des Eaux	sandur	fluvial	0,1	151	72	135	69	-16	142
b3		moraine	lave/gravitaire	0,2	87	56	28	17	-59	73
b3.1		moraine	lave/gravitaire	0,2	10	8	8	5	-2	13
b4		moraine	lave/gravitaire	0,2	41	30	25	16	-16	46
b5		moraine	lave/gravitaire	0,2	27	20	15	8	-12	28
b5.1		moraine	lave/gravitaire	0,2	37	25	22	9	-15	33
b10		moraine	lave/torrentiel	0,2	461	188	3649	600	3188	789
total bossos + creusaz					814	399	3882	724	3068	1123
b11	Bossos	culot	fonte	0,2	111602	2841	76	33	-111526	2874
b12		glacier	fonte	0,2	1121034	42182	55402	5652	-1065632	47834

octobre 2013 - octobre 2014										
id	commentaire	forme	processus	LoD	erosion (m3)	±	dépôt (m3)	±	bilan	±
c1	poli creusaz	poli glaciaire	fluvial	0,2	2997	1103	206	89	-2791	1192
c2		chenal	fluvial	0,2	3235	529	220	46	-3015	576
Total creusaz					6232	0	426	0	-5806	0
c3		chenal	fluvial	0,1	1297	370	608	128	-689	498
c4		moraine	lave/gravitaire	0,2	839	295	328	99	-511	395
total creusaz+creusette					8368	2298	1362	363	-7006	2661
b1	plan des Eaux	sandur	fluvial	0,1	44	21	119	80	75	101
b2		moraine	lave/gravitaire	0,2	1027	304	651	407	-376	711
b3		moraine	lave/gravitaire	0,2	141	56	84	47	-57	103
b4		moraine	lave/gravitaire	0,2	110	63	78	46	-32	109
b5		moraine	lave/gravitaire	0,2	349	141	174	100	-175	241
b6		paroi/ravine	gravitaire	0,2	456*	91	433	169	-23	259
b7		paroi/ravine	gravitaire	0,2	149	35	235	92	86	127
b8		paroi/ravine	gravitaire	0,2	291*	34	539	149	248	183
b9		glarier	fluvial	0,2	27	16	472	230	445	246
b10		cône	torrentiel/gravitaire	0,2	1099	387	247	117	-852	504
total bossos					3544	1148	3032	1437	-661	2585
total bossos + creusaz					11912	3446	4394	1800	-7667	5246
b11		culot	avalanche	0,2	138	46	37765	1847	37627	1893
b12		glacier	accumulation/fonte	0,2	154055	12132	942801	38631	788746	50763

Tab. 5.3 Bilans sédimentaires de la Marge proglaciaire des Bossos : (1) période juin 2013 – octobre 2013 ; (2) octobre 2013 - octobre 2014 ; carte Fig. 6.16 et 6.18.

Les ravines qui parcourent l'intérieur des deux moraines latérales du glacier des Bossos sont bien moins marquées que celles de la Mer de Glace et d'Argentière. Huit d'entre elles ont été sélectionnées, réparties de manière homogène. En reprenant une nouvelle fois les critères de Curry *et al.*, (2006), seules deux ravines (n°3 et 4, Fig. 5.19) atteignent les conditions critiques d'une remobilisation importante (Fig. 5.19). Ces ravines sont situées dans le seul secteur ayant subi un remaniement sédimentaire dont les dépôts se sont propagés près du fond de vallée.

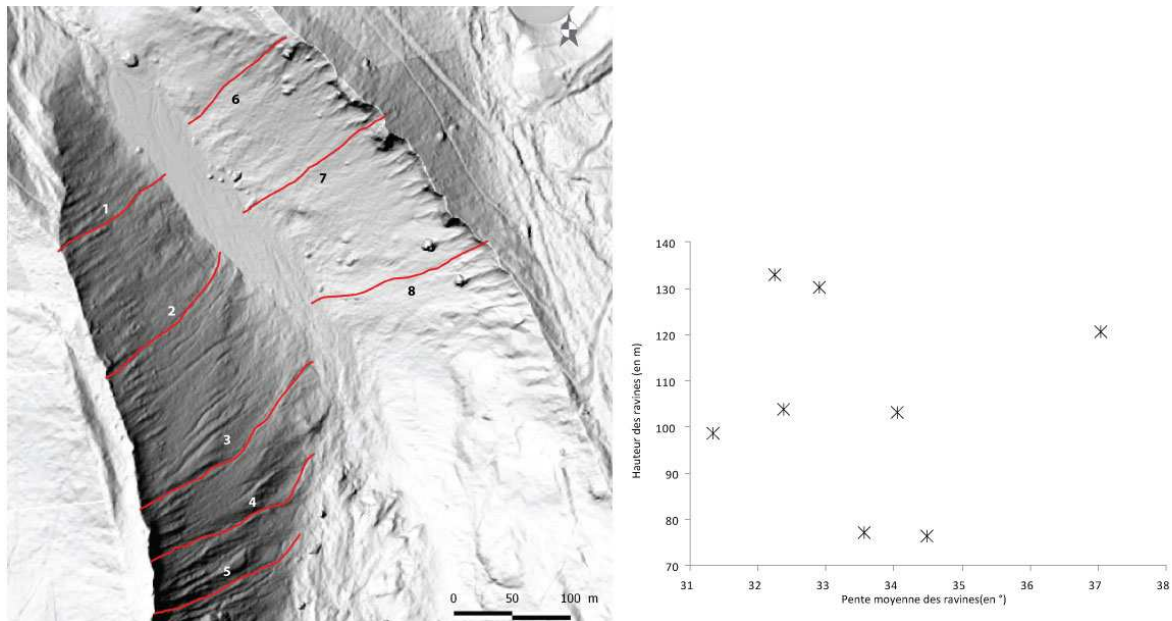


Fig. 5.19 Caractéristiques morphométriques des moraines latérales du glacier des Bossons : (1) localisation des ravines et du profil BB' ; (2) hauteur des ravines en fonction de la pente.

La diminution des dynamiques morphologiques de la marge proglaciaire des Bossons peut également être abordée par l'observation de l'évolution du couvert végétal qui est ici, contrairement aux secteurs d'Argentière et de la Mer de Glace, explicite (Fig. 5.17). Le développement de la végétation est limité par l'altitude et le temps écoulé depuis le retrait glaciaire (Cowie et *al.*, 2014). Dans la marge proglaciaire des Bossons, le facteur limitant n'est pas l'altitude – qui est inférieure à 1500 m' – mais l'instabilité géomorphologique des versants et talwegs induite pas la transition paraglaciale. La dynamique du couvert végétale est donc ici remarquable et son évolution avait déjà été soulignée par Maizels (1973).

Entre 1996 et 2012 (Fig. 5.20), la végétation a progressé de près de 10 hectares (95 000 m²). La végétation progresse en trois endroits distincts. Tout d'abord elle s'installe dans le sandur lui-même depuis l'aval, provoquant une contraction de la bande active. L'augmentation du couvert végétal y est moins importante mais il concerne directement la dynamique torrentielle (cf. *infra* chapitre 7). Ensuite, la végétation a le plus progressé au niveau du verrou juste en amont des deux moraines latérales, sur des espaces où le till est discontinu et stable du fait de sa position surélevée par rapport au fond de vallée. Cette zone est, de plus, relativement à l'abri des avalanches de séracs. L'installation rapide de la végétation sur les couvertures de till discontinu couvrant le poli glaciaire montre que les accumulations de till discontinues sur le substratum rocheux sont stables. Les stocks détritiques qu'elles représentent ne peuvent parvenir au système torrentiel que par des agents de transport relais : fluviaux (comme nous en avons émis l'hypothèse dans le chapitre 3) ou peut être aussi avalancheux.

En 2012, la végétation a colonisé tout le pied du flanc interne des deux moraines latérales, ce qui montre également le découplage total entre le chenal torrentiel et le vallum morainique. En effet, l'activité géomorphologique d'ajustement de la moraine ne s'effectue plus que dans la partie la plus haute de la moraine. Sa base est stable. Le développement de la végétation montre également ici que les processus d'ajustement des versants sont déconnectés du système torrentiel et fonctionnent de manière isolée et indépendante.

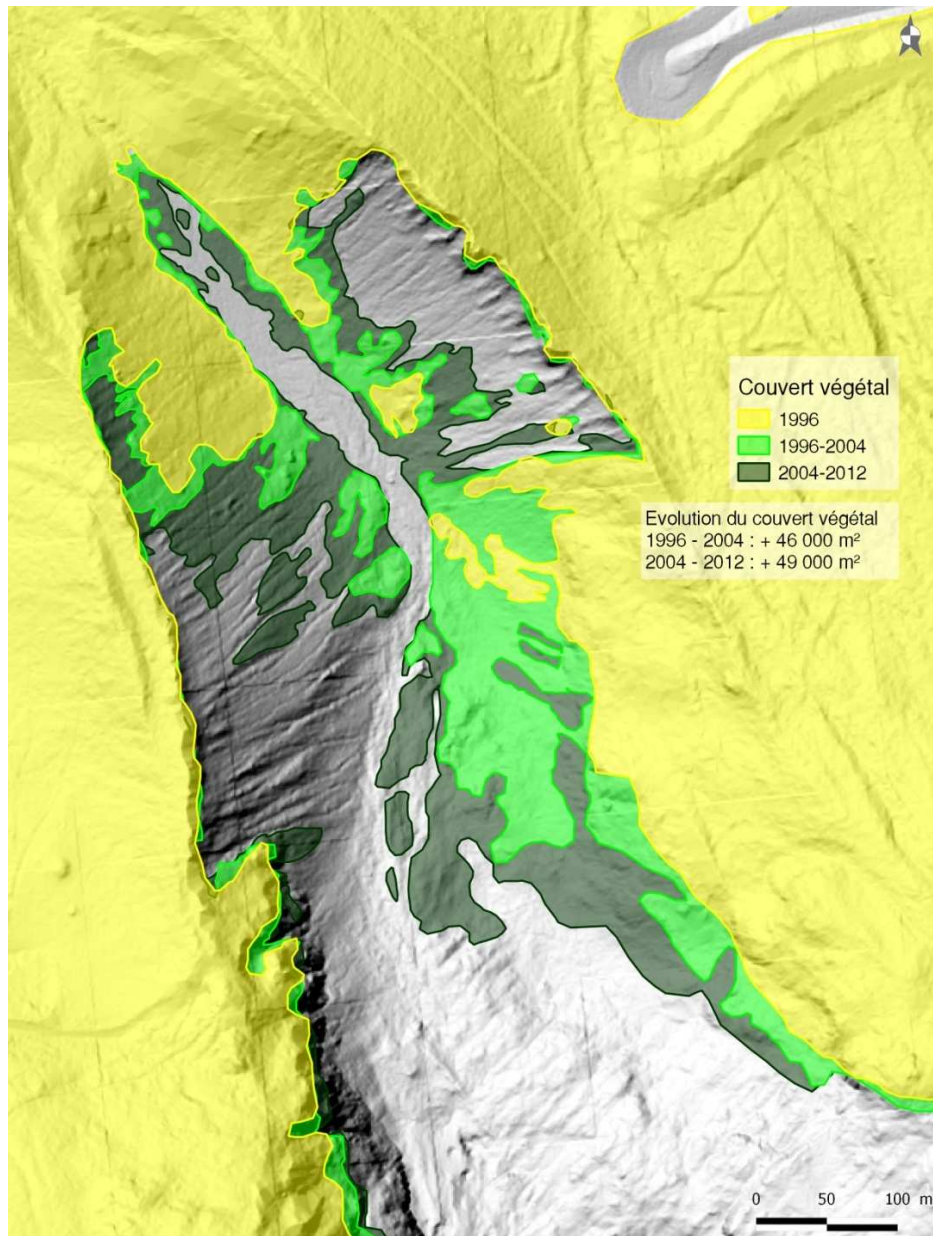


Fig. 5.20 Evolution du couvert végétal au front du glacier des Bossons entre 1996, 2004 et 2012.

Les ravines 3, 7 et 8 (Fig. 5.21) sont végétalisées sur leurs pentes inférieures à 30° . Les ravines 1, 2 et 6 sont végétalisées sur des pentes plus fortes comprises entre 30° et 40° . Nous attribuons la stabilité sur ces pentes plus élevées à la fois aux pentes en tête de ravine qui sont moins élevées mais aussi au fait que les ravines 1 et 2 n'ont pas été soumises directement à la ré-avancée glaciaire des années 1970-1980.

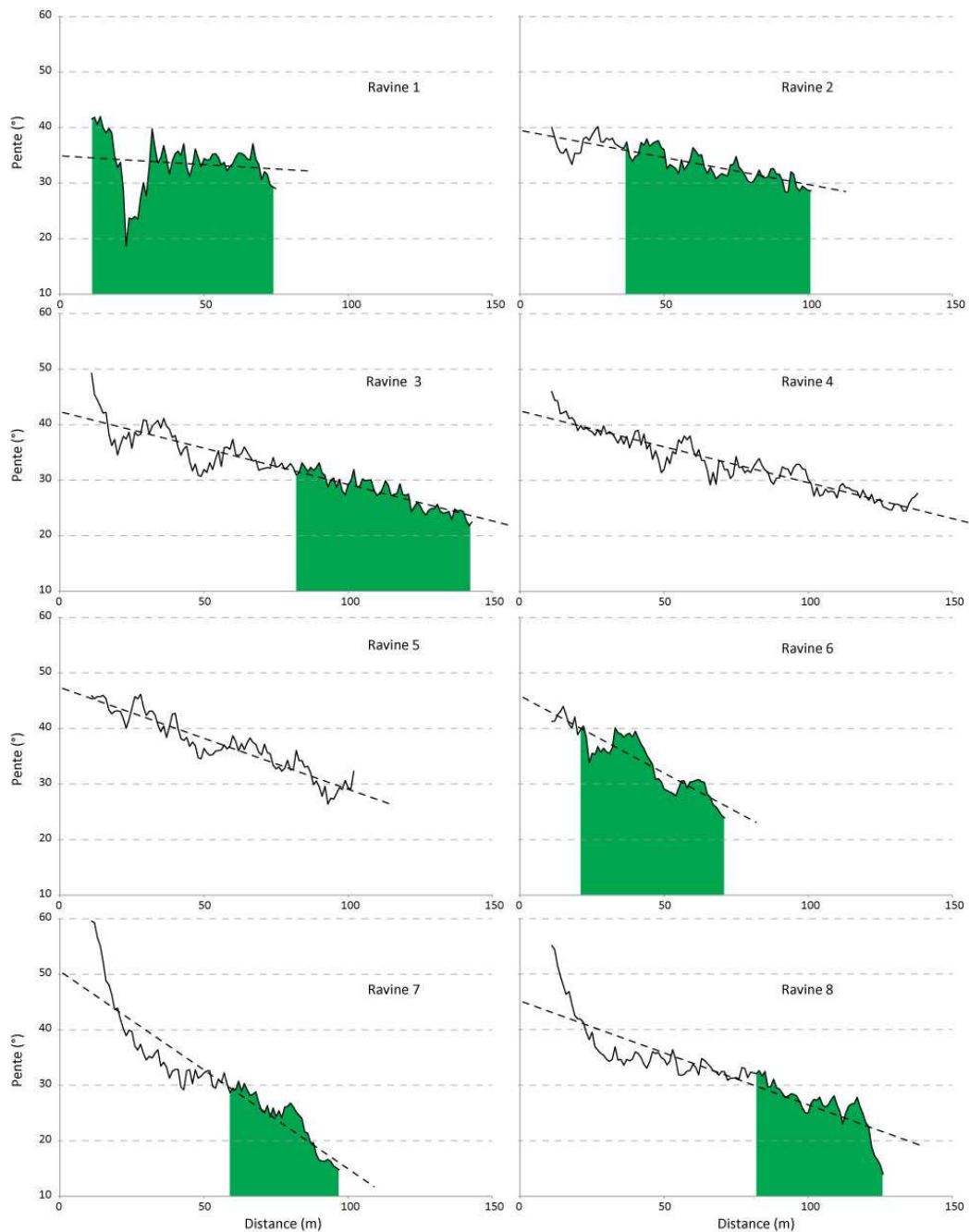


Fig. 5.21 Profil de pente des ravines des moraines latérales du vallum PAG du Glacier des Bossons (Fig. 6.19). En vert, les tronçons végétalisés.

Avec un tel rythme de progression, le paysage de la marge proglaciaire des Bossons devrait se fermer relativement rapidement. L'évolution de la végétation montre à quel point la transition paraglaciale peut être rapide puisqu'en trente ans, l'influence directe du glacier a presque totalement disparu. Les ajustements géomorphologiques aux conditions désenglacées s'effectuent donc dans un temps relativement court. Le développement de la végétation montre aussi que les concepts paraglaciaux ne sont peut-être pas très adaptés aux spécificités du milieu alpin. Ils sont en effet surtout basés sur des systèmes glaciaires de hautes latitudes, où l'écèse n'est pas prise en compte.

5.4.3 L'évolution secteur Creusaz

Le chapitre 3 a souligné le fait que le système torrentiel du torrent de la Creusaz était parmi les moins impactés par le retrait glaciaire du fait de son émergence depuis deux lobes latéraux du glacier des Bossons. La marge proglaciaire active est limitée spatialement, d'autant plus qu'aucune accumulation morainique importante ne s'y trouve. Les résultats de la comparaison des MNT LiDAR dans le secteur de la Creusaz au cours de l'été 2014 se trouvent Fig. 5.22 et Tab 5.3.

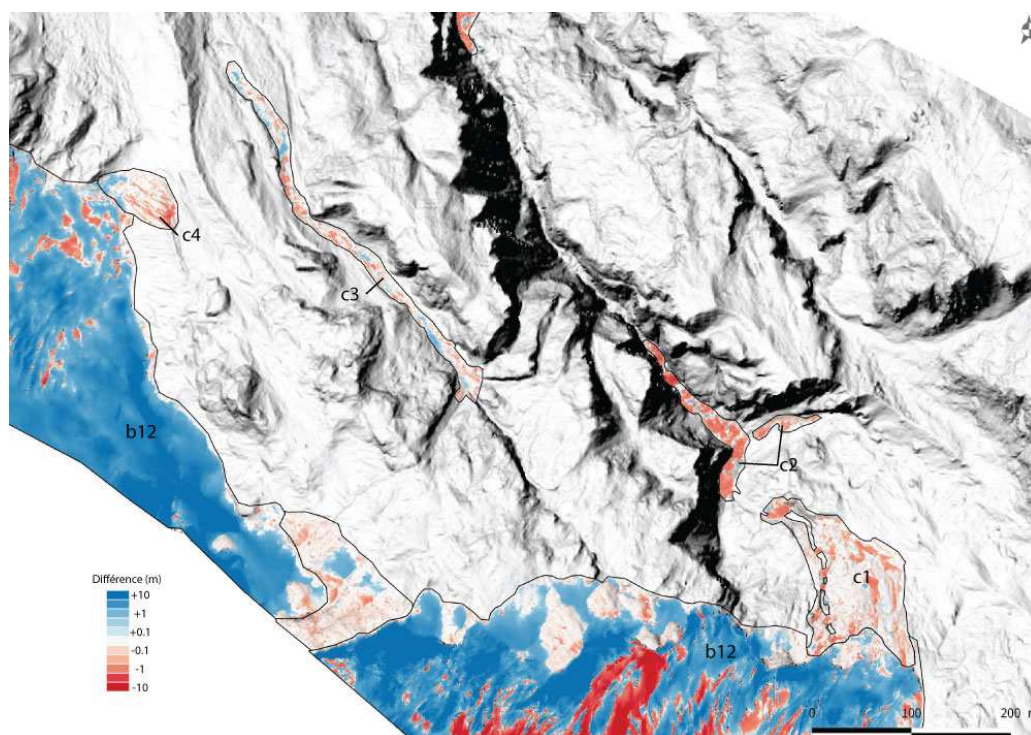


Fig. 5.22 Evolution topographique de la marge proglaciaire des Bossons, dans le secteur de la Creusaz, au cours entre octobre 2013 et octobre 2014, par comparaison des MNT LiDAR.

Au cours de l'été 2013, aucun changement significatif n'est survenu dans les secteurs de la Creusaz et de la Creusette. Les fortes accumulations avalancheuses et neigeuses ont toutefois peut être masqué certains remaniements des stocks détritiques en place sur le poli glaciaire ou à l'entrée des gorges. La crue survenue le 6 août 2014, dont les conséquences à l'aval seront détaillées dans la partie 7.5, a occasionné, en revanche, une remobilisation importante des accumulations morainique situées dans la marge proglaciaire sur le lit rocheux. Les témoignages ne sont pas précis sur le déroulement de l'évènement en tête de bassin, mais il semble que la poche d'eau ait balayé une partie bien plus large, près de 100 m, que son seul chenal habituel, dont la largeur sur le lit rocheux est inférieure à 5 m. Le nettoyage du poli glaciaire a permis au torrent de remobiliser près de 3000 m³ (c1, Fig. 5.22) Plus à l'aval, au niveau du verrou de l'entrée des gorges, le même volume de matériaux a été remobilisé. Le niveau de connectivité est donc très élevé du fait de la présence des stocks sédimentaires. Le petit affluent (c3, Fig. 5.22) situé entre le torrent de la Creusaz et celui de la Creusette a connu une remobilisation de matériaux supérieure à 1000 m³ en 2014. Même si la remobilisation n'est pas intervenue dans un espace récemment désenglacé, il participe à l'activité de la tête de bassin du torrent. Bien que le bilan sédimentaire y soit déficitaire, il ne semble pas que l'évènement ait fourni des matériaux au torrent de la Creusaz.

Pourtant, l'activité morphologique de cet affluent durant l'été 2014, alors qu'elle était inexistante en 2013, laisse supposer qu'il aurait pu être touché par la rupture de la poche d'eau qui a engendré la crue du 6 août 2014, contrairement au torrent de la Creusette.

Le torrent de la Creusette est également un émissaire latéral du glacier des Bossons. La marge proglaciaire est, comme pour la Creusaz, composée d'une alternance de dépôt de till et d'affleurements rocheux. Les accumulations glaciaires y sont très stables. En 2014, 800 m³ d'un pan de moraine latérale (sur le premier plan de la Fig. 5.23.1) ont été érodés. L'accumulation au pied de la moraine est difficilement quantifiable du fait de l'avancée du glacier. Néanmoins, le pied de la moraine est totalement déconnecté du torrent de la Creusette. Il ne constitue donc pas une source sédimentaire potentielle. La marge proglaciaire du glacier des Bossons, sur le lobe de la Creusette est inactive.



Fig. 5.23 La marge proglaciaire latérale du glacier des Bossons : (1) au niveau du torrent de la Creusette ; (2) au niveau du torrent de la Creusaz.

5.4.4 La marge proglaciaire des Bossons, un espace figé

L'étude de la marge proglaciaire des Bossons souligne que celle-ci a une activité géomorphologique très faible. Les quelques formes ayant subi des changements fonctionnent indépendamment du système torrentiel, de la même manière que sur l'espace désenglacé récent de la Mer de Glace.

L'absence de dynamique au front du glacier s'explique par la contraction du réseau hydrographique (Cf. Chapitre 3). Les dynamiques morphologiques observées au cours des étés 2013 et 2014 montrent également que l'écoulement du réseau hydrographique sur le lit rocheux et les surfaces de till discontinues ne permettent qu'une activité géomorphologique fortement limitée. L'organisation particulière du réseau hydrographique provenant du glacier est également un élément d'explication de la faiblesse de l'activité géomorphologique au front du glacier. Le torrent de la Creusaz est le seul à pouvoir remobiliser d'importants volumes sédimentaires. Il ne dispose en revanche que de sources limitées. *A contrario*, les volumes sédimentaires sont abondants dans le bassin du torrent des Bossons, mais la faiblesse de son activité hydrologique limite drastiquement la remobilisation des stocks détritiques.

5.5 Conclusions du chapitre 5

L'évolution des marges proglaciaires des trois plus grands glaciers de la vallée de Chamonix révèle des traits géomorphologiques tout à fait différents. L'évolution de la vallée perchée de la Mer de Glace illustre les principales caractéristiques de la transition paraglaciale : formation récente de lacs proglaciaires, de cônes de déjections dans la moraine latérale et stabilisation de la pente de cette même moraine. Il est cependant difficile de généraliser son fonctionnement tant les transferts sédimentaires sont perturbés par le captage hydroélectrique. La situation au front du glacier d'Argentière est moins complexe car seul le tablier d'éboulis participe à la recharge par érosion latérale durant les crues. Enfin, la marge du glacier des Bossons se caractérise par une végétalisation rapide des formes et des sédiments d'origine glaciaire. La partie géomorphologiquement active se situe désormais sur le lit rocheux du gradin-verrou où les volumes sédimentaires sont largement limités. Lors de la crue du 6 août 2014, la remobilisation des sédiments directement dans le chenal a été particulièrement efficace.

L'analyse multi-temporelle des marges proglaciaire souligne leurs différentes évolutions dans le temps. Ainsi, l'été humide en 2014 a vu une activité géomorphologique deux à trois fois supérieure à celle de l'été 2013. Contrairement à d'autres systèmes glacio-torrentiels étudiés à travers le monde, ceux de Chamonix réagissent donc principalement aux événements de basse fréquence et haute intensité, et non à une dynamique quotidienne durant la période estivale. Cette situation souligne en fait la faiblesse des processus fluviaux dans les marges proglaciaires des torrents chamoniards.

Sur un temps plus long, les espaces désenglacés se stabilisent relativement rapidement après le recul du glacier. L'essentiel de l'activité géomorphologique d'ajustements paraglaciales semble en fait se produire lors de la phase de diminution du volume glaciaire et non après le retrait du front.

Enfin, d'un point de vue méthodologique, l'apport de la comparaison des données LiDAR est précieux tout en présentant de réelles limites dans les secteurs géométriquement complexes que sont les marges proglaciaires. La diminution des erreurs liées à la verticalité reste un défi afin de quantifier précisément l'érosion des moraines dans les secteurs les plus raides. La comparaison des données LiDAR permet néanmoins de considérablement améliorer la quantification des flux sédimentaires morphogènes. Elle apporte également de l'information qualitative spatialisée. Les couplages et découplages sédimentaires apparaissent clairement.

Aborder l'évolution géomorphologique des torrents proglaciaires sous l'angle de la connectivité, en considérant les seules marges proglaciaires comme zone de fourniture sédimentaire, montre qu'il est difficile de mettre en lien le volume global des flux sédimentaires morphogènes avec la fourniture sédimentaire effective aux torrents proglaciaires. Il est donc nécessaire d'aborder le système torrentiel dans sa globalité afin de comprendre l'influence du retrait glaciaire sur la fourniture sédimentaire aux torrents.

Chapitre 6

Les trajectoires géomorphologiques récentes de trois torrents proglaciaires de la vallée de Chamonix

6.1 Introduction

Nous avons précédemment relevé que les trois principaux systèmes torrentiels de la vallée de Chamonix possèdent des dynamiques sédimentaires propres, liées en grande partie au fonctionnement de leurs marges proglaciaires ; ces différents fonctionnements se répercutent sur les torrents, à l'aval des espaces désenglacés qui vont se caractériser par des réponses géomorphologiques différenciées.

Dans un premier temps, l'objectif de ce chapitre est de déterminer le fonctionnement géomorphologique actuel des torrents en fond de vallée de l'Arve, afin de déterminer leur niveau de couplage avec les marges proglaciaires, que nous appréhendons comme la zone de production sédimentaire des bassins versants torrentiels. La dynamique morphogène des trois principaux torrents proglaciaires de la vallée sera étudiée à travers le prisme de deux épisodes de crue d'occurrence décennale. Les crues constituent, en effet, des séquences durant lesquelles le paysage fluvial ou torrentiel mue de façon considérable. Elles permettent donc de comprendre au mieux les dynamiques sédimentaires morphogènes des cours d'eau.

La première crue, consécutive à une rupture de poche d'eau intra-glaciaire, s'est produite le 7 août 2014 et a touché exclusivement le torrent de la Creusaz. La seconde, le 26 août 2014, est consécutive à un épisode pluvieux intense et a principalement concerné l'Arveyron d'Argentière et l'Arveyron de la Mer de Glace. La concomitance des crues de ces deux torrents a souvent été observée, comme en 1964 (Gaudet, 1975), 1996 (Rey et Saarni, 1997) et 2014. Au cours de ces épisodes, l'Arve a également été touchée.

Dans un second temps, les résultats sur les dynamiques récentes seront intégrés dans une perspective plus historique en mettant en lumière certaines évolutions remarquables des dynamiques torrentielles. La crue du 25 septembre 1920 sur l'Arveyron de la Mer de Glace fera l'objet d'une attention spécifique du fait de ses conséquences morphologiques qu'elle a engendrées et de l'opportunité offerte de les reconstituer à partir de documents d'archives.

6.2 L'évolution de l'Arveyron d'Argentière

6.2.1 Géomorphologie de l'Arveyron d'Argentière

L'Arveyron d'Argentière est un torrent à charriage qui se développe actuellement sur plus de 2 km. Après avoir traversé la marge proglaciaire, où la morphologie passe progressivement à l'aval du glazier à une morphologie de cascade (cf. partie 5.3), le torrent franchit un tronçon à forte pente, dans une gorge peu encaissée, au contact du lit rocheux (Fig. 6.1). Le lit rocheux présente des formes spécifiques qui sont rarement décrites dans les typologies courantes des morphologies torrentielles. La typologie des formes torrentielles de Montgomery et Buffington (1997) s'attarde peu sur les lits rocheux des torrents (Fig. 1.9). À l'image des *step-pool*, les formes présentes sont cycliques et voient alterner des ressauts, c'est à dire des chutes d'eau de plusieurs mètres à plusieurs dizaines de mètres (Fig. 6.2 et Annexe 4), et des vasques qui sont des dépressions dans le substrat rocheux. Ces dernières peuvent représenter des volumes parfois supérieurs à plusieurs centaines de mètres cubes et sont remplies, à la fois, d'eau et de sédiments dont le niveau varie en fonction de l'intensité du transport solide (Annexe 4). Ces systèmes, que nous dénommons *vasque-ressaut*, représentent des stockages sédimentaires non négligeables bien qu'invisibles des données LiDAR étant donné que le volume sédimentaire est coiffé d'une lame d'eau.

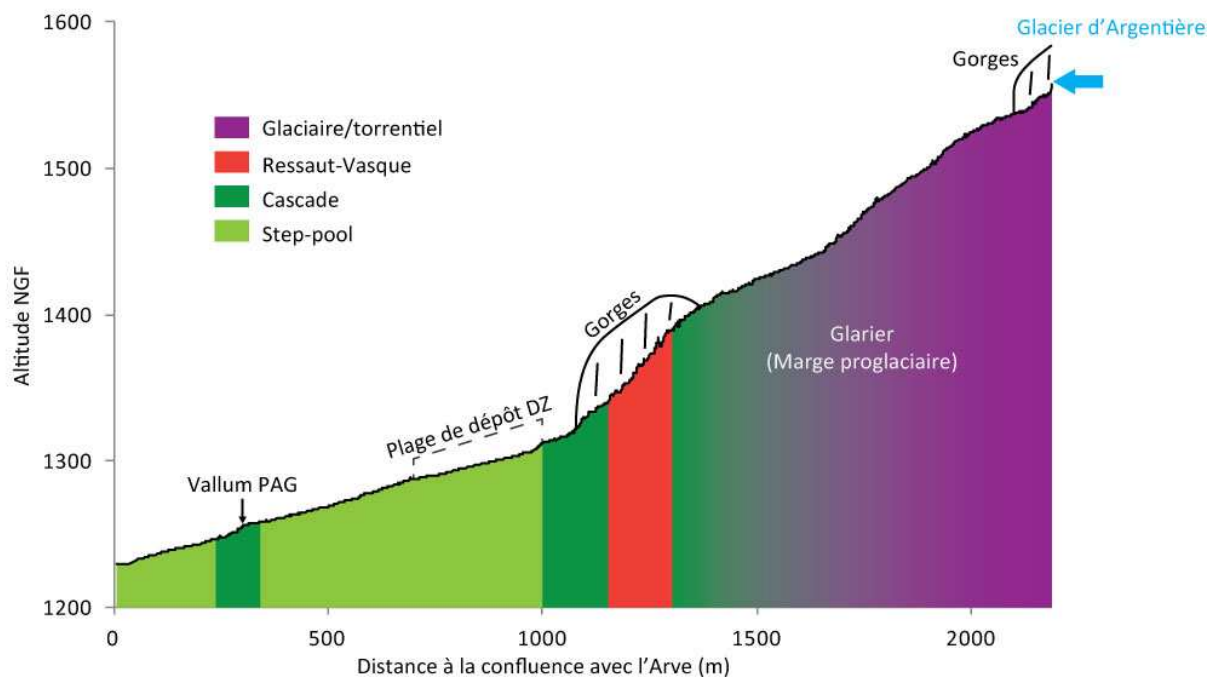


Fig. 6.1 Profil géomorphologique de l'Arveyron d'Argentière

A l'aval de ces gorges, la pente de l'Arveyron d'Argentière s'adoucit et passe progressivement d'une morphologie de *cascades* à celle de *step-pool*, avec un style en plan divaguant (Fig. 6.2). Ce tronçon fait office de plage naturelle de dépôt puisqu'elle est régulièrement curée par les gestionnaires du torrent. Le cours de l'Arveyron d'Argentière est, par la suite, plus contraint, avec une morphologie en *step-pool* plus affirmée. La pente se raidit ensuite à l'aval du *knickpoint* que représente le vallum du PAG du glacier d'Argentière. Des blocs erratiques sont exhumés dans le chenal, laissant apparaître un court tronçon en cascade. Puis, la pente s'adoucit de nouveau, contrainte en partie par une digue en « L », avant de confluer avec l'Arve (Fig. 2.19). Au niveau de la confluence, en rive gauche, se situe un espace *fusible*, totalement déblayé ou remblayé lors des crues (Fig. 2.19). Normalement condamné en été, puisqu'il se situe moins d'un mètre au-dessus des lits de l'Arveyron d'Argentière et de l'Arve, cet espace sert de parking en hiver pour délester une partie du stationnement du domaine skiable des Grands Montets.

Il arrive cependant qu'il ne subisse au cours de l'été, ni dépôt ni érosion, comme au cours de l'année 2013. Il est donc un bon indicateur de l'activité hydromorphologique de l'Arveyron d'Argentière.

Par cette description le lit de l'Arveyron d'Argentière paraît peu confiné. En réalité, le torrent ne possède qu'un espace de liberté réduit, puisqu'il est contraint par les flancs internes des deux moraines latérales qui le bordent. Ces versants plongent en pente douce jusqu'au lit du torrent, mais avec une dénivelée suffisante pour que le torrent reste confiné.



Fig. 6.2 Le lit de l'Arveyron d'Argentière en 2014 : (1) et (2) morphologie de ressaut-vasque ; (3) L'émergence de l'Arveyron du glacier d'Argentière en 2014 dans un verrou glaciaire ; (4) morphologie en cascade à la sortie des gorges ; (5) morphologie en step-pool à l'amont du vallum du PAG ; (6) morphologie en step-pool dans la plage de dépôt naturelle de la DZ d'Argentière.

6.2.2 Les dynamiques sédimentaires de l'Arveyron d'Argentière au travers de l'analyse de la crue du 26 aout 2014

L'analyse des MNT LiDAR et des orthophotographies souligne qu'au cours de la période estivale 2013 l'Arveyron d'Argentière avait subi peu de changement morphologique notable. Une forte activité morphogène a été par contre relevée en 2014, suite à la crue survenue le 26 aout. A cette date, un intense épisode pluvieux – pour les Alpes du Nord – touche Chamonix : 40 mm de précipitations sont enregistrées en 24 h (Fig. 5.1). Les conséquences de la crue de l'Arveyron d'Argentière ne sont constatées sur place que dans la soirée et le lendemain. L'hydrogramme de la station de la passerelle (Fig. 2.16) apporte peu de précisions sur le déroulé de l'évènement, puisqu'il montre un débit qui plafonne entre 12 et 14 m³.s⁻¹ depuis le milieu de journée du 27 aout, jusqu'au lendemain matin (Fig. 6.3). Ce plafond représente en fait un *hiatus* dans les relevés hydrométriques. De tels débits sont en effet bien insuffisants pour produire les changements géomorphologiques constatés dans le lit du torrent.

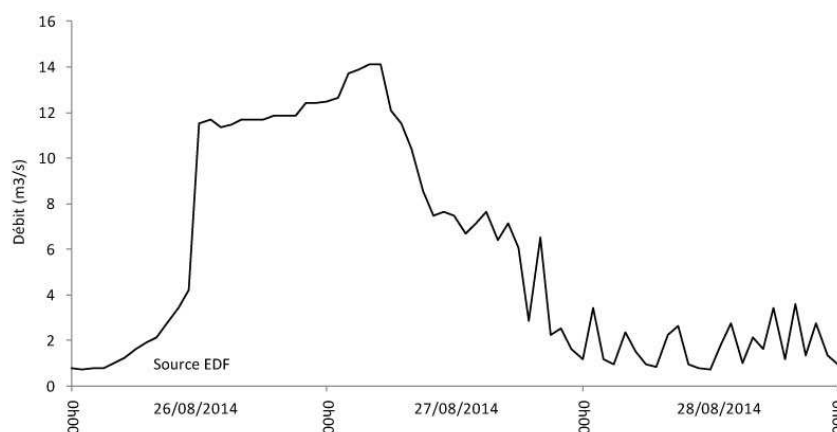


Fig. 6.3 Débits de l'Arveyron d'Argentière durant la crue du 26/08/2014.

Nous savons néanmoins, d'après le témoignage d'un employé de la base d'hélicoptère riveraine du torrent, qu'en fin de journée, l'Arveyron d'Argentière n'était pas véritablement menaçant, alors qu'au même moment, l'Arve à Chamonix était déjà en crue depuis plusieurs heures et surveillée très attentivement. C'est en début de soirée que des habitants voisins, surpris par des bruits provenant de l'Arveyron, découvrent les premiers dégâts de la crue. Les différents témoignages et vidéos, qui se sont propagés rapidement sur les réseaux sociaux (<https://www.facebook.com/phoebe.bridge.7/videos/286271198225743/>), laissent donc supposer que la crue soit survenue soudainement. L'appareil de prise de vue automatique, installé sur le site de confluence, ne possède pas un pas de temps suffisamment résolu pour évaluer la chronologie de la crue. De plus, la présence des embruns rend les clichés quasiment inexploitable (Annexe 5). Néanmoins, ces images permettent de montrer qu'à 15 h, le débit grossissait, mais aucun changement géomorphologique visible ne s'était produit, car le banc de galet médian était toujours en place. A 19 h, un banc de galet émerge au milieu du chenal et ne correspond pas à la configuration ni pré-crue, ni post-crue. Plusieurs pics de crue ont donc pu se produire. Enfin, si des personnes ont pu évoquer la rupture d'une poche d'eau intra-glaciaire, aucun élément ne permet véritablement d'affirmer ou d'infirmer cette hypothèse. Lors de la crue du 24 juillet 1996, où les conditions hydrométéorologiques étaient similaires, Rey et Saameli (1997) avaient conclu que des petites ruptures de poche d'eau avaient pu se produire, mais que leur impact était négligeable dans le contexte général de la crue.



Fig. 6.4 La crue du 27 aout 2014 sur l'Arveyron d'Argentière : (1) l'érosion latérale à proximité du vallum du PAG du glacier d'Argentière ; (2) la divagation en rive gauche, zone a3.1, Fig. 6.6 ; (3) la confluence de l'Arveyron d'Argentière et de l'Arve le 27 aout 2014.

Les conséquences de cette crue sur la marge proglaciaire sont décrites dans la partie 6.3 (infra) : $10\,500\text{ m}^3$ de sédiments ont été exportés à l'aval du torrent (Tab. 6.1). Dans les gorges, qui assurent la transition entre la marge proglaciaire et le parcours du torrent en fond de vallée, aucun changement n'est véritablement visible, tout comme dans le tronçon en cascades situé à l'aval immédiat. Au niveau où la morphologie du torrent passe progressivement en *step-pool*, le lit s'est incisé, fournissant plus de $1\,600\text{ m}^3$ de matériaux à l'aval (Fig. 6.6, a1). La plage de dépôt naturelle de la DZ a permis de stocker plus de $2\,000\text{ m}^3$ de matériaux dans sa partie amont (Fig. 6.6, a2), assurant donc en partie seulement son rôle, puisque l'ensemble volume érodé en amont – de la marge proglaciaire essentiellement - est

bien supérieur à celui du dépôt (Tab. 6.1). La partie aval de la plage de dépôt s'est au contraire incisée, participant à la recharge sédimentaire du torrent. C'est à l'aval de ce tronçon que s'est produite la divagation la plus importante (Fig. 6.6, a3.1). L'Arveyron d'Argentière a en effet incisé un chenal en rive gauche, au milieu de la forêt (Fig. 6.4), qui a contribué à fournir 580 m³ de matériaux au chenal principal. Cette divagation a été très probablement causée par la passerelle piétonne, qui n'a pas été embarquée, mais qui a obstrué les écoulements qui se sont alors détournés sur la rive gauche (Annexe 6). Cette divagation montre également tout l'intérêt de l'outil LiDAR en milieu torrentiel. En effet, le chenal incisé n'est pas suffisamment large pour être visible sur les orthophotographies. Le volume érodé n'aurait pas pu être quantifié par multi-corrélation d'images aériennes, alors qu'il apparaît très clairement sur la comparaison des données LiDAR.

Le tronçon intermédiaire (Fig. 6.6, a3) s'est incisé, fournissant près de 1 500 m³. A l'aval, l'érosion latérale a été très importante (Fig. 6.4 et 6.5). Des pans entiers de berges ont été arrachés (Fig. 6.4), principalement au niveau et à l'aval du vallum du PAG où le lit s'est également incisé localement de plus de 2,5 m (Fig. 6.6, a4) ; 60% des matériaux érodés dans le torrent à l'aval de la marge proglaciaire proviennent de ce tronçon. L'efficacité de l'érosion est la conséquence de l'augmentation locale de la pente, et donc de la compétence des écoulements, due à la présence du *knickpoint* que représente le vallum morainique du PAG.



Fig. 6.5 Evolution de L'Arveyron d'Argentière à l'amont immédiat de sa confluence avec l'Arve par prise de vue automatique : (1) Avant la crue du 26/07/2014; (2) le lendemain de la crue, avec la plage de dépôt pleine ; (3) et (4) au cours et à la fin des opérations de curage.

Les changements au niveau de la confluence avec l'Arve, observables sur la carte de comparaison des MNT LiDAR (Fig. 6.6, a4), ne sont pas significatifs de l'état du site immédiatement après la crue (Fig. 6.4 et 6.5). En effet, les travaux de curage sur la plage de dépôt et la reconstruction du parking ont été effectués dans les semaines qui ont suivi la crue (Fig. 6.5). Nous savons néanmoins, grâce à l'appareil de prise de vue automatique, que la plage de dépôt s'est remplie, sans être totalement saturée (Fig. 6.5). Les opérations de curage ont extrait 5 610 m³ de matériaux, mais seulement 3 512 m³ ont été évacués. La différence a servi à la remise en état du parking et à la mise en place d'un endiguement rocheux - non-scillé - sur le site de la confluence. Il s'agit, de loin, de la plus importante opération de curage, sur les quatre qui ont été entreprises depuis la construction de l'ouvrage de protection de la confluence en, 2004.

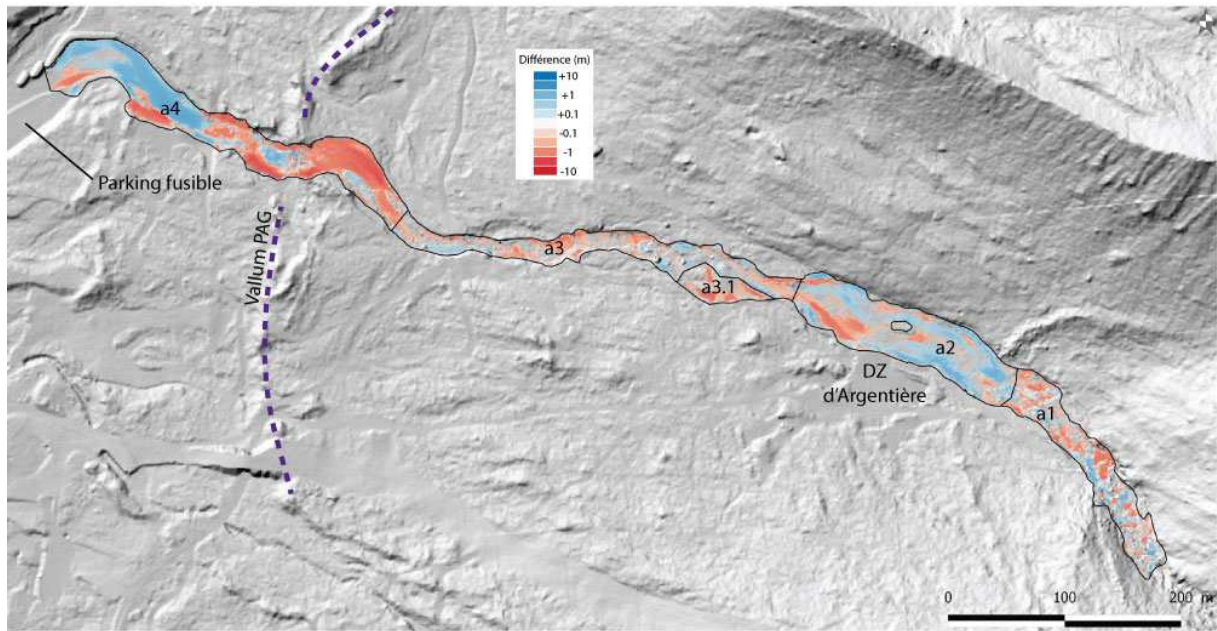


Fig. 6.6 Evolution topographique de l'Arveyron d'Argentière entre octobre 2013 et octobre 2014, par comparaison des MNT LiDAR.

id	commentaire	LoD	erosion (m3)	±	dépôt (m3)	±	bilan (m3)	±
	marge proglaciaire		16992	2197	6574	1418	-10418	3614
a1		0,1	1620	276	759	161	-861	437
a2	Plage «naturelle»	0,1	1522	283	2167	441	645	724
a3		0,1	1521	348	532	154	-989	502
a3.1		0,1	581	93	40	18	-541	110
a4		0,1	6956	557	3851	431	-3105	988
	curage				3512			
	total torrent		12200	1557	7349	1204	-4851	2761
	total Argentière		29192	3753	13923	2622	-15269	6375

Tab. 6.1 Bilans sédimentaires de l'Arveyron d'Argentière entre octobre 2013 et octobre 2014.

6.2.3 Conclusions sur l'Arveyron d'Argentière

L'Arveyron d'Argentière, pour la crue du 26 août 2014, a un bilan sédimentaire déficitaire, tant en tête de bassin, dans sa marge proglaciaire, qu'à l'aval (le bilan sédimentaire est supérieur à l'incertitude des mesures). La Fig. 6.7 synthétise les volumes d'érosion et de dépôt qui se sont produits au cours de

cette crue sur le torrent et dans la marge proglaciaire d'Argentière. La reprise de matériaux, soit dans le lit à l'aval des gorges, soit par érosion régressive, est d'un ordre de grandeur similaire à l'érosion qui s'est produite dans la marge proglaciaire, ce qui illustre bien la faiblesse des processus d'ajustement dans l'espace récemment désenglacé, souligné dans la partie 6.3, lorsqu'on les replace à l'échelle du système torrentiel.

Ce bilan sédimentaire déficitaire signifie donc que l'Arveyron d'Argentière a fourni des sédiments à l'Arve, à hauteur de 15 000 m³. L'engraissement du lit de l'Arve dans le secteur des Iles, environ 1,5 km à l'aval de la confluence de l'Arveyron d'Argentière, confirme le rôle du torrent comme contributeur au cours d'eau principal de la vallée. Aussi, ce bilan montre que l'ouvrage de protection de la confluence est en capacité de laisser transiter un important volume de matériaux.

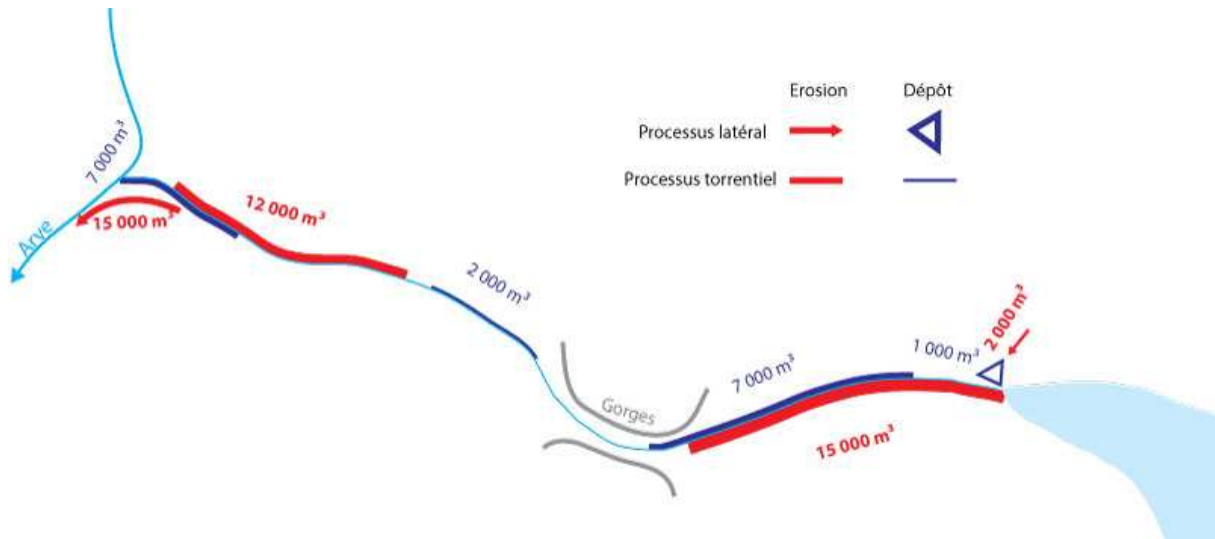


Fig. 6.7 Synthèse des volumes d'érosion et de dépôt au cours de la crue du 26/08/2014 sur l'Arveyron d'Argentière.

Sur le temps plus long, l'Arveyron d'Argentière n'a que très peu évolué. En plan, la diminution de la largeur des bandes active n'est pas significative. L'explication de cette faiblesse provient très probablement du confinement du torrent qui empêche toute divagation. La comparaison des profils en long établis en 1913 par le service des Grandes Forces Hydrauliques avec les profils récents (Fig. 6.8), réalisée lors des travaux préliminaire à cette recherche doctorale (Berthet, 2012), montre l'incision du torrent a tout de même atteint jusqu'à 5 m entre le vallum morainique du PAG et la confluence avec l'Arve. La forme concave de l'incision traduit un certain déficit sédimentaire. La forme de l'incision souligne également la discontinuité que représente le vallum du PAG du glacier d'Argentière, empêchant l'érosion de se propager à l'aval du fait de la présence de blocs plurimétriques qui scellent le lit du torrent.

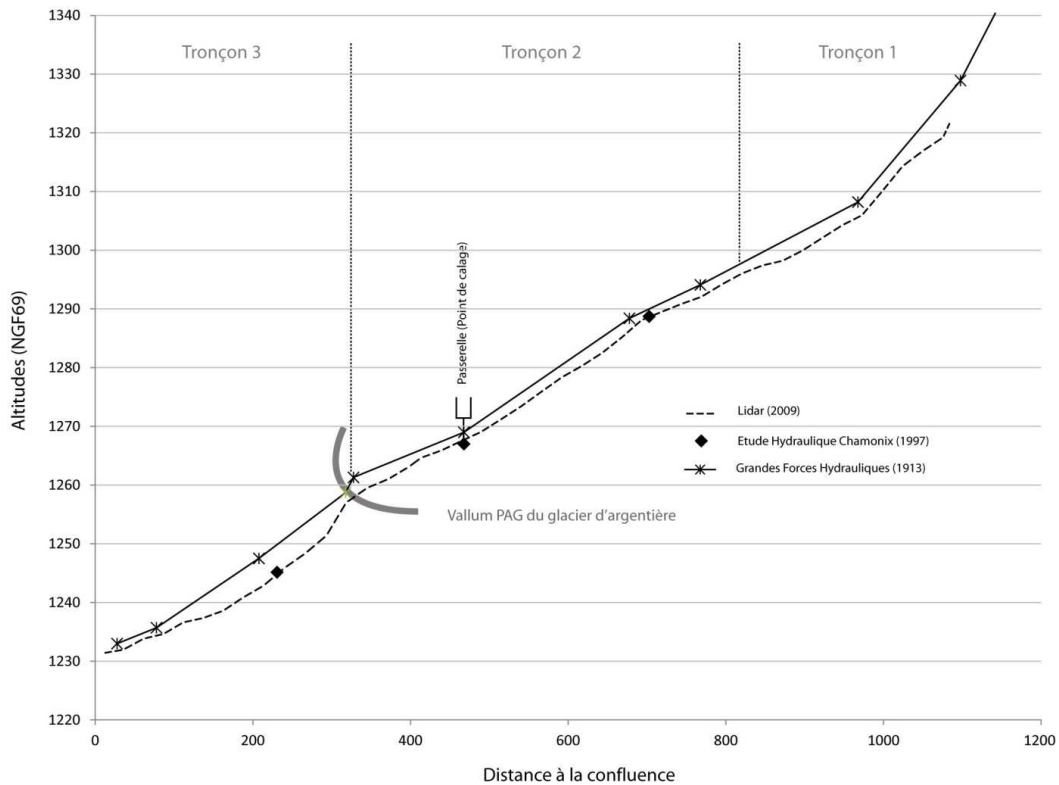


Fig. 6.8 L'incision de l'Arveyron d'Argentière entre 1913 et 2009 (Berthet, 2012).

L'Arveyron d'Argentière a des dynamiques géomorphologiques faibles en rapport aux deux autres systèmes fluvio-torrentiels de la vallée, étudiés. En revanche, elle possède un niveau de connectivité plutôt élevé avec sa marge proglaciaire, ce qui n'est pas le cas de l'Arveyron de la Mer de Glace. Son bilan sédimentaire lui attribue un rôle important à l'échelle de la vallée, puisque l'Arveyron contribue à la recharge sédimentaire de l'Arve.

6.3 L'évolution de l'Arveyron de la Mer de Glace

6.3.1 Morphologie de l'Arveyron de la Mer de Glace : un torrent découplé de sa tête de bassin

L'Arveyron de la Mer de Glace, avec ses 5 km, est le plus long torrent de la vallée de Chamonix. Une fois sa marge proglaciaire traversée (partie 5.1), il s'engouffre dans les gorges du Mauvais Pas. Après un premier ressaut d'une vingtaine de mètres, une petite plaine d'épandage s'ouvre à l'intérieur des gorges. Elle est remplie par les dépôts de laves torrentielles provenant du ravinement de la moraine latérale droite de la Mer de Glace et par le produit de l'érosion de la paroi des gorges. Cette plaine aboutit à un nouveau sur ressaut d'une dizaine de mètres. Les eaux captées sous la Mer de Glace et non turbinées sont ici restituées à l'Arveyron. La morphologie du torrent change alors radicalement et prend la forme d'un lit rocheux ponctué de blocs erratiques plurimétriques et immuables.



Fig. 6.9 L'Arveyron de la Mer de Glace : (1) les gorges du Mauvais Pas ;(2) tronçon en step-pool à l'aval du tronçon en cascade ; (3) tronçon en step-pool au niveau du vallum morainique du PAG, ponctué de blocs erratiques.

A la sortie des gorges, la morphologie en *cascade* est un cas d'école, très représentative de la définition originelle (Fig. 6.9 et 6.10). L'Arveyron s'écoule alors au milieu de blocs métriques. Sa morphologie évolue progressivement vers des *step-pool*, de manière parfois peu évidente. Le lit est néanmoins toujours bordé de blocs erratiques (Fig. 6.9). Cette morphologie se poursuit jusqu'au vallum du PAG où l'Arveyron de la Mer de Glace débouche dans une grande plage de dépôt artificielle d'une capacité de 200 000 m³. L'Arveyron y adopte un style en tresse (Fig. 6.14). A la fin de la plage de dépôt, les eaux turbinées sont restituées. Après la plage de dépôt, la morphologie devient plus fluviale que torrentielle, avec un lit-plan ponctué parfois d'une alternance seuil-mouille. L'Arveyron de la Mer de Glace est alors totalement contraint par les endiguements jusqu'à sa confluence avec l'Arve (Fig. 2.20 et 6.10).

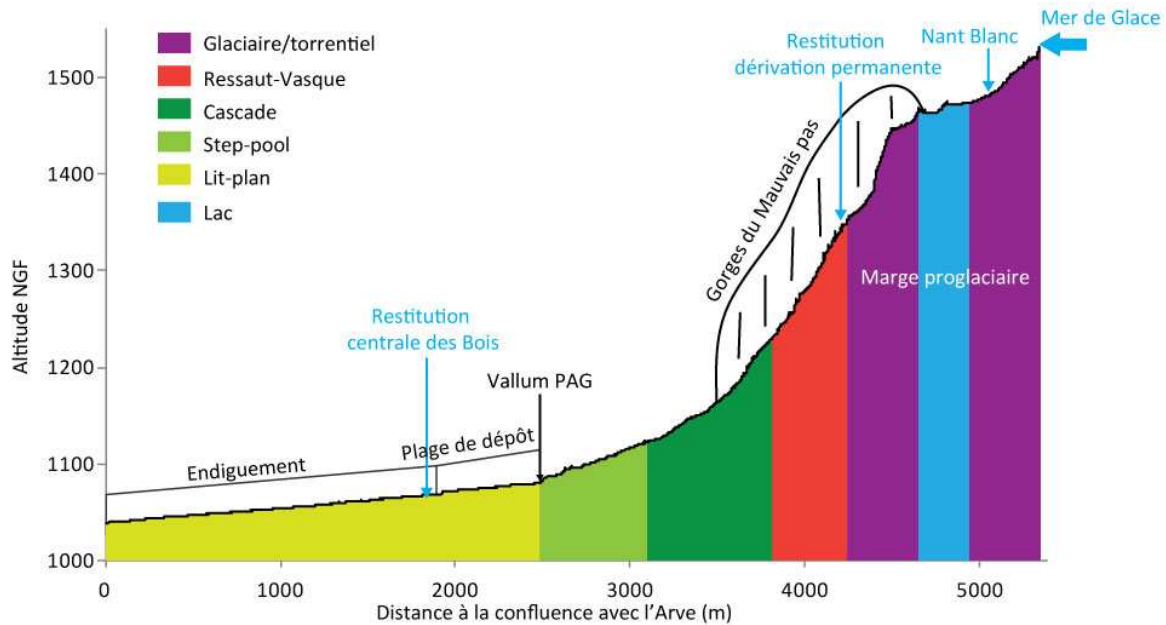


Fig. 6.10 Profil géomorphologique de l'Arveyron de la Mer de Glace.

Avant d'analyser les changements géomorphologiques de l'Arveyron de la Mer de Glace au cours des années 2013 et 2014, il est nécessaire d'expliquer l'impact hydromorphologique du captage sous-glaciaire EDF. L'Arveyron de la Mer de Glace possède, en effet, une discontinuité majeure dans son *continuum sédimentaire* qui se traduit dans son profil géomorphologique. A l'amont des gorges, dans la zone proglaciaire, le fond de vallée est très peu remanié par des processus fluviaux. Le ravinement de la moraine latérale droite remblaie rapidement les talwegs. Les quelques formes fluvio-torrentielles, comme le *sandur* qui se développe sur le delta du lac Emeraude amont, sont vouées à disparaître sous les produits du ravinement de la moraine. Cette situation est en fait révélatrice d'un excédent sédimentaire, où la fourniture est largement supérieure à la capacité de transport du torrent. *A contrario*, à l'aval des gorges, la morphologie en cascade est typique d'un déficit sédimentaire très marqué (Lenzi, 2001 ; Grant *et al.*, 1990 ; Montgomery et Buffington, 1997).

La dichotomie de ces deux traits géomorphologiques provient de la présence du captage (partie 2.4.2). L'infrastructure hydroélectrique détourne tout le torrent sous-glaciaire, même en cas de crue, puisque sa capacité maximale équivaut au débit le plus élevé enregistré sur l'Arveyron lors de la crue de 1996. L'effet hydromorphologique des crues ne se fait donc ressentir qu'à l'aval de la restitution de la dérivation permanente. La transition entre le tronçon court-circuité et celui connecté est d'ailleurs spectaculaire (Fig. 6.11). Celui court-circuité est constitué d'éléments hétérogènes et anguleux, provenant des éboulements de la paroi des gorges. Un sol s'y développe avec de la végétation pionnière. A l'aval de la restitution ne subsiste que des blocs très émoussés, ainsi que quelques galets et des dépôts de farine glaciaire. Par ailleurs, la couleur très claire indique que la récurrence des crues est suffisamment importante pour ne pas laisser le temps à un biofilm de s'installer (*e.g.* lichens).

La morphodynamique actuelle de l'Arveyron de la Mer de Glace est en grande partie contrôlée par la présence du captage sous-glaciaire EDF. La marge proglaciaire est totalement déconnectée du reste du torrent et ne doit donc pas être prise en compte dans l'établissement des bilans sédimentaires et dans la caractérisation des flux solides.



Fig. 6.11 Le découplage de la marge proglaciaire de l'Arveyron de la Mer de Glace par le captage sous-glaciaire EDF : (1) la transition très marquée entre le tronçon court-circuité et le tronçon en eau ; (2) le tronçon à l'aval immédiat de la restitution permanente ; (3) l'exutoire de la dérivation permanente le lendemain de la crue du 26/07/2014.

6.3.2 Les dynamiques sédimentaires de l'Arveyron de la Mer de Glace au travers de l'analyse de la crue du 26 aout 2014

De manière concomitante à l'Arveyron d'Argentière et à l'Arve, l'Arveyron de la Mer de Glace est également entré en crue le 26/08/2014. Il est estimé que la récurrence de cet évènement est d'ordre décennal. L'histogramme des débits (Fig. 6.12) montre que la crue a débuté aux alentours de midi. L'appareil de prise de vue automatique, qui vise la plage de dépôt, confirme qu'à 15 h, les écoulements s'étalaient sur toute la largeur du chenal. Un premier pic à 65 m³/s est atteint à 13 h. L'aspect de la courbe laisse suggérer que le pic a en réalité atteint une valeur plus élevée. Un second pic est mesuré à 16h, à plus de 72 m³/s. Lors de la crue des 24 et 25 juillet 1996, estimé de récurrence cinquantennale, le débit maximum mesuré avait atteint 80 m³/s (Rey et Saameli, 1997). Quelques films amateurs, durant la crue de 2014, permettent d'appréhender son ampleur (<https://www.youtube.com/watch?v=scMP8nQ3ErQ>).

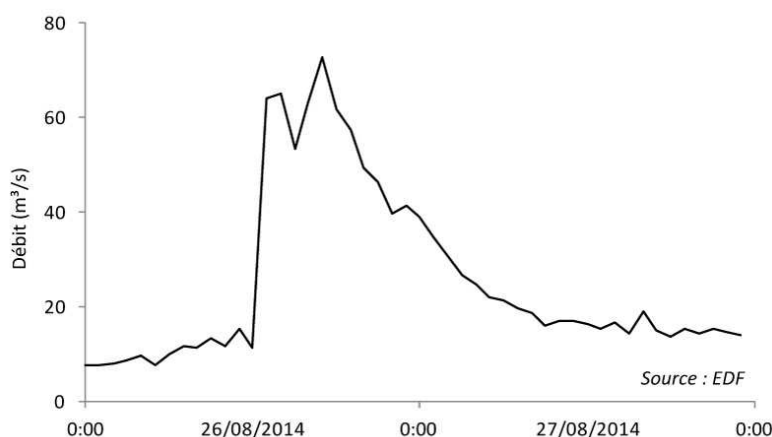


Fig. 6.12 Débits de l'Arveyron de la Mer de Glace à la station des Bois les 26 et 27 aout 2014.

Contrairement à l'Arveyron d'Argentière, la crue du 26 aout 2014 n'a pas eu de conséquence géomorphologique sur l'ensemble du linéaire de l'Arveyron de la Mer de Glace, notamment à l'aval de la restitution de la dérivation permanente. En effet, le tronçon en *cascade*, qui s'initie dans les gorges et se poursuit plusieurs centaines de mètres à l'aval, n'a que peu été affecté par la crue. De faibles changements sont visibles en comparant les orthophotographies, mais ils ne sont pas suffisamment significatifs pour apparaître nettement sur la carte de différence des MNT (Fig. 6.13). D'autant plus que le bruit causé par différentes erreurs – rugosité élevée, écoulement entre les blocs – est ici très important. Le tronçon en *cascade* exprime donc bien ce que sa définition explique, c'est-à-dire une morphologie où les écoulements ne sont pas suffisamment compétents pour remobiliser les blocs qui constituent le lit.

Les changements morphologiques interviennent plus à l'aval, là où débent les *step-pool*. Dans ce tronçon, l'Arveyron de la Mer de Glace a remobilisé près de 12 700 m³ de sédiments (Fig. 6.13 et Tab. 6.2). Le lit du torrent s'est peu incisé dans son propre chenal ; les matériaux proviennent surtout de l'érosion latérale. Celle-ci a été très importante, notamment par une diffluence intervenue en rive droite et qui a embarqué une partie de la piste de ski de fond (Fig. 6.13, m1.1 et Fig. 6.15). Le chenal incisé dans cette diffluence, qui était déjà apparue après la crue du 24/08/1996, a fourni 38% du volume de sédiments remobilisé sur ce tronçon, soit 4 800 m³.

La comparaison des MNT permet de déterminer que 21 000 m³ se sont déposés dans la plage de dépôt (Fig. 6.13, m2) qui a bien joué son rôle (Fig. 6.14). Cependant, le levé Lidar d'octobre 2014 a été effectué alors que les travaux de curage de la plage de dépôt étaient en cours. Nous avons donc extrapolé la hauteur de remplissage de la plage sur la surface déjà curée pour estimer le volume total déjà curée du dépôt, volume qui s'élève à 26 000 m³. Une partie non négligeable – plus de 3 000 m³ – provient de l'érosion des enrochements dans la plage. A l'aval, lorsque le lit de l'Arveyron se rétrécit à nouveau, des dépôts d'une moindre ampleur se sont également produits. Un banc de galets hors d'eau apparaît pour un volume de 1 300 m³ (Fig. 6.13, m3). C'est la dernière forme de dépôt identifiable. En effet, plus à l'aval encore, le chenal en eau prend toute la largeur du torrent. Il est donc impossible de déterminer si des changements se sont produits, puisque la comparaison des données LiDAR ne reflète alors que les variations des hauteurs d'eau.

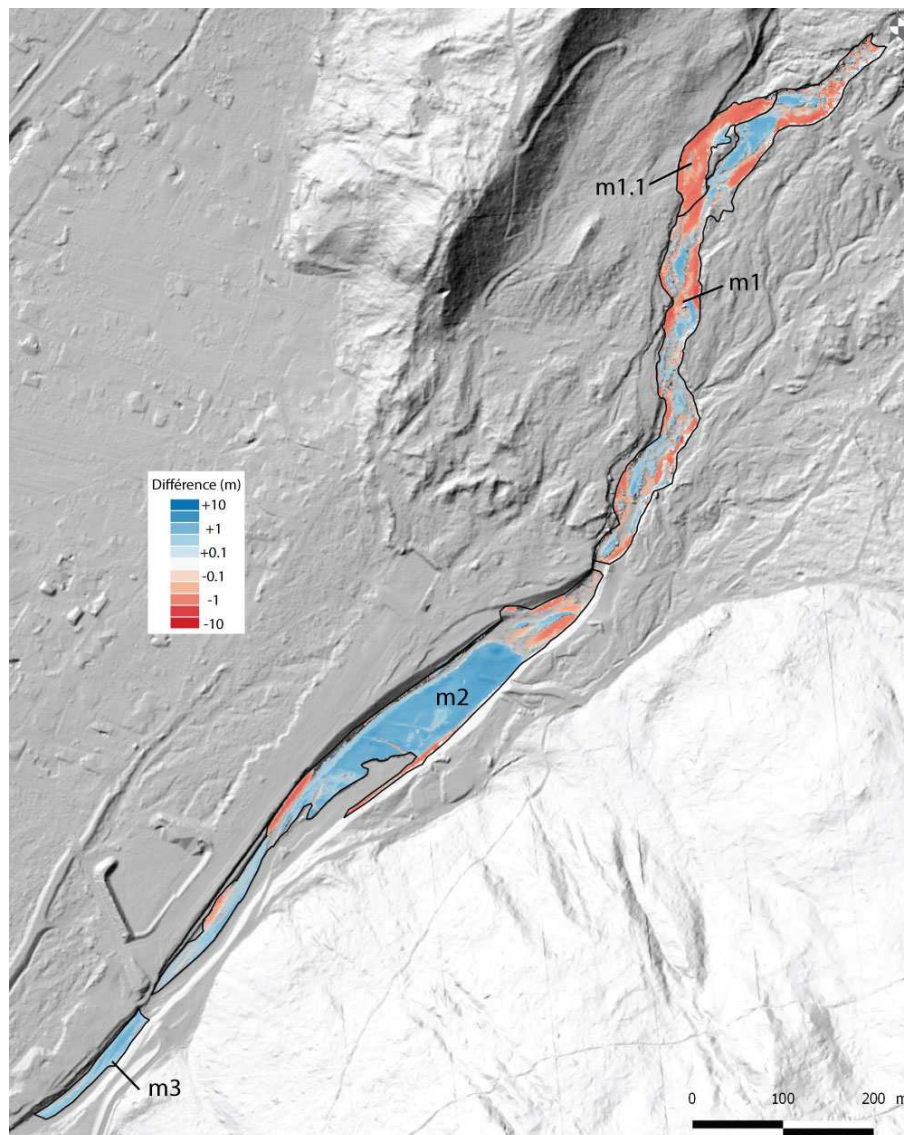


Fig. 6.13 Evolution topographique de l'Arveyron de la Mer de Glace entre octobre 2013 et octobre 2014, par comparaison des MNT LiDAR.

id	commentaire	LoD	erosion (m3)	±	dépôt (m3)	±	bilan (m3)	±
marge proglaciaire			0		0		0	
m1		0,1	7939	989	4840	834	-3099	1822
m1.1	difffluence	0,1	4790	358	178	36	-4612	394
m2	plage de dépôt	0,1	3263	519	21379	1699	18116	2218
	complément plage				4595		4595	0
m3		0,1	4	3	1330	217	1326	220
total Arveyron MdG			15996	1868	32322	2785	16326	4653

Tab. 6.2 Bilans sédimentaires de l'Arveyron de la Mer de Glace entre octobre 2013 et octobre 2014.

Le bilan sédimentaire de l'Arveyron de la Mer de Glace lors de la crue du 26/08/2014 est largement excédentaire (Tab. 6.2) dans le sens où les apports sont plus importants que les volumes érodés. Or, nous avons pu constater qu'il n'existait aucune connectivité sédimentaire entre la marge proglaciaire et le torrent à l'aval de la restitution de la dérivation permanente. Les sédiments proviennent donc très probablement du torrent sous-glaciaire avant qu'il ne soit capté. La capacité de l'Arveyron de la Mer de Glace à faire transiter des matériaux très grossiers, et donc morphogènes, est attestée par les dégâts qu'avait provoqués la crue du 24 juillet 1996 dans la prise d'eau et le dégraveur (Frison-Roche et Négros, 1996). En effet, au cours de cet épisode de crue, la production hydroélectrique n'avait pas été arrêtée. La capacité du dégraveur à filtrer les matériaux avait alors rapidement été dépassée. En conséquence, des galets et des blocs pluri-décimétriques avaient endommagés les infrastructures, provoquant une perte d'exploitation de plusieurs mois. Par la suite, des recommandations ont été faites afin de stopper la production en cas de déclenchement trop fréquent du dégraveur indiquant une amorce de crue. Nous ne savons pas, en l'état actuel de nos connaissances, si ces recommandations ont été suivies.

Les matériaux qui transitent dans le torrent sous-glaciaire font donc partie intégrante des sources sédimentaires de l'Arveyron de la Mer de Glace, comme pour d'autres glaciers tempérés (Benn et Evans, 2014). Il est difficile d'estimer l'impact du captage sous-glaciaire dans leur modalité de transport. En effet, sans le captage, ces sédiments auraient pu se déposer dans la marge proglaciaire, puis être repris ultérieurement. Avec le fonctionnement actuel, ils gagnent directement le torrent à l'aval des gorges et une partie au moins de ces matériaux est retenue dans la plage de dépôt.



Fig. 6.14 La plage de dépôt de l'Arveyron de la Mer de Glace avant et après la crue du 26/08/2014 où les blocs repères ont disparus, enfouis sous les dépôts.

Au cours de l'été 2013, de rares changements se sont produits à l'intérieur de la plage de dépôt (Annexe 7). Il s'agit principalement de la migration des chenaux. Le curage effectué par la mairie de Chamonix en mai 2013 a très probablement favorisé la mobilité du lit en le déstabilisant.

6.3.3 La contraction des bandes actives et l'incision de l'Arveyron

Les morphologies et les dynamiques de l'Arveyron de la Mer de Glace, à l'aval des gorges du Mauvais Pas, reflètent une situation de déficit sédimentaire marquée, malgré la présence d'importants stocks détritiques à proximité. L'étude de l'évolution de son lit sur un temps plus long permet d'obtenir des éléments explicatifs sur les raisons du fonctionnement actuel. Pour cela, nous avons quantifié l'évolution des largeurs de bande active et l'évolution verticale du lit de l'Arveyron de la Mer de Glace pendant le 20^{ème} siècle.

La largeur de l'Arveyron de la Mer de Glace a largement évolué au cours du 20^{ème} siècle (Fig. 6.15). L'emprise des bandes actives, définies comme étant la surface sédimentaire et en eau (Belletti et al., 2014), a été digitalisée par photo-interprétation à 8 dates différentes (Fig. 6.16). La méthode utilisée pour obtenir la largeur du torrent en 1920 est décrite dans la partie F.4. Les orthophotographies de 1949 à 1996 ont été générées à partir du logiciel *Photoscan* et géoréférencées avec des points de contrôle extrait du MNT LiDAR de 2008. Les images de 1998, 2004 et 2013 étaient quant à elles déjà orthorectifiées. La largeur moyenne des bandes actives a été mesurée ensuite en divisant la surface du torrent par sa longueur sur des tronçons homogènes de 100 m. Nous avons choisi de mettre en avant uniquement la largeur sur le tronçon situé entre l'aval des gorges et le vallum morainique du PAG (Fig. 6.16). En effet, ce secteur ne possède pas d'ouvrages importants de correction torrentielle, notamment des endiguements. Son évolution tient alors essentiellement de ses dynamiques propres et aux apports sédimentaires depuis l'amont, c'est-à-dire la marge proglaciaire et le glacier.

La bande active de l'Arveyron de la Mer de Glace s'est largement contractée durant la deuxième moitié du 20^{ème} siècle (Fig. 6.16), que ce soit à l'amont ou à l'aval du vallum morainique du PAG. Le résultat de 1920 est en partie biaisée car la photographie utilisée pour reconstituer la largeur du torrent a été prise le lendemain du plus grand évènement morphogène sur l'Arveyron de la Mer de Glace au cours du 20^{ème} siècle. Néanmoins, jusqu'en 1949, le torrent présentait encore des chenaux multiples, ce qui exprime généralement une fourniture sédimentaire abondante (Bravard, 1997). En 1970, avant donc la mise en service du captage EDF, la bande active s'était déjà contractée et, bien qu'un peu plus large qu'actuellement, son tracé ressemblait peu ou prou à celui d'aujourd'hui avec un chenal unique. Le changement de style morphologique, qu'a subi de l'Arveyron de la Mer de Glace, peut traduire de fortes perturbations dans les apports solides (Peiry, 1988) et signifie que le torrent a atteint un nouvel état d'équilibre. La métamorphose fluviale n'est donc pas liée uniquement aux impacts humains. La première phase de contraction, la plus importante, peut être attribuée au retrait glaciaire.



Fig. 6.15 Evolution de la bande active de l'Arveyron de la Mer de Glace à l'aval des gorges du Mauvais Pas entre 1920 et 2014.

La bande active s'est ensuite de nouveau élargie après la crue du 24 juillet 1996. Le lit a continué à s'élargir les années suivantes, pour atteindre un maximum en 1998, avant de se contracter à nouveau. L'Arveyron a mis plus de 10 ans à retrouver une largeur similaire à celle de 1984. Il s'agit là probablement des conditions d'équilibre du torrent sans aucune crue. L'élargissement du torrent suite à la crue du 26 août 2014 est moins conséquent qu'en 1996, ce qui tend à montrer que l'épisode de 2014 est d'une intensité moindre. Son impact sera vraisemblablement également moindre sur le tracé en plan à venir du torrent. Les conséquences seront, de plus, pondérées puisque la divagation en rive droite (Fig. 6.15), ayant engendrée l'augmentation la plus importante de la surface de la bande active, a été condamnée par un endiguement, dès l'automne 2014.

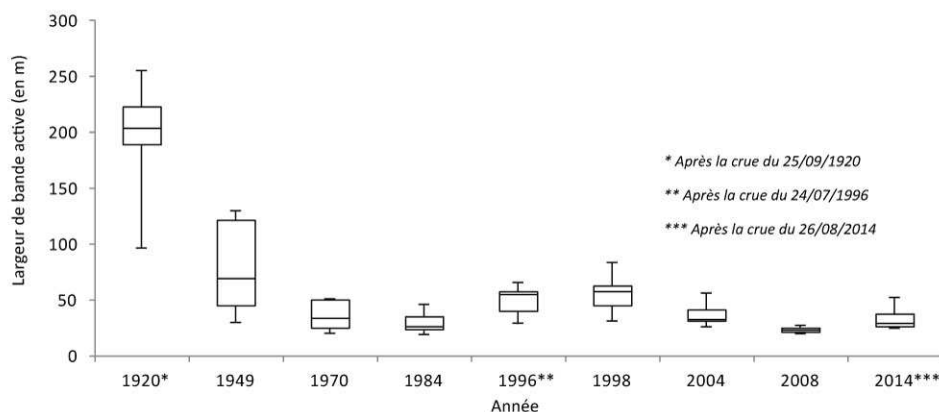
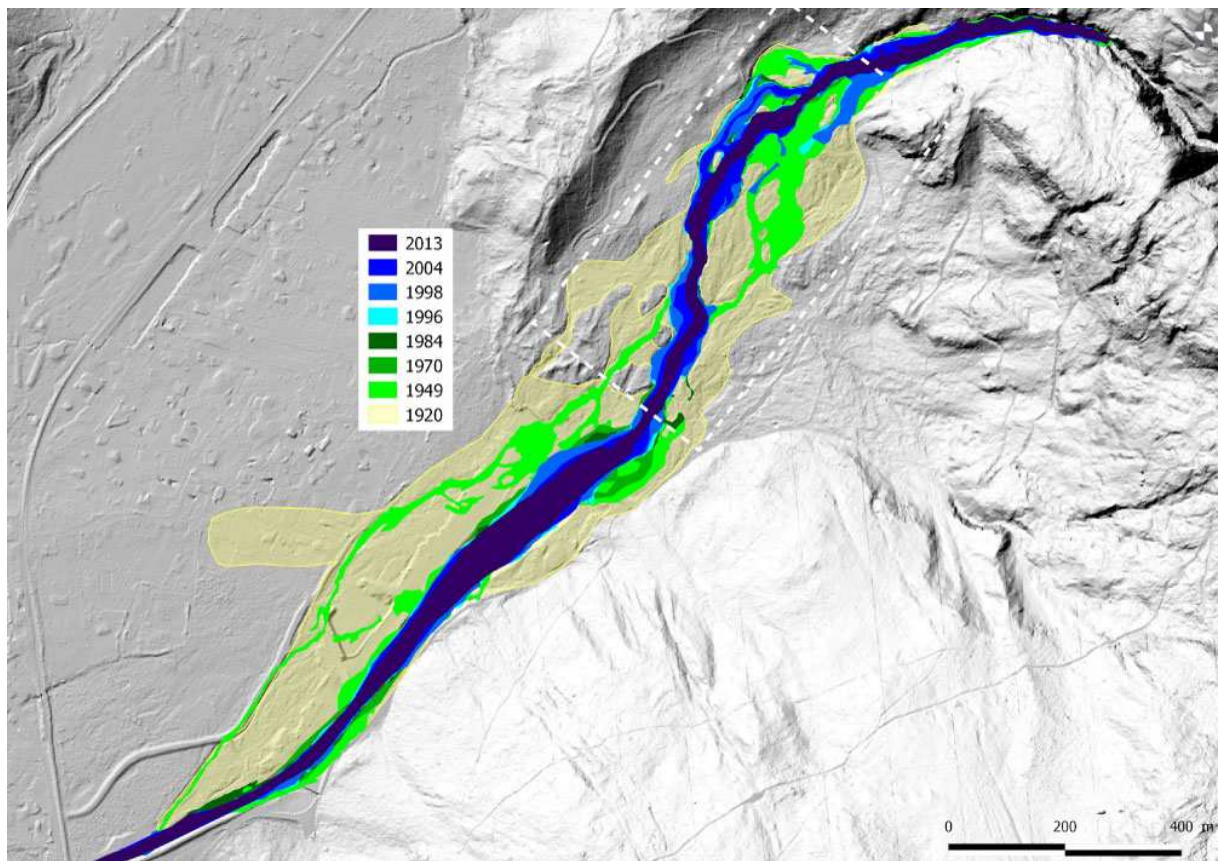


Fig. 6.16 Evolution des largeurs de bande active de l'Arveyron de la Mer de Glace entre les gorges du Mauvais Pas et le vallum morainique du PAG. Les largeurs quantifiées correspondent au tronçon encadré en pointillées.

L'évolution verticale du torrent a été reconstituée grâce aux levés des profils en long effectués par les « Grandes Forces Hydrauliques » en 1913 pour la vallée de Chamonix. Ce travail de comparaison avait déjà été en partie effectué, comme sur l'Arveyron d'Argentière (Berthet, 2012), mais des informations complémentaires ont permis de recalibrer l'ensemble du profil de l'Arveyron de la Mer de Glace jusqu'au front du glacier. Le nouveau recalage a été effectué selon la même méthodologie.

La comparaison des profils (Fig. 6.17) permet de distinguer 4 tronçons aux évolutions différenciées. Le premier, en partant de l'aval, concerne toute la partie déjà endiguée en 1913, de la confluence avec l'Arve jusqu'à 1 700 m en amont. Ce tronçon est artificiellement « stable » – les changements topographiques se situent dans l'incertitude de la mesure – puisque le lit a été rectifié et son gabarit entretenu. Le second va de l'actuelle plage de dépôt jusqu'au vallum morainique du PAG. L'incision

atteint 6 m par endroit. Il est ici difficile d'évaluer si l'incision est la cause d'un déficit sédimentaire ou peut être imputée aux actions humaines, notamment la construction de la plage de dépôt. Le troisième tronçon se situe du vallum du PAG jusqu'à l'entrée des gorges. L'effet barrage par le vallum du PAG est ici également bien visible (Berthet 2012). Les changements ne sont pas significatifs, sauf sur la partie la plus à l'amont où une aggradation de 2 à 5 m s'est produite sur une longueur d'une centaine de mètres. Cette situation est paradoxale dans une tendance générale à l'incision, d'autant plus que le tronçon le plus à l'amont, jusqu'à la sortie aval des gorges, révèle une incision très forte, de l'ordre de 5 à 15 m. Cette très forte incision est en fait consécutive à la crue du 25 septembre 1920, qui fait l'objet du focus suivant.

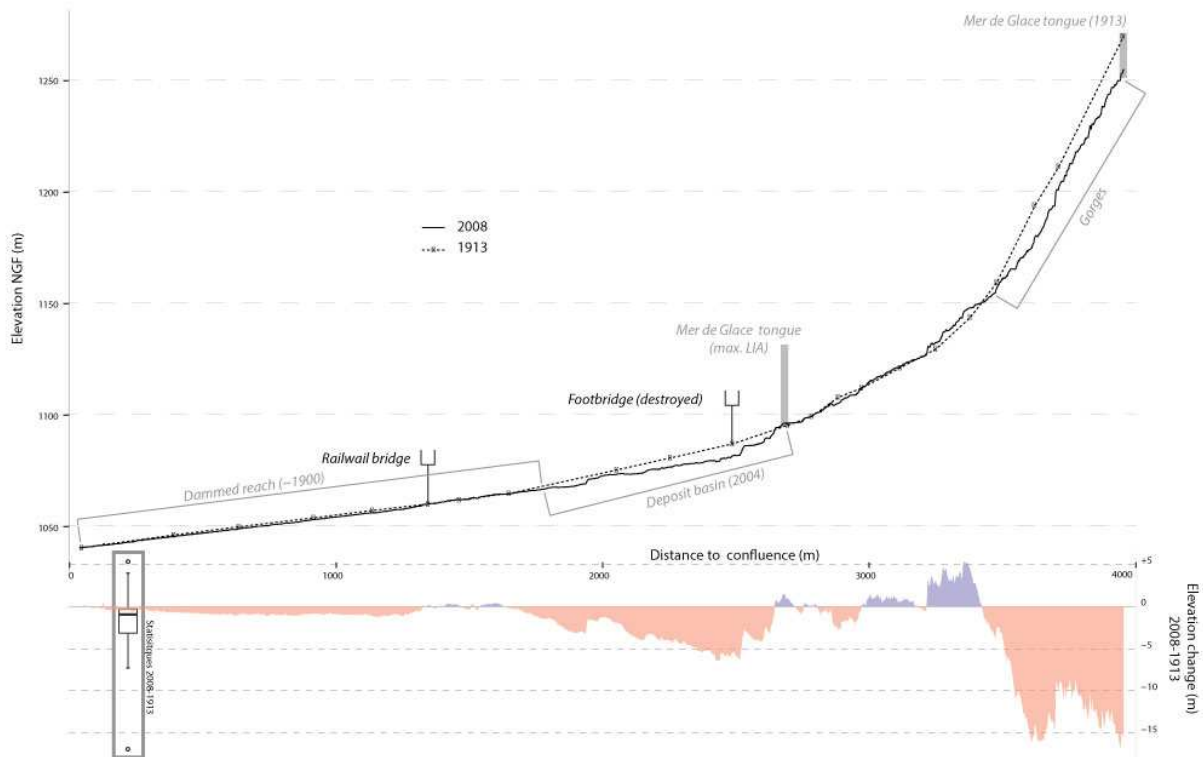


Fig. 6.17 L'incision de l'Arveyron de la Mer de Glace entre 1913 et 2008.

L'Arveyron de la Mer de Glace a subi à la fois une incision, mais aussi une forte contraction de sa bande active, qui ne peut être uniquement imputable à la mise en place du captage EDF. Il semblerait alors que le retrait glaciaire puisse être en partie à l'origine de la diminution de l'activité géomorphologique. La morphologie actuelle de l'Arveyron porte également encore les traces d'une puissante crue survenue en 1920. Afin de comprendre au mieux les implications sur le long terme de cet événement, nous en avons reconstitué conséquences géomorphologiques grâce aux témoignages et à la remarquable collection de données photographiques, croisée avec les données topographiques LiDAR à haute résolution. Cette analyse fait l'objet du *focus* ci-après, qui se présente comme un aparté au sein de ce chapitre.

Focus : Reconstitution des conséquences géomorphologiques de la crue du 25 septembre 1920

F.1 Introduction

Parmi les évènements qui ont ponctué l'histoire de l'Arveyron de la Mer de Glace, la crue du 25 septembre 1920 revêt un intérêt particulier. Il s'agit d'un évènement d'une très grande intensité, engendré par la rupture d'une poche d'eau glaciaire. Cette crue est bien documentée, à la fois, par un article très descriptif rédigé par Jourdan-Laforte (1920) qui se concentre essentiellement sur le déroulement des évènements, et par une série de photographies de la famille Tairraz.

Cette série iconographique concerne les fronts des glaciers du Massif du Mont-Blanc, a été réalisée par différents membres de la famille de photographes chamoniards Tairraz, avec le même cadrage, et sont très utiles pour retracer l'évolution de la morphologie torrentielle. Ces images sont disponibles en licence *Public Domain Mark*, sur la *Bildarchiv* de l'*ETH-Bibliothek Zürich* (www.e-pic.ethz.ch). Les prises de vues étaient quasi-annuelles et se sont étalées de 1888 à 1938. Nous avons exploité certaines de ces images dans le chapitre 3 pour documenter l'évolution du réseau hydrographique proglaciaire.

Notre travail a débuté après avoir observé ces photographies. L'incision dans les gorges du Mauvais Pas, provoquée par la crue de 1920, est nettement visible (Fig. 6.18). Par ailleurs, l'incision de l'Arveyron est également relevée par Vallot (1922) qui effectuait alors un suivi photogrammétrique des langues glaciaires terminales. Il note spécifiquement son importance au niveau des gorges : « *le lit du torrent a été profondément balayé et son niveau, à l'aplomb des mêmes rochers, très abaissé* ».

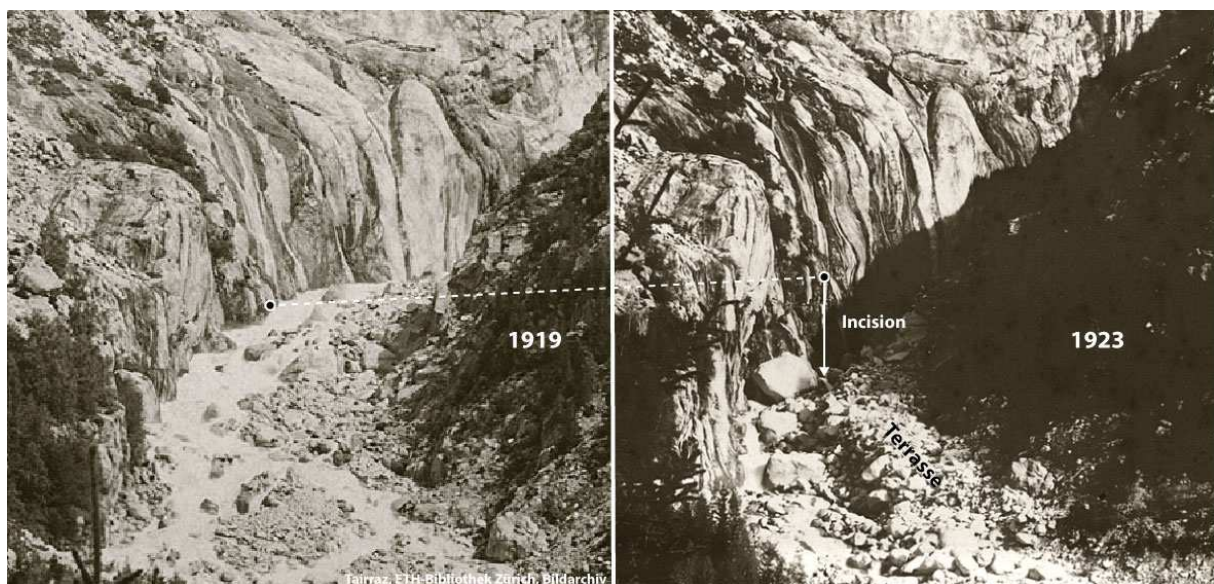


Fig. 6.18 L'incision de l'Arveyron de la Mer de Glace consécutive à la crue du 25 septembre 1920.

Comment quantifier l'incision d'un cours d'eau, uniquement avec des photographies ?

L'objectif de ce focus est de reconstituer la crue du 25 septembre 1920 à travers différents documents et témoignages, notamment photographiques, et d'en comprendre les implications géomorphologiques en termes de couplage et de connectivité sédimentaire. A notre connaissance, une seule étude s'est déjà donnée comme objectif la reconstitution d'un évènement extrême que

sont les GLOF (Westoby et *al.*, 2014), mais à travers d'autres méthodes, dont la modélisation hydrologique.

La reconstitution et l'étude de la crue du 20 septembre 1920 ne répond pas seulement à un intérêt méthodologique. Il s'agit en effet de l'évènement le plus morphogène du 20^{ème} siècle sur l'Arveyron de la Mer de Glace. Sa compréhension permet de mieux connaître l'histoire du torrent, en lien notamment avec la séquence paraglaciale. Ensuite, cette crue s'est produite lors d'une période où la position du front du glacier était bien plus avancée. La connaissance d'un tel phénomène permet donc de mieux appréhender le risque qu'un tel évènement puisse se reproduire (Westoby et *al.*, 2014). Enfin, l'objectif méthodologique est de démontrer la possibilité d'obtenir une information quantitative basée sur le croisement de photographies anciennes avec un MNT LiDAR à haute résolution. La méthode utilisée, appelée monoplottting, consiste à extraire de l'information spatiale d'une photographie oblique terrestre en la recalant sur un MNT.

F.2 Le déroulement des évènements

Dans un article écrit le 1^{er} octobre 1920, soit quelques jours seulement après la crue, Jourdan-Laforte, détaille, à la fois, la crue, ses conséquences mais aussi le contexte hydrométéorologique. Des précipitations importantes se produisaient depuis le 17 septembre. Dans la nuit du 23 au 24 septembre, 56 mm de précipitations furent enregistrées. Le 24 septembre à 13h30, le débit de l'Arveyron diminua de 75% et un jet d'eau sortit au niveau du rocher des Mottets. Deux heures plus tard, la situation redevint normale. A 20h15, le débit de l'Arveyron augmenta, transportant des blocs de glaces, puis, à 23h15 l'Arveyron se tarit totalement jusqu'à 0h10 où la débâcle se produisit.

Le glacier de la Mer de Glace a donc retenu les eaux durant 55 minutes. En croisant l'information avec les débits moyens journaliers mesurés les 24 septembre de 1950 à 2013 (8 m³/s), on peut donc avoir une estimation du volume de la poche d'eau. Nous savons, d'après le récit de Jourdan-Laforte, que le débit de l'Arveyron était élevé juste avant son tarissement. En ne gardant que les valeurs les plus élevées, du troisième quartile à la valeur maximale, on obtient un intervalle situé entre 11 m³/s et 20,5 m³/s (Fig. 6.19), soit, sur une durée de 55 minutes, des volumes de la poche d'eau formée entre 36 300 m³ et 67 650 m³. En revanche, en l'absence d'information sur la forme de la brèche du barrage de glace, il est impossible d'estimer un débit de crue. Pour Vallot (1922), la survenue de la débâcle a été favorisée par la crue glaciaire de la Mer de Glace (Fig. 2.3), dont les conditions d'écoulement à son front étaient contraintes par les gorges.

L'écoulement résultant de la débâcle est décrit par Jourdan-Laforte comme étant une lave torrentielle constituée d'eau, de blocs et de glace. Les dépôts sédimentaires (Fig. 6.15) se sont concentrés sur la « *plage des Bois* » (sic) sur une surface de 3 ha et une épaisseur de 5 m, soit un volume de 150 000 m³ (Jourdan-Laforte, 1920). Malgré quelques endiguements, des dépôts sont survenus en rive droite au niveau des Praz et du Bois du Bouchet. Plus à l'aval, au centre-ville de Chamonix, seuls de petits débordements ont provoqué l'ensablement de quelques sous-sols (parmi lesquels ceux de la photographie Tairraz). Aucun dégât humain ni matériel important n'a été déploré. Cette crue n'a pas véritablement marqué les mémoires chamoniardes. En revanche, il s'agit d'un évènement géomorphologique d'une intensité remarquable dans la vallée. La zone de dépôts des matériaux et son volume ont été identifiés et quantifiés, mais pas la source des sédiments. Nous pouvons désormais le faire en croisant les photographies avec un MNT à haute résolution.

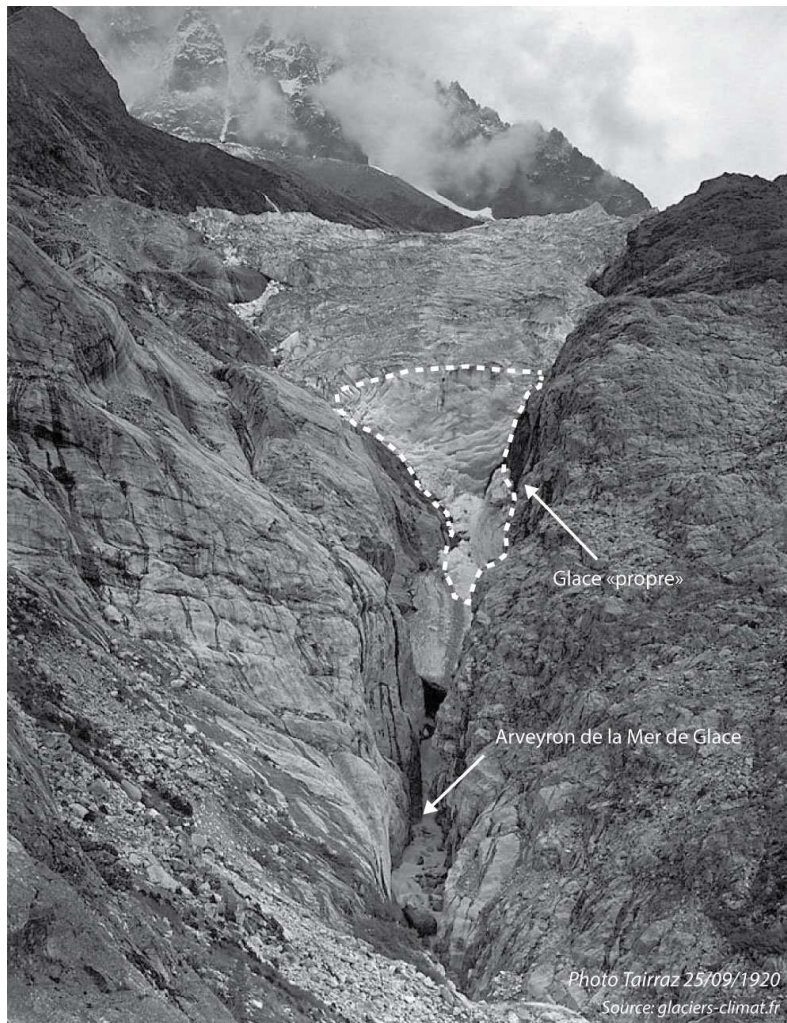


Fig. 6.19 Le front de la Mer de Glace le 25/09/1920.

F.3 Méthodes : quantifier des flux sédimentaire depuis des photographies terrestres

Le *monoplotting* à partir de photographies terrestres et obliques est une méthode de plus en plus utilisée. Il consiste à orthorectifier les photographies avec un MNT à partir de points de calage (Bozzini et al., 2012). Les applications sont vastes puisqu'elle permettent une rétro-observation des dynamiques paysagères et de l'occupation du sol (Bozzini et al., 2012; Stockdale et al. 2015), des dynamiques géomorphologiques, telles que les fluctuations glaciaires (Wiesmann et al., 2012; Produit, 2015), les mouvements de glaciers rocheux (Scapozza et al., 2014) ou l'érosion de berges après une crue (Triglav-Čekada et Zorn, 2014). Actuellement, des outils spécifiques du monoplotting, comme le *Monoplotting Tool*, du WSL (Suisse) ou *Pic2Map*, plugin fonctionnant dans *QGIS* (développé par l'EPFL, de Suisse également), sont des outils de plus en plus performants et de plus en plus utilisés. Cependant, ils fonctionnent à partir de MNT raster en attribuant, pour chaque pixel de la photographie, des coordonnées spatiales. Ces logiciel sont donc compétents sur des objets en 2,5D (cf. partie 4.2). Or, les gorges sont typiquement un objet 3D puisque qu'elles présentent à la fois des formes horizontales (le fond du lit) et verticales (paroi). Les données ont donc été traitées sous le logiciel *3DReshaper* qui possède un module de texturage de modèles TIN en 3D. Contrairement aux logiciels de *monoplotting* précédemment cités, l'information n'est pas extraite par une digitalisation depuis la photographie, mais directement dans le modèle TIN sur lequel est appliqué l'image. D'après

nos connaissances, une seule étude a déjà utilisé une méthodologie similaire, mais uniquement dans le but de reconstituer des surfaces calcifiées dans un environnement karstique totalement différent, et non des volumes (Genuite, et *al.*, Soumis).

Le postulat de notre démarche est donc l'incision du torrent ; cela signifie que le niveau actuel du lit du torrent est bien plus bas que celui avant la crue de 1920. La projection des photographies prises avant 1920 sur le MNT actuel, présente donc une discordance géométrique au niveau du contact entre le lit du torrent et la paroi des gorges (Fig. 6.20 et 7.21). Il est alors possible de distinguer puis de dessiner le niveau du lit du torrent grâce à la différence de texture sur la paroi de la gorge.

Avant l'évènement de 1920, six photographies sont exploitables, prises en 1914, 1915, 1916, 1917, 1918 et 1919. Après la crue, les photographies sont plus difficilement utilisables, car certaines années sont manquantes. Le développement de la végétation a également obligé les photographes à changer le cadrage ou a fait apparaître des masques. Seules les photographies de 1923, 1925 et 1931 ont donc pu être utilisées. Celles de 1924, 1926 et 1927 sont quant à elles inexploitables. Toutes les images sont des numérisations au format TIFF. Le MNT utilisé est un TIN composé de 18,9 millions de triangles pour une surface (3D) de 2,9 km², soit une résolution moyenne de 0,32 m (Tab. 6.3). Il est dérivé d'un nuage de points composé d'un assemblage des trois acquisitions LiDAR sur le secteur de la Mer de Glace afin d'obtenir la plus haute résolution sous le couvert végétal. L'utilisation d'un MNT LiDAR est indispensable, car sur les photographies, à proximité de notre zone d'intérêt, la végétation ne s'était pas encore installée. Actuellement, la quasi-totalité du site est couverte par la forêt. Comme le MNT LiDAR permet d'obtenir la topographie sous végétation à haute résolution, il est alors possible de trouver des points de calage communs entre le MNT et les photographies. Les images sont recalées sur le modèle par 7 points (Fig. 6.19).

Nous avons, dans un premier temps, estimé l'incertitude du recalage de la photographie sur le MNT. Pour cela nous avons calculé l'erreur RMSE sur trois points non utilisés pour le calage (Fig. 6.19). Ces trois points possèdent un angle de vue similaire à celui de la zone qui nous intéresse spécifiquement. L'erreur RMSE s'élève à 0,8 m. Nous avons ensuite quantifié la précision du dessin (*Drawing Accuracy*). Habituellement, cet indicateur simple est calculé indirectement, à partir de l'échelle de la carte et l'épaisseur estimée du trait du dessin (Triglav-Čekada et Zorn, 2014). Dans notre cas, nous avons calculé cet indicateur de manière plus directe en calculant la dispersion verticale des 6 profils dessinés avant 1920. Un tel calcul est possible car les photographies montrent que le lit du torrent n'a pas changé entre 1914 et 1919. La précision du dessin ainsi obtenue est de 0,8 m. Elle correspond exactement à la valeur de l'erreur RMSE. L'incision visible sur les photographies après 1920 est nettement supérieure à ces valeurs. La méthode répond aux attentes d'exploitation des photographies terrestres en vue de quantification morphogénique.

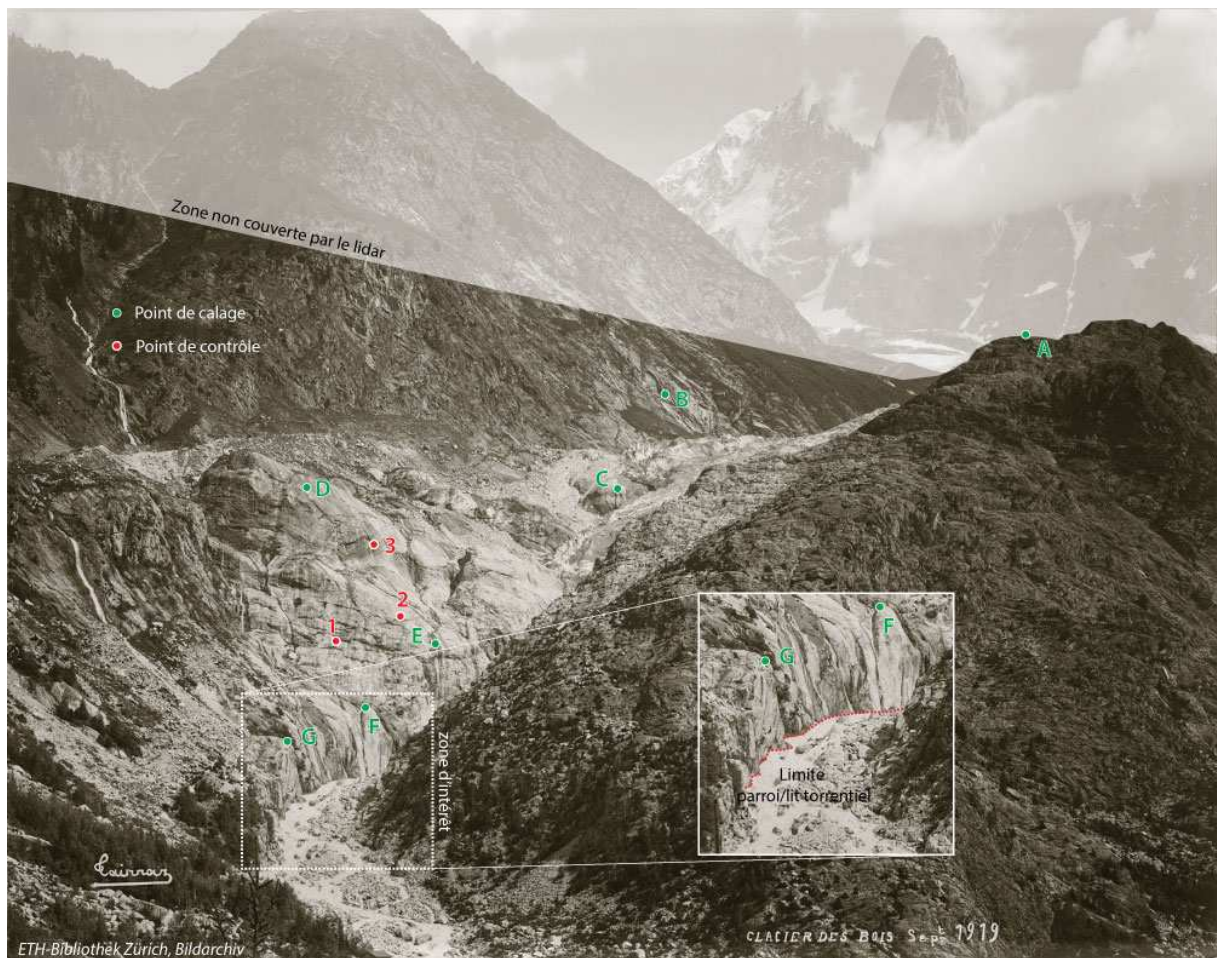


Fig. 6.20 Méthode de recalage des photographies sur le modèle TIN.

Résolution du nuage de points	7,5 pts/m ²	Longueur réelle du profil	164 m	Erreur RMSE de recalage 0,8 m Epaisseur du trait 0,8 m
Résolution moyenne du MNT	0,32 m	Longueur du profil sur l'image	375 pixels	
Taille de l'image	4200 * 3300 pixels	Taille moyenne des pixels du profil	0,44 m	
		Distance de l'appareil au profil	860 m	
		Angle moyen du profil/axe de la prise de vue	160°	

Tab. 6.3 Principales caractéristiques du MNT, de l'image et du recalage.

Nous avons donc choisi d'utiliser le profil de 1919 pour représenter le niveau du torrent avant la crue de 1920. Le profil est projeté sur le MNT, sur la paroi de la rive gauche, afin d'obtenir la surface du torrent (Fig. 6.20.4). Comme le profil ne s'étend que sur un linéaire restreint (164 m), il a été prolongé grâce à la terrasse en rive gauche, formée durant la crue de 1920 et identifiée par l'analyse qualitative des photographies avant et après crue (Fig. 6.21.4). Ce type de reconstitution des niveaux d'érosion à partir de données topographiques à haute résolution s'avère efficace (Reusser et Bierman, 2007), d'autant plus quand il est couplé à des données photographiques (De Rose et Basher, 2011). De même que pour le profil tiré de l'image, celui de la terrasse a été projeté sur la rive opposée (Fig. 6.21.5). La surface du lit, reconstituée sur un linéaire de 117 m, a ensuite été jointe à celle obtenu par monplotting. Leur correspondance est très bonne puisque le décalage entre les deux profils n'est pas décelable.

Par ailleurs, à l'amont, Vallot (1922) nous apprend que l'incision s'est propagée au moins jusqu'au front du glacier : « *en 1921, le torrent sort en amont [le front du glacier a reculé] et plus bas [en altitude] qu'en 1920* ». Sur la base de ce témoignage, nous avons extrapolé le profil en amont, suivant une pente similaire, jusqu'à la position du front du glacier identifié sur la photographie prise immédiatement après la crue (Fig. 6.19), soit à une distance de 95 m. Le profil recoupe alors un ressaut d'une dizaine de mètres.

Les profils dessinés après la crue de 1920 correspondent au niveau actuel du lit. De plus, les plus gros blocs qui ponctuent le lit sont toujours visibles actuellement. Nous émettons donc l'hypothèse que le lit de l'Arveyron de la Mer de Glace, sur ce tronçon, n'a que très peu changé depuis le 25 septembre 1920. Cette hypothèse est également étayée par les comparaisons diachroniques des MNT LiDAR qui montrent qu'au cours de la crue du 26/08/2014, aucun changement géomorphologique ne s'est produit sur ce tronçon. Le volume correspondant à l'érosion est ensuite calculé suivant la méthode décrite dans la partie 4.4.3 (Fig. 4.17). Avec cette méthode, il n'est pas possible de quantifier l'incertitude de la reconstitution mais seulement de valider la démarche méthodologique.

Au final, il y a trois principales réserves aux résultats obtenus :

- l'incision à l'amont de la zone observée n'est pas connue ; nous avons extrapolé la pente du torrent, mais les résultats sont tributaires de notre dessin ;
- l'altitude du lit modélisé avant 1920 est une surface lisse alors qu'en réalité, le lit a une rugosité élevée avec des différences d'altitude de plusieurs mètres, liées principalement à la présence de blocs plurimétriques dans le chenal ;
- nous avons émis l'hypothèse que le lit n'avait pas évolué entre 1920 et 2014. L'évolution topographique de la crue d'occurrence décennale du 26 août 2014 a montré que ce tronçon était stable et ne s'incisait pas. L'analyse géomorphologique montre aussi que les blocs qui tapissent le fond du chenal en 1923 se retrouvent également en 2014. Les profils projetés les années postérieures à l'évènement ne permettent pas non plus de les distinguer du niveau du chenal actuel.

Malgré ces réserves, l'incision du lit du torrent est suffisamment importante pour considérer que les hauteurs et les surfaces mesurées sont significatives.

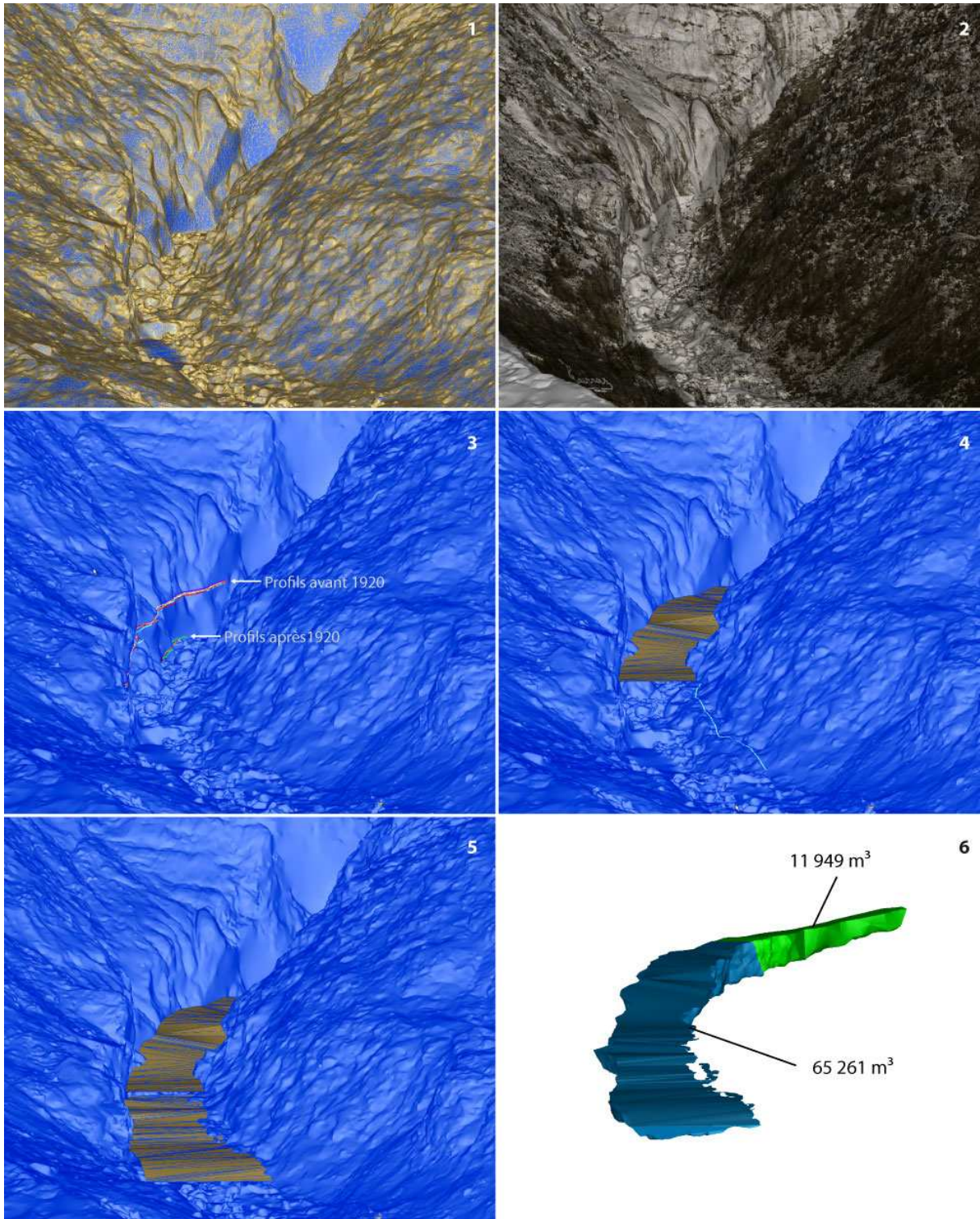


Fig. 6.21 Méthode de recalage des photographies sur le modèles TIN : (1) Le MNT TIN LiDAR ; (2) la photographie de 1919 projeté sur ce même MNT. La distinction entre la paroi et le lit du torrent, plus clair, est très nette ; (3) Dessin des profils sur la paroi depuis les différentes photographies utilisées ; (4) reconstitution du lit du torrent à partir du profil de 1919 et dessin du profil de la terrasse ; (5) reconstitution du profil de la terrasse ; (6) volumes sédimentaires reconstitués (en bleu) et extrapolés (en vert).

F.4 Résultats

Les résultats montrent l'ampleur de l'incision : elle atteint un maximum de 23 m, ce qui la situe parmi les valeurs les plus importantes pour les rivières à charriage dans les Alpes (Peiry et *al.*, 1994). La pertinence de la comparaison doit être nuancée car l'Arveyron de la Mer de Glace reste un cours d'eau de rang bien inférieur à ceux étudiés par ces auteurs. Le volume érodé dans la partie visible est de 65 000 m³ (Fig. 6.21). Il monte à 77 000 m³ si on ajoute le volume extrapolé dans la partie non-visible. Ce volume est donc deux fois inférieur à ceux des dépôts estimés par Jourdan-Laforte. Les apports d'autres sources, notamment sous-glaciaires, comme nous avons pu l'évoquer pour le cas de la crue du 26/08/2014, ne sont pas à exclure.

L'incision du lit a également engendré un abaissement local de la pente. Depuis les profils reconstitués grâce à la terrasse et aux photographies, la pente moyenne a décliné de 2,6°, passant de 15,2° à 12,6°. La pente est donc passée sous le seuil minimum de 13° établi par Rickenmann et Zimmermann (1993) pour définir les tronçons où peuvent s'initier des laves dans un chenal torrentiel. Le franchissement de ce seuil pourrait expliquer la formation de la lave décrite par Jourdan-Laforte (1920) et l'absence d'un tel phénomène depuis.

La zone de dépôt a été redessinée grâce à la photographie prise le lendemain de la crue (Jourdan-Laforte, 1920 ; Fig. 6.15 et 6.16) et le MNT LiDAR, qui permettent de mettre en évidence les traces des dépôts torrentiels qui ont été préservés sous la végétation. La photographie utilisée n'est pas l'originale, mais uniquement une copie numérique de la revue. Sa qualité n'est pas suffisante pour atteindre un résultat véritablement satisfaisant avec les outils classiques du monoplottage décrits précédemment. La surface visible des dépôts est estimée à 0,39 km². Les dépôts sont bien contenus à l'intérieur de la moraine de la Mer de Glace. Des surfaces boisées intactes émergent des dépôts torrentiels. Ce sont les reliques des moraines frontales du PAG, qui, plus élevées, n'ont pas été atteintes par la crue. À l'aval du vallum terminal, un débordement en rive droite, en direction des Praz est bien visible. La vue, bien que rasante, permet enfin de distinguer des dépôts en rive gauche, au niveau du tronçon rectiligne terminal de l'Arveyron de la Mer de Glace. Ces dépôts pourraient être semblables à ceux visibles sur différents clichés après des débâcles au 19^{ème} siècle (Photo Annexe 8). L'analyse plus qualitative du dépôt permet de l'interpréter comme étant un *sandur* de type *jökulhaups* (Maizels, 1993).

Enfin, l'analyse également qualitative du chenal de l'Arveyron de la Mer de Glace laisse apparaître que la crue du 25 septembre 1920 a modifié le style morphologique du torrent (Fig. 6.22). Auparavant, il était difficile de différencier les dépôts torrentiels des dépôts glaciaires. Le fond de vallée s'apparentait typiquement à un *glarier*. Après la crue, le chenal est devenu torrentiel avec une morphologie en *cascade*. La crue du 25 septembre 1920 peut donc être décrite comme étant un phénomène typique d'ajustement dans les marges proglaciaires, tant par les caractéristiques de son origine hydrologique que dans ses causes et conséquences géomorphologiques.



Fig. 6.22 L'Arveyron de la Mer de Glace à l'aval des gorges du Mauvais Pas en 1890 et 2014.

F.5 Discussions : les GLOFs, des processus d'ajustement au retrait glaciaire ?

La débâcle glaciaire du 25 septembre 1920 doit d'abord être appréhendée comme un ajustement géomorphologique qui s'intègre parfaitement dans la séquence de transition paraglacière. Rabot (1905) écrivait très justement que : « *Le principal résultat de ces débâcles est de transformer le glaciaire en fluvio-glaciaire, ou plus exactement en dépôts torrentiels.* ». C'est ce qu'il s'est passé le 25 septembre 1920. Les GLOFs sont donc des processus fluviaux d'ajustement par érosion (Fig. 6.23), alors que la mise en place d'une morphologie fluviale après le désenglacement est jusqu'à présent essentiellement attribuée à des processus de remblais, comme par exemple la mise en place de sandurs.

Lorsque le glacier se retire (phase 1), il laisse apparaître un glarier (phase 2), qui n'est pas une forme où la disposition des sédiments est organisée par un tri granulométrique. Après la phase d'érosion, le lit torrentiel devient plus organisé, par une morphologie en *cascade* (phase 3). Les blocs erratiques, trop gros pour être exportés, ont pavé le lit de l'Arveyron de la Mer de Glace. Cette morphologie en *cascade* pourrait également montrer que la capacité de transport générée par la débâcle glaciaire était bien supérieure à la quantité de matériaux disponibles. Cette situation de déficit s'est prolongée jusqu'à aujourd'hui, où elle est entretenue par la présence du captage sous-glaciaire qui empêche une fourniture sédimentaire plus abondante depuis la marge proglaciaire de la Mer de Glace.

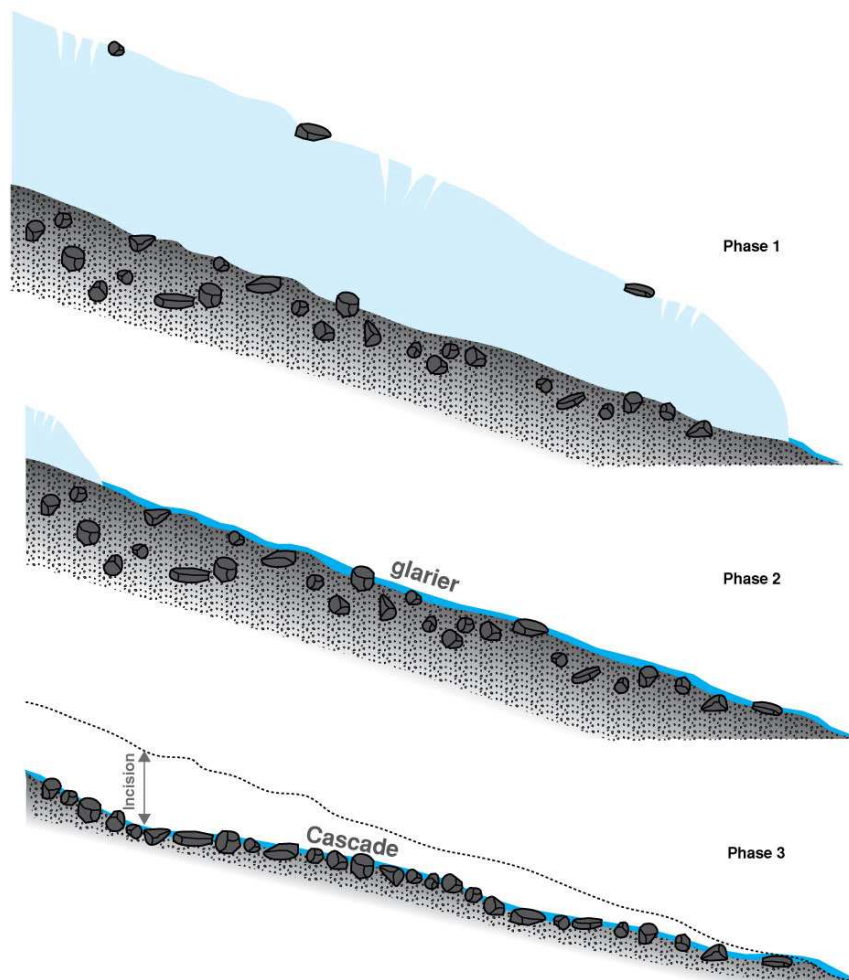


Fig. 6.23 Modèle d'ajustement morphologique par incision après une GLOF.

Cet évènement apporte également quelques éléments explicatifs nouveaux pour aborder la connectivité à l'échelle du système torrentiel. Son analyse montre que la remobilisation des dépôts glaciaires a été efficace car ils étaient situés directement dans le lit du torrent, sur un tronçon à très forte énergie. Les secteurs en gorges revêtent donc une importance qui n'a probablement pas été assez soulignée jusqu'à présent. S'ils constituent des volumes largement moindres en rapport aux stocks constitués dans des plaines alluviales, trop planes ou les moraines trop éloignées, leur capacité à remobiliser les matériaux est bien plus importante. La pente et la largeur du torrent lui permettent d'avoir une compétence très élevée et par conséquent, de remobiliser facilement des éléments plurimétriques.

Enfin, de manière encore plus globale, l'évènement n'a été morphogène que très localement. Au centre-ville de Chamonix n'ont été relevés que quelques débordements et dépôts de matériaux fins. Cela signifie que les changements morphologiques ont été très locaux, n'ont concerné presque exclusivement que l'Arveyron de la Mer de Glace et ne sont véritablement significatifs que jusqu'à 2,5 km à l'aval du front du glacier en 1920. Aussi, les dépôts de la crue sont très probablement à l'origine de l'exhaussement du lit du torrent de plusieurs mètres à la sortie des gorges observé sur la comparaison des profils en long entre 1913 et 2008 (Fig. 6.17). Ces remarques sur la crue du 25 septembre 1920 vont dans le sens de ce qu'avait analysé Rabot (1905) dans sa synthèse sur les débâcles glaciaires, où sont recensés des évènements du monde entier. Il précise en effet que les conséquences des GLOFs sont souvent uniquement locales car, dès que l'écoulement devient moins

contraint et arrive sur des surfaces moins pentues, son énergie se dissipe assez vite et le cours d'eau peut alors déposer la part la plus importante des matériaux qu'il transporte. Le retrait glaciaire libère des glaces des zones d'épandage de crue qui peuvent atténuer l'effet des crues à l'aval dans les zones à risque. Les ombilics découverts des glaces sont notamment particulièrement efficace dans ce sens (Geilhausen et al., 2012 ; Carrivick et al., 2013).

Avec le retrait glaciaire, les impacts des GLOFs générées par des poches d'eau intra-glaciaires pourraient donc être de moins en moins importants en fond de vallée. En cela, la Fig. 3.17, montrant l'évolution de la longueur des torrents est particulièrement significative. Cependant, il est nécessaire d'introduire des nuances. Tout d'abord, lorsqu'il y a des sources sédimentaires abondantes, bien à l'aval des fronts glaciaires, l'effet de distance ne joue plus. C'est le cas notamment sur l'Arveyron de la Mer de Glace avec l'importante accumulation créée à l'entrée des gorges par le court-circuitage de la marge proglaciaire par le captage. Ce stock sédimentaire ne se situe en fait que 600 m en amont de la source sédimentaire de la crue de 1920. Entre les deux se trouve les gorges du Mauvais pas où l'énergie potentielle du torrent n'est que très peu atténuée.

On peut enfin s'interroger sur la pertinence de l'endiguement dans des secteurs où les crues peuvent épandre les matériaux les plus grossiers, en particulier dans les tronçons les plus en amont. Sur un événement de très haute intensité, seraient-ils transparents ou favoriseraient-ils le transport des matériaux plus à l'aval, vers des secteurs où les enjeux humains sont beaucoup plus importants ? Dans le cas de l'Arveyron de la Mer de Glace la plage de dépôt actuelle possède une capacité 2 à 3 fois supérieure au volume érodé lors de la crue du 25 septembre 1920 ; elle serait donc en capacité de contenir un tel événement.

F.6 Conclusions sur la crue du 25 septembre 1920

La reconstitution de la crue de l'Arveyron de la Mer de Glace du 25 septembre 1920 apporte un certain nombre d'enseignements sur son histoire. Nos résultats montrent d'une part la puissance des crues d'origine glaciaire avec une incision ayant atteint 23 m au maximum et d'autre part l'identification de la source sédimentaire, c'est-à-dire le lit du torrent lui-même. Notre étude soulève également des questionnements quant au risque actuel du fait de la situation particulière de la marge proglaciaire de la Mer de Glace à cause du captage. Néanmoins, l'identification de la zone de dépôt tend à montrer que le recul des glaciers diminue l'exposition des fonds de vallées à ce type d'aléa dont la propagation des dépôts à l'aval reste limitée.

Enfin, d'un point de vue méthodologique, notre démarche démontre un double intérêt. L'exploitation des photographies anciennes par monoplottage a un immense potentiel d'exploitation pour obtenir de la donnée quantitative et spatialisée. La vallée de Chamonix ayant été parcourue très tôt par des nombreux photographes (Fontaine, 2015), l'exploitation de cette richesse iconographique offre de nombreuses perspectives. Les environnements à géométrie complexe ne sont pas forcément un frein.

6.3.4 Conclusion Arveyron de la Mer de Glace

La morphologie actuelle de l'Arveyron de la Mer de Glace est l'expression du retrait glaciaire, des crues importantes qui se sont produites depuis la fin du PAG et des interventions humaines directes ou indirectes.

La Fig. 6.24 synthétise les volumes d'érosion et de dépôt qui se sont produits au cours de la crue du 26/08/2014 sur le torrent et dans la marge proglaciaire de la Mer de Glace. Cette crue a mis encore plus en évidence le découplage entre la marge proglaciaire de la Mer de Glace et le torrent à l'aval des gorges du Mauvais Pas. Ce découplage est provoqué par le captage sous-glaciaire qui parvient à détourner tout le torrent sous-glaciaire, même durant une crue décennale. De ce fait, l'Arveyron de la Mer de Glace se retrouve dans une situation de fort déficit sédimentaire. Cette crue a déposé 30 000 m³ de sédiments, essentiellement dans la plage de dépôts qui joue très bien son rôle. En revanche, seuls 15 000 m³ ont été érodés dans le chenal en amont. La différence provient du volume sédimentaire provenant du torrent sous-glaciaire capable de transiter dans la dérivation permanente.

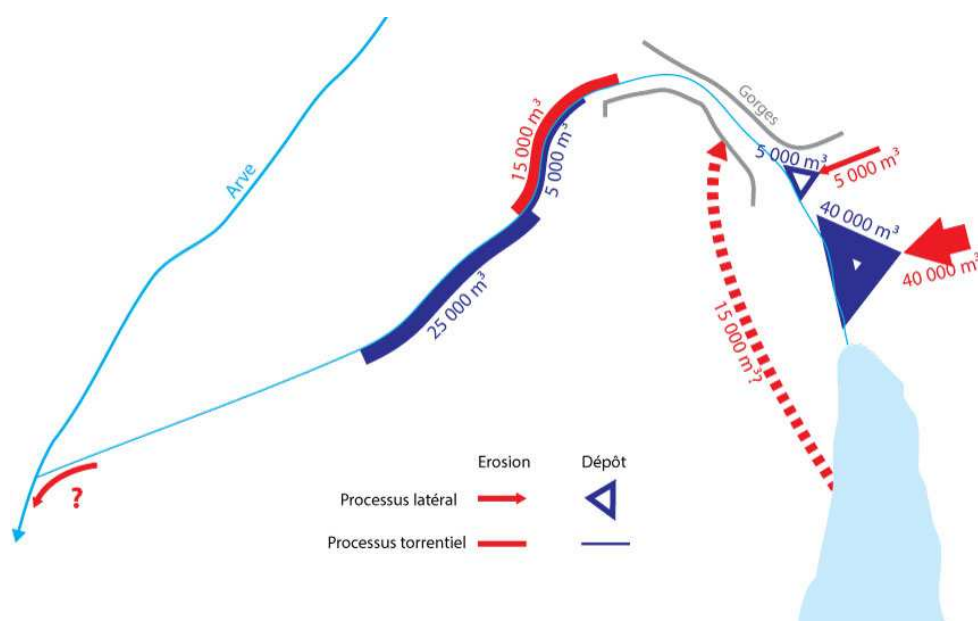


Fig. 6.24 Synthèse des volumes d'érosion et de dépôt au cours de la crue du 26/08/2014 sur l'Arveyron de la Mer de Glace.

Ce découplage entre la marge proglaciaire et l'Arveyron de la Mer de Glace, représente néanmoins un risque à moyen ou long terme. En effet, si la marge proglaciaire n'est plus court-circuitée pendant une crue, le volume des matériaux remobilisables pourrait être très important, même s'il est difficilement évaluable. Le réaménagement du captage lorsque celui-ci sera de nouveau à l'air libre, c'est-à-dire aux alentours de 2030 (Vincent et *al.*, 2014), sera donc un point clé de la future évolution géomorphologique de l'Arveyron de la Mer de Glace.

Au cours de l'été 2013, l'Arveyron de la Mer de Glace n'a en revanche subi aucun changement, excepté la migration de quelques bancs à l'intérieur de la plage de dépôt. Les séquences morphogènes de l'Arveyron de la Mer de Glace, comme pour l'Arveyron d'Argentière semblent donc être principalement régies par des événements de basse fréquence et de haute intensité, comme en 1996 ou 2014, ce qui traduit une nouvelle fois un certain déficit sédimentaire.

A l'échelle du 20^{ème} siècle, la dynamique géomorphologique de l'Arveyron de la Mer de Glace a largement diminué, comme en témoigne à la fois la contraction très forte de sa bande active dans le

tronçon non-endigué, mais aussi l'incision du torrent. Cette tendance générale est néanmoins ponctuée de l'évènement le plus morphogène dans la vallée de Chamonix au cours du 20^{ème} siècle : la débâcle glaciaire du 25 septembre 1920. Plus de 77 000 m³ de matériaux ont été érodés dans les gorges du Mauvais Pas. Les crues de 1996 et 2014 ont été bien moins morphogènes, mais l'Arveyron de la Mer de Glace met tout de même plusieurs années avant de revenir à son état initial. Il est au final complexe de démêler la part relative du forçage humain de celui engendré par le retrait du glacier dans les dynamiques torrentielles récentes.

6.4 Le torrent de la Creusaz

6.4.1 La géomorphologie du torrent de la Creusaz

Le torrent de la Creusaz émerge du glacier des Bossons à 2 232 m et conflue avec l'Arve à 1 010 m. Son profil est presque parfaitement concave (Fig. 6.25), qui pourrait exprimer un état d'équilibre général déjà atteint, et donc, une faible influence des fluctuations glaciaires. Après avoir franchi ses premières pentes sur le poli glaciaire, qui constitue sa marge proglaciaire (cf. partie 5.4), le torrent s'engouffre dans des gorges, tout en restant au contact du lit rocheux, dans un système *ressauts-vasques*. L'exploration de ces gorges n'a pu être menée en raison de l'instabilité du lobe glaciaire provoqué par l'avancée du glacier au cours des années 2014 et 2015. Le risque induit par les chutes de séracs et de blocs à l'entrée des gorges était trop important. Il a été néanmoins possible d'appréhender le paysage grâce à la vidéo d'un *wingsuiteur* (parachutiste) qui s'est élancé en 2015 de l'Aiguille du Midi et a survolé les gorges (<https://www.youtube.com/watch?v=eWiTe3pWP60>). Lorsque les gorges s'élargissent, le lit du torrent de la Creusaz est constitué de blocs et sa morphologie peut difficilement être clairement déterminée (Fig. 6.23), même si elle tend majoritairement vers un style en *cascades*. A la sortie des gorges, le torrent franchit une première plage artificielle de dépôt, puis les différents ouvrages bordant la rampe d'accès au tunnel du Mont Blanc. Il parcourt ensuite un tronçon où le style fluvial est plus affirmé, où se produit une amorce de tressage, bien que les *step-pool* soient encore présentes. Le torrent de la Creusette conflue avec celui de la Creusaz au début de ce tronçon. Il franchit une nouvelle fois l'Autoroute du Mont Blanc, et conflue enfin avec l'Arve, qu'un ouvrage de protection protège (Fig. 2.22 et 2.23).

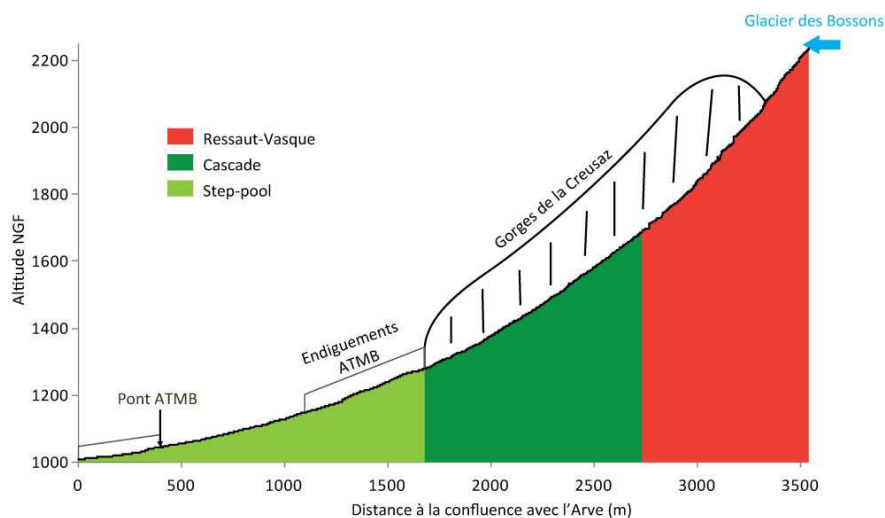


Fig. 6.25 Profil géomorphologique du torrent des Bossons.

Le tracé du torrent en plan est rectiligne, excepté un court passage en baïonnette lors de la transition entre les tronçons *ressaut-vasque* et *cascade*. De plus il possède un niveau de confinement très élevé, par les gorges puis par les endiguements le long de la rampe d'accès au tunnel du Mont Blanc. Les espaces où il peut dissiper son énergie et déposer les sédiments qu'il transporte sont donc très limités.

6.4.2 Les dynamiques sédimentaires de l'Arveyron d'Argentière au travers de l'analyse de la crue du 7 aout 2014

Le 7 aout 2014, en fin de journée, une poche d'eau intra-glaciaire rompt et engendre une puissante lave. Cette crue a un retentissement national et fait l'objet de plusieurs brèves et reportages de la part des grands médias car elle coupe, pendant une journée des vacances estivales, l'accès au tunnel du Mont-Blanc. En l'absence de données quantifiées antérieures, il a été estimé que cet évènement était d'une récurrence décennale, puisque des laves d'une intensité semblable s'étaient produites en juillet 1996 et durant l'été 1987.

La situation météorologique avant la crue est paradoxale puisque seulement 0,4 mm de précipitations a été enregistré à Chamonix les 72 h précédents la crue (Fig. 6.26). Néanmoins, le 7 aout 2014 fut une journée à tendance orageuse sur le massif du Mont Blanc et 1,4 mm de précipitations ont été enregistrés entre 19 h et 21 h. Il n'est donc pas exclu qu'un orage localisé soit l'évènement déclencheur de la crue. Les températures ne révèlent pas non plus d'anomalies notables.

Une station hydrométrique a été installée au printemps 2014 sous le pont de l'autoroute du Mont-Blanc, sur un radier en béton lisse. Le débit (Q) est donné par la formule de Manning-Strickler :

$$Q = K \cdot S \cdot R^{2/3} \cdot i^{1/2}$$

Où K est le coefficient de rugosité, S est la section mouillée, R , le rayon hydraulique et i la pente

L'hydrogramme de crue est atypique (Fig. 6.26). Il possède deux pics de crue, espacés de trois heures, ayant atteint respectivement 35 m³/s et 41 m³/s, équivalent à des hauteurs d'eau de 62 à 70 cm sur le radier en béton lisse. Ces hauteurs peuvent paraître faibles pour de tels débits, mais elles sont réalistes au regard de la largeur, de la pente et de la très faible rugosité du radier. Les débits sont également plus importants le lendemain matin de la crue. Ils peuvent être attribués à la décrue, mais aussi à la migration du chenal principal à l'amont du radier qui dirige désormais les écoulements principaux sur la sonde de mesure.

Parallèlement, aucune amorce de crue n'a été observées sur les torrents de la Creusette et des Bossons (Fig. 6.26), instrumentés par le laboratoire ISTERRE (Guillon et *al.*, 2015). Cette situation prouve que la crue du torrent de la Creusaz fut un évènement très localisé et d'origine glaciaire. La singularité de l'hydrogramme de crue reste néanmoins une incitation à mieux connaître l'hydrologie des cours d'eau proglaciaires, notamment le torrent de la Creusaz, dont on connaît l'intensité de ses débâcles glaciaires et leur fréquence élevée (2 à 3 par décennie), depuis plus d'un siècle.

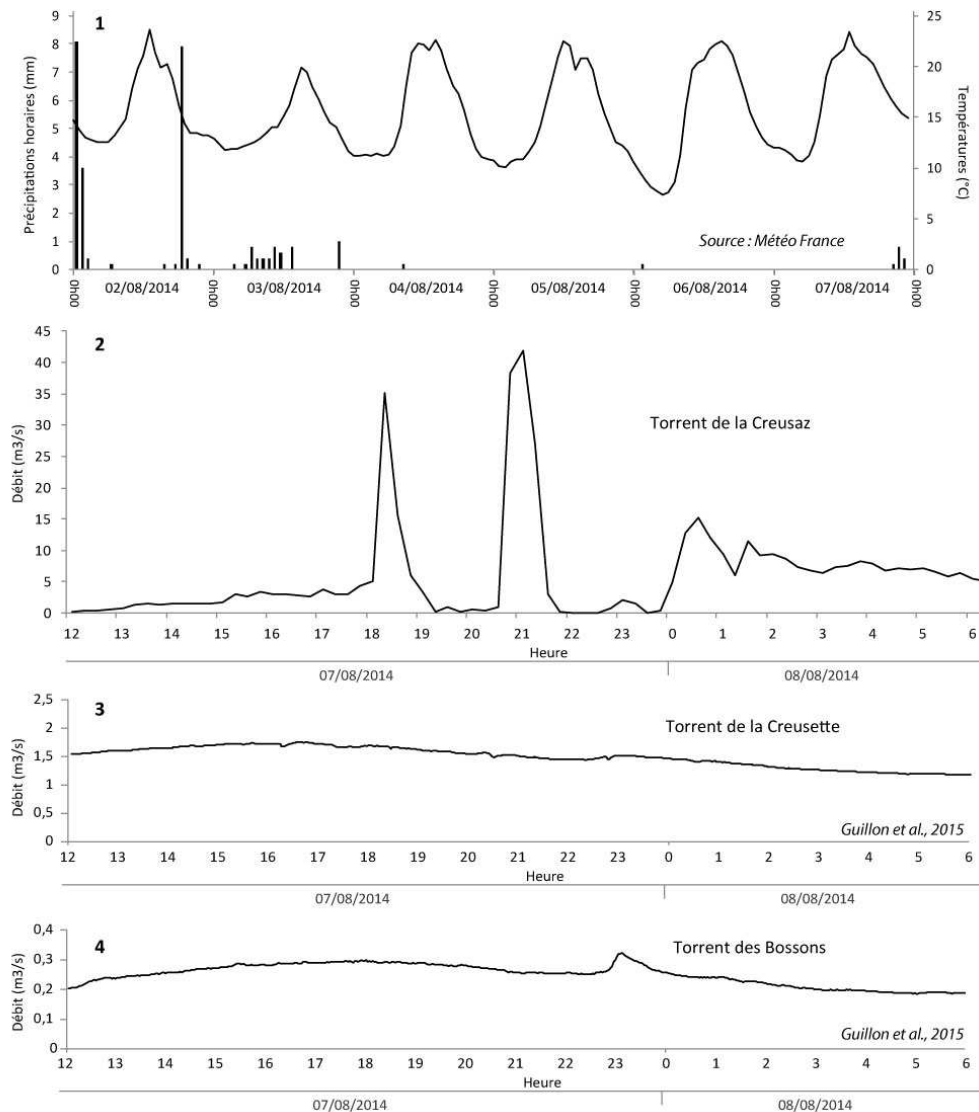


Fig. 6.26 Situation hydrologique et météorologique autour du 7/08/2014 : (1) Températures et précipitations à Chamonix les 6 jours précédents la crue du 7 août 2014 ; débits du 07/08/2014 au 08/08/2014 : (2) du torrent de la Creusaz ; (3) du torrent de la Creusette ; (4) du torrent des Bossons.

Les deux pics distincts de l'hydrogramme pourraient être une des causes ou des conséquences du déroulement des événements hydromorphologiques. En effet, la lave torrentielle n'a pas été synchronisée avec la rupture de la poche d'eau. Les témoignages directs et les différents films amateurs – non publiés – que nous avons pu visionner font état d'une première vague de crue qui s'est produite après une forte détonation, signal typique des débâcles glaciaires. Grâce à cette première alerte, la rampe d'accès au tunnel a été fermée. Le transport par charriage était intense et l'écoulement à la limite de l'hyper-saturation. La lave ne s'est produite que par la suite, plusieurs minutes après l'arrivée de la vague de crue.

Le retard de la lave sur la première vague de crue peut s'expliquer par la rupture d'embâcles formés par des blocs. Nous avons pu en effet observer, avant la crue, des *bourrelets* de matériaux dans le lit du torrent, barrés par l'imbrication de gros blocs aux endroits où les gorges se rétrécissent ponctuellement. Après la crue, une partie de ces blocs ont été déchaussés (Fig. 6.27) et ont donc pu libérer le volume sédimentaire qu'ils retenaient. Le temps nécessaire aux écoulements pour déstabiliser les embâcles pourrait donc expliquer le délai observé avant la survenue de la lave. Nous

avons pu identifier un *bourrelet* similaire formé après la crue, formé par un petit verrou rocheux à la sortie des gorges (Fig. 6.28).



Fig. 6.27 L'incision du torrent de la Creusaz dans ses gorges : (1) la zone de départ de la lave du 7 aout 2014 ; (2) incision dans les gorges ;(3) encoche d'un bloc déchaussé dans un rétrécissement de la gorge.

La carte de comparaison des MNT montre clairement l'incision du chenal du torrent de la Creusaz (Fig. 6.29, c1). La lave a pu s'initier dans les gorges à l'aval immédiat du tronçon en ressauts-vasques (Fig.7.26). L'ensemble du chenal dans les gorges s'est incisé sur une hauteur pouvant atteindre localement 5 à 6 m. Au total, la zone d'érosion dans les gorges a contribué à alimenter la lave d'un volume de 20 000 m³, ce à quoi il faut ajouter les matériaux provenant de la marge proglaciaire (Tab. 6.4). Les dépôts observés dans les gorges sont situés à leur extrémité aval et ont très

probablement été causés par la saturation de la plage de dépôt et une aggradation régressive. Ces dépôts forment un bourrelet du même type que ceux observé plus en amont avant la crue (Fig. 6.27).

Le débordement de la lave en rive gauche, qui a engendré la fermeture de l'accès au tunnel du Mont-Blanc, a en fait été provoqué par la plage de dépôt elle-même. En effet, son verrou est formé par la structure de la voie ferrée qui a servi à la construction du tunnel. Dans ce verrou se sont enchevêtrés les blocs du front de lave, dont le plus gros faisait 60 m^3 (Fig. 6.28). La plage de dépôt s'est alors très rapidement saturée. Une petite lave, d'une intensité bien plus faible, s'est alors formée et s'est propagée en direction du poste de douane (Annexe 6), puis le long de la route jusqu'à l'épingle qui longe le torrent de la Creusette. Les dépôts de cette lave secondaire n'excédaient pas 20 cm. Lors de la précédente lave d'une telle ampleur (1996), le débordement s'était produit en rive droite. La digue avait alors été surélevée, rejetant le problème de l'autre côté. Les opérations de curage sur la plage de dépôt ont débuté le soir même de l'évènement. Les matériaux ont été stockés en rive gauche et n'ont été enlevés qu'à la fin de l'automne, après le levé LiDAR. Bien que n'étant plus dans le lit du torrent, ces dépôts ont pu être pris en compte dans l'établissement du bilan sédimentaire (Fig. 6.29, c2). Enfin, quelques mois après la lave de 2014, l'endiguement en rive gauche a été rehaussé et le verrou de la plage de dépôt a été agrandi pour y construire une passerelle piétonne (Annexe 9).

La plage de dépôt du tunnel n'a pas retenu tout le volume érodé dans les gorges et a laissé transiter $7\,000 \text{ m}^3$ de sédiments, soit un tiers du volume estimé de la lave.

Sur son cône, la dynamique sédimentaire du torrent de la Creusaz est assurée par un transport par charriage. La moitié des matériaux érodés durant la crue dans tout le linéaire du torrent, soit $21\,500 \text{ m}^3$, l'ont été sur le cône. Alors que dans les gorges les matériaux proviennent de l'incision du lit, sur le cône, ils proviennent de la déstabilisation des berges. Cette érosion a été particulièrement intense à l'aval du deuxième pont de la rampe d'accès au tunnel (à hauteur du lacet), où les écoulements emmagasinent de l'énergie sur un tronçon un peu plus raide et toujours confiné. Le lit a été totalement remanié alors qu'il était stable depuis plusieurs années, comme en témoigne la végétation pionnière qui se développait dans le lit avant la crue (Fig. 6.30). Ce tronçon est donc celui qui a connu les plus forts changements. C'est également le seul où le torrent de la Creusaz dispose d'un espace de liberté conséquent. Les dépôts ont alors largement compensé l'érosion (Fig. 6.29 et Tab. 6.4).



Fig. 6.28 Les dépôts sur le torrent de la Creusaz après la crue du 07/08/2014 : (1) bourrelet de matériaux à l'aval des gorges ; (2) blocs obstruant le verrou de la plage de dépôt du tunnel ; (3) plage de dépôt de la confluence avec l'Arve.

Enfin, le tronçon terminal, du pont de l'ATMB jusqu'à l'Arve (Fig. 6.29, c4 et Fig. 6.30), est un secteur où les sédiments se sont essentiellement déposés. La plage de dépôt n'a pas été totalement remplie (Fig. 6.28) et « seulement » 1252 m³ ont été curés (Tab. 6.4). L'essentiel des matériaux ont donc été déposés avant la plage de dépôt. Ce tronçon contribue également à la fourniture sédimentaire par érosion latérale à hauteur de 1 400 m³, soit un volume supérieur à celui qui a été curé.

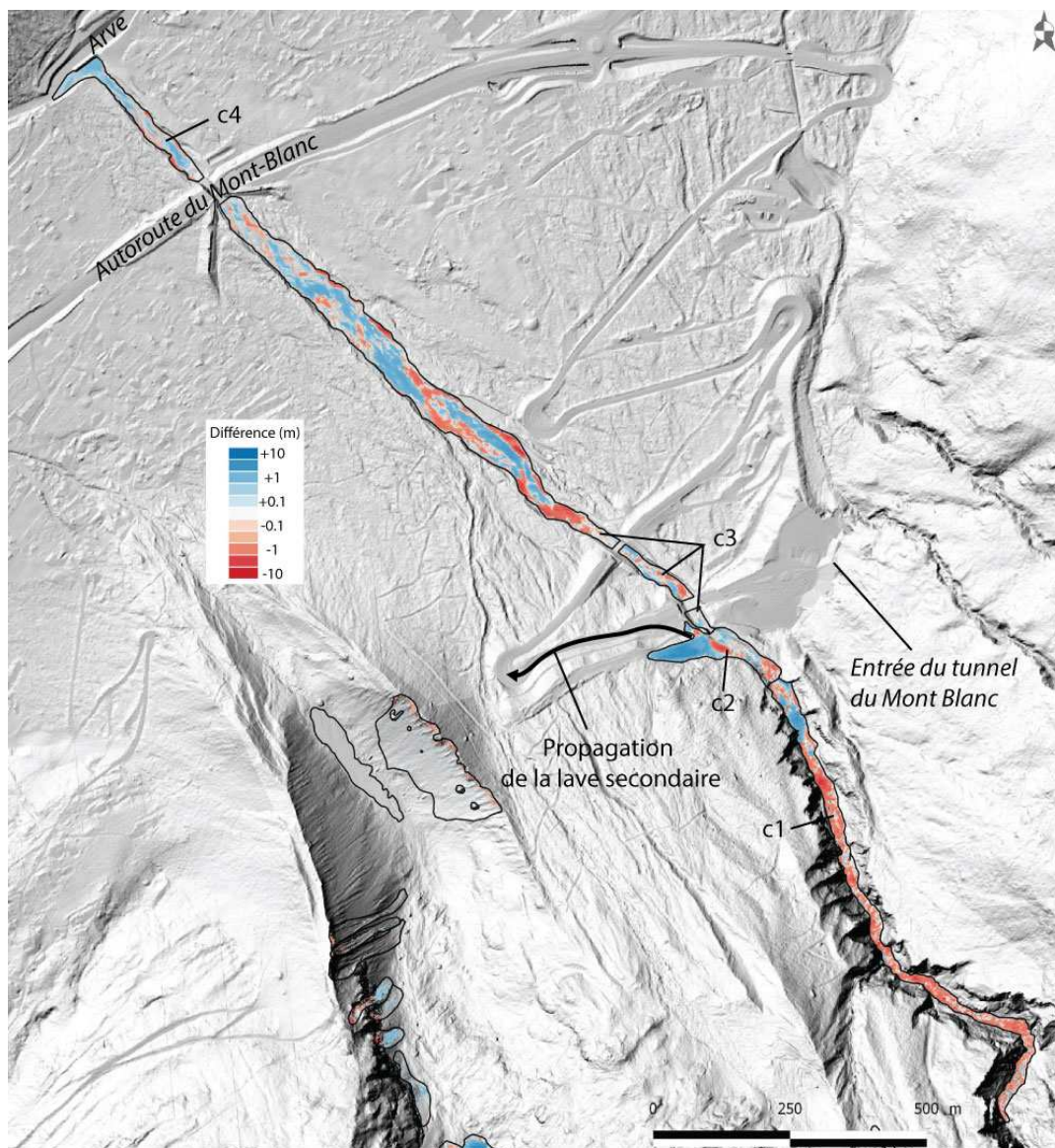


Fig. 6.29 Evolution topographique du torrent de la Creusaz entre octobre 2013 et octobre 2014, par comparaison des MNT LiDAR.

id	commentaire	LoD	erosion (m3)	±	dépôt (m3)	±	bilan (m3)	±
	marge proglaciaire		6232	1633	426	135	-5806	1768
c1	gorges	0,1	19882	1623	4996	413	-14886	2036
c2	plage de dépôt	0,1	2681	245	10655	554	7974	799
	total gorges+plage		22563	1868	15651	967	-6912	2835
c3	cône amont	0,1	20001	1885	24096	5475	4095	7360
c4	cône aval	0,1	1445	197	3469	542	2024	740
	curages	0,1			1252		1252	
	total cône		21446	2082	28817	6017	7371	8099
	total torrent		44009	3950	44468	6984	459	10935
	total Creusaz		50241	5583	44894	7119	-5347	12703

Tab. 6.4 Bilan sédimentaire du torrent de la Creusaz entre octobre 2013 et octobre 2014.

Le bilan sédimentaire du torrent de la Creusaz entre octobre 2013 et octobre 2014, sur tout son linéaire est quasiment nul. Les volumes en jeu se situent entre 45 000 m³ et 50 000 m³. L'ampleur de la crue du 7 août 2014 est similaire à celle d'août 1985 où les dépôts avaient été estimés à 45 000 m³. Le bilan équilibré signifie que la fourniture sédimentaire à l'Arve est faible, voire nulle. L'ouvrage de protection de la confluence entre l'Arve et le torrent de la Creusaz, contrairement à celui de l'Arveyron d'Argentière, dont les fonctions sont pourtant similaires (éviter l'obstruction de l'Arve), ne semble pas avoir laissé transiter des sédiments grossiers à l'Arve. Avant la création de cet aménagement, les dépôts du torrent venaient se jeter directement dans l'Arve dont il barrait les écoulements. Ils participaient donc à la recharge sédimentaire en étant repris par l'Arve. Mais le barrage formé représentait un risque sérieux. Désormais, les matériaux sont stoppés par l'ouvrage, puis immédiatement curés. L'explication de cette différence de fonctionnement avec l'ouvrage d'Argentière tient à sa conception. Celui de l'Arveyron d'Argentière est plus évasé et ouvert alors que celui du torrent de la Creusaz est à angle droit, plus fermé (Fig. 2.19 et 2.22). Les écoulements, liquides et solides, viennent donc buter frontalement contre l'endiguement et sont arrêtés.



Fig. 6.30 Changements géomorphologiques avant et après la crue du 07/08/2014 sur le torrent de la Creusaz à partir des clichés des appareils de prise de vue automatique : (1) et (2) sur le tronçon entre le pont de l'ATMB et la confluence avec l'Arve ; (3) et (4) à l'amont du pont de l'ATMB.

L'été 2013 a été hydrologiquement plus calme (Fig. 6.31 et Tab. 6.5). Les changements morphologiques mesurés sont cependant supérieurs à ceux qui pouvaient être attendus. Plus de 4 000 m³ se sont déposés, essentiellement dans le tronçon entre le pont de l'autoroute et de premier pont de la rampe d'accès au tunnel. Les changements sur la plage de dépôts ne sont pas pris en compte car le curage effectué en octobre 2013 était le premier réalisé depuis l'hiver 2010. Le volume des dépôts

n'est donc pas significatif de l'été 2013 seul, mais aussi de celui des deux précédents. Le bilan est donc déséquilibré, mais reste largement en deçà de l'incertitude.

Contrairement à l'année suivante, les changements de l'été 2013 n'ont pas affecté l'ensemble de la bande active mais seulement les abords du chenal en eau. Il s'agit principalement de la migration de bancs. Sur la Fig. 6.30, on peut d'ailleurs distinguer la présence d'une végétation pionnière sur certains bancs de galets. Cette dynamique plus importante que sur l'Arveyron d'Argentière et l'Arveyron de la Mer de Glace, pourrait traduire une fourniture sédimentaire plus conséquente.

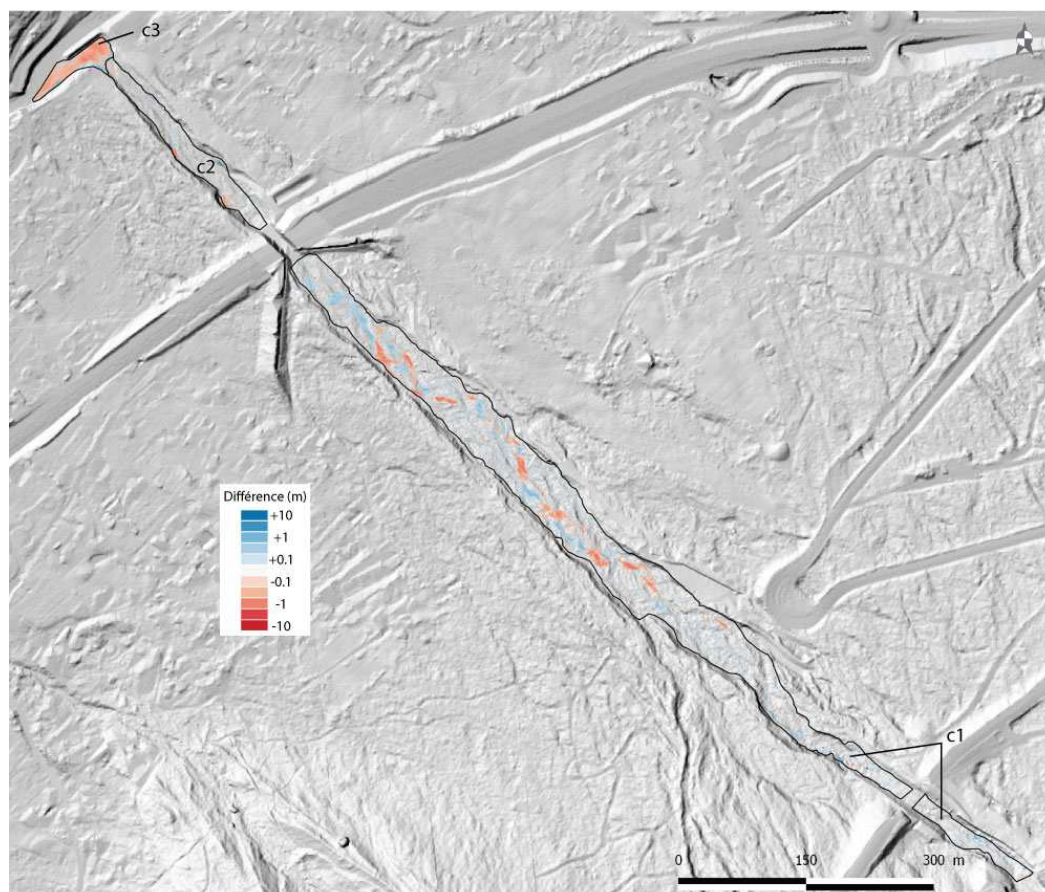


Fig. 6.31 Evolution topographique du torrent de la Creusaz entre juin et octobre 2013, par comparaison des MNT LiDAR.

id	commentaire	LoD	erosion (m3)	±	dépôt (m3)	±	bilan (m3)	±
marge proglaciaire			0	0	0	0	0	0
c1		0,1	2518	6750	3787	1490	1269	8239
c2		0,1	223	84	276	135	53	219
c3		0,1	903	191	53	14	-850	205
curage					1600			
total Creusaz			3644	7025	5716	1639	2072	8664

Tab. 6.5 Bilan sédimentaire du torrent de la Creusaz entre juin et octobre 2013.

Le torrent de la Creusaz possède un double fonctionnement. Dans les gorges, de puissantes laves s'initient. Elles sont actuellement stoppées sur la plage de dépôt du tunnel. Même si l'ouvrage arrive à contenir environ la moitié du volume érodé, c'est cet arrêt brutal qui engendre des débordements dans une zone où les enjeux sont très forts. A l'aval, le torrent fonctionne par charriage. Comme il est contraint par les aménagements du tunnel du Mont-Blanc à l'apex de son cône, il emmagasine de

l'énergie et dispose d'une puissante capacité érosive. La recharge sédimentaire est alors en grande partie assurée par la reprise de matériaux plus anciens.

6.4.3 L'incision et la contraction du torrent de la Creusaz depuis la construction du tunnel du Mont-Blanc

L'analyse de la crue du 7 août 2014 a montré que les laves du torrent de la Creusaz, qui atteignent l'apex de son cône, sont alimentées par la remobilisation de dépôts torrentiels plus anciens dans les gorges. Le torrent est donc dans une phase d'incision. Par ailleurs, à l'intérieur des gorges, plusieurs terrasses perchées sont visibles. La plus importante d'entre elles, située environ 50 m en amont de la sortie de gorges, est perchée à 8 m au dessus du talweg (Fig. 6.32). Afin de dater la déconnexion de la terrasse avec le chenal actif, nous avons effectué une analyse dendrochronologique en échantillonnant 12 arbres. Les résultats obtenus montrent que la colonisation par les arbres débute en 1967, et devient significative à partir de 1975. Le délai avec le début des travaux du tunnel correspond bien à la durée de l'écèse, c'est-à-dire au temps nécessaire à la végétation pour s'installer après la stabilisation géomorphologique d'un site. L'incision du lit coïncide donc avec la construction du tunnel du Mont-Blanc dont les travaux ont débuté en 1959. Le confinement exercé par l'endiguement, destiné à protéger les infrastructures routières, semble donc être la principale cause de l'incision.

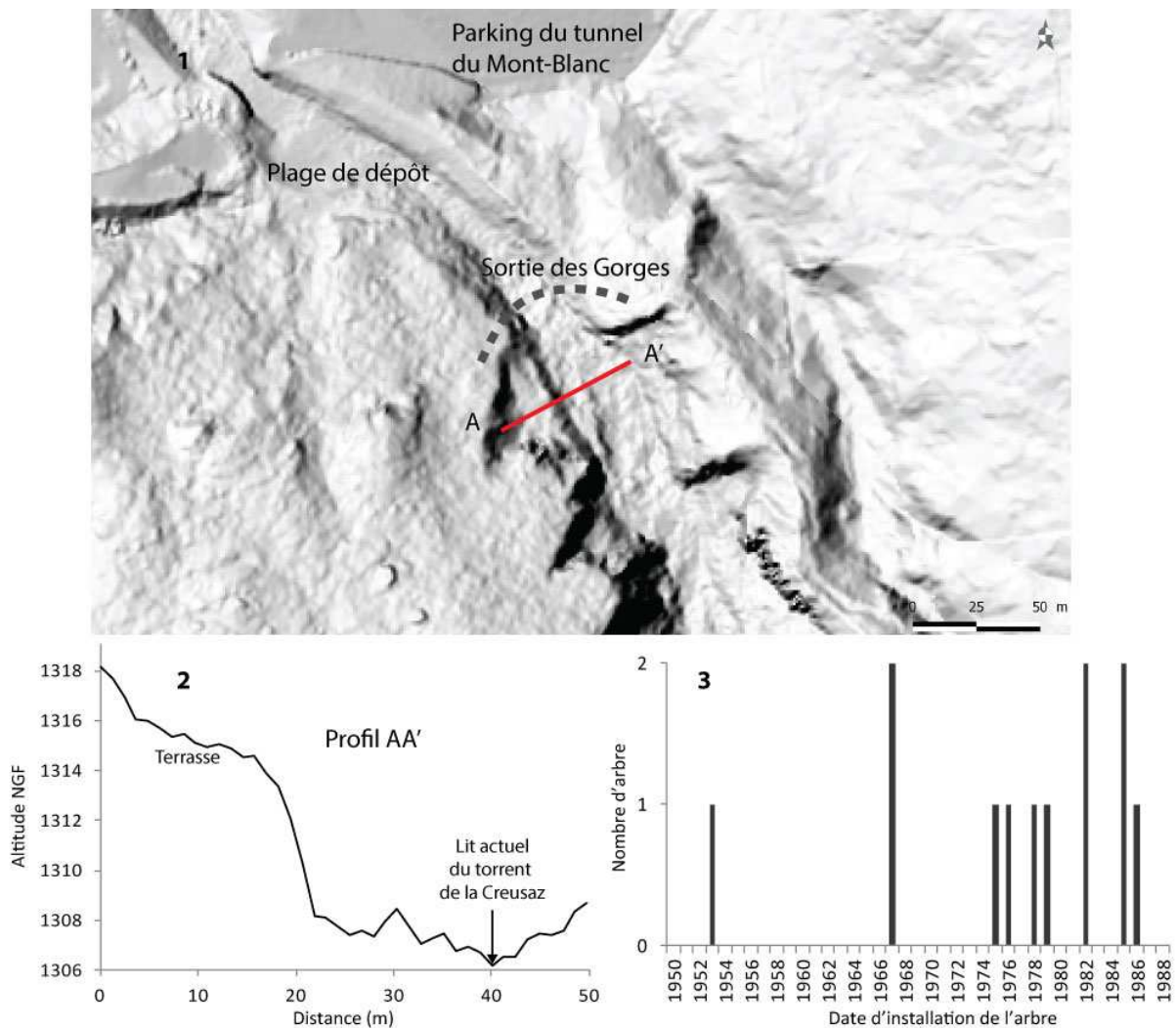


Fig. 6.32 Identification et datation des terrasses dans les gorges du torrent de la Creusaz : (1) situation de la terrasse datée ; (2) profil en travers de la terrasse datée ; (3) dates minimum d'installation des 13 arbres échantillonnés sur la terrasse.

D'autres terrasses, suivant le même plan topographique, ont été identifiées plus en amont dans les gorges. Ces terrasses, avec celle datée, ont été extraites du nuage de points du levé LiDAR d'octobre 2014 (Fig. 6.33). A partir des points LiDAR, nous avons effectué un ajustement de meilleur plan avec le logiciel *3DReshaper*. Cette étape consiste à définir le plan qui possède la meilleure concordance géométrique depuis les points sélectionnés. La méthode a notamment été utilisée en karstologie afin d'évaluer des caractéristiques géomorphologiques souterraines, notamment des paléo-formes (Jaillet *et al.*, 2011 ; Sadier, 2013). Le plan créé représente donc le niveau du lit du torrent avant son incision. A partir de celui-ci, nous pouvons calculer le volume sédimentaire évacué de la gorge par l'incision du torrent, depuis la construction du tunnel du Mont Blanc.

L'incertitude de la mesure a été évaluée par la différence d'élévation entre les points des terrasses au plan ajusté. L'erreur (RMSE) s'élève à 1,58 m. Ce plan correspond à une incision qui atteint au maximum 14 m, soit un volume d'environ 100 000 m³. L'incertitude de mesure, même importante, reste bien en deçà du volume mesuré.

Le volume obtenu correspond à un volume minimal. En effet, nos résultats ont montré que la lave du 7 aout 2014 s'est initiée 700 m en amont de la fin de notre profil reconstitué. L'érosion régressive s'est probablement propagée bien plus en amont, mais aucune terrasse, ni indice géomorphologique ne permet d'identifier un niveau d'érosion. La reconstitution du lit en amont est d'autant plus difficile que les orthophotographies anciennes ne sont d'aucune utilité, puisque les accumulations avalanches masquent le fond du lit dans la quasi-totalité des images antérieures à 1980.

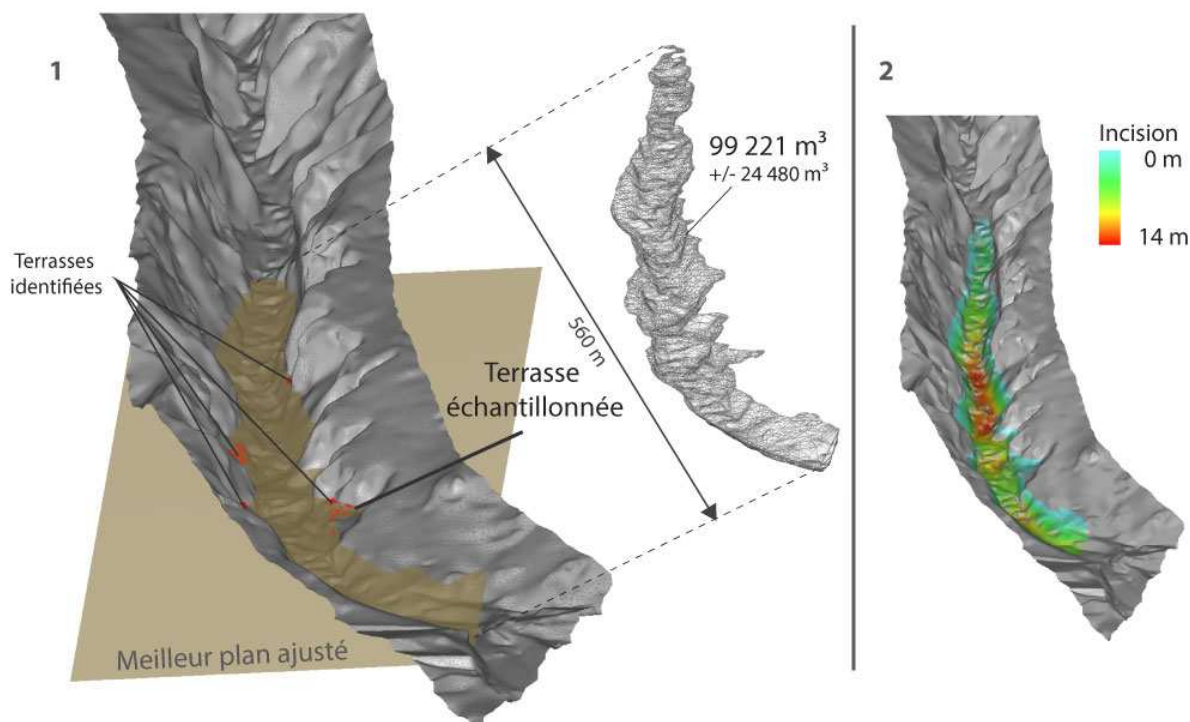


Fig. 6.33 La reconstitution du lit du torrent de la Creusaz dans les gorges avant sa phase d'incision : (1) Extraction du profil du torrent reconstitué grâce aux terrasses identifiées ; (2) carte des hauteurs d'incision (vue oblique).

L'incertitude du volume érodé par érosion régressive sur la totalité des gorges reste élevée. Néanmoins, le volume obtenu sur un tronçon de 560 m, représentant moins de la moitié du linéaire des gorges, permet d'estimer que la source sédimentaire qu'elle représente n'est pas récente et est très

probablement à l'origine des laves torrentielles qui se sont produites depuis la construction du tunnel du Mont Blanc.

Parallèlement, nous avons reconstitué l'emprise de la bande active du torrent de la Creusaz sur son cône à 6 différentes dates à partir d'orthophotographies (Fig. 6.34). La contraction de la bande active du torrent de la Creusaz est très marquée au niveau du pont de l'autoroute du Mont-Blanc, où le torrent de la Creusaz présentait plusieurs bras secondaires jusqu'à la confluence avec l'Arve. La contraction de la bande active est en fait principalement causée par la construction de la route d'accès au tunnel du Mont Blanc, devenue autoroute dans les années 1980. Le pont réalisé pour franchir le torrent de la Creusaz a contraint son lit dans un radier en béton de 14 m de largeur. Tous les écoulements sont dirigés en amont vers ce radier par un endiguement en forme d'entonnoir (Fig. 2.23). L'analyse des photographies aériennes actuellement non-orthorectifiées, permettent de dater plus précisément la contraction de la bande active, pendant les années 1960 (Fig. 6.35), soit juste après la construction du pont.

Après les crues de 1996 et 1997, la bande active s'est localement élargie entre les deux ponts de l'autoroute.

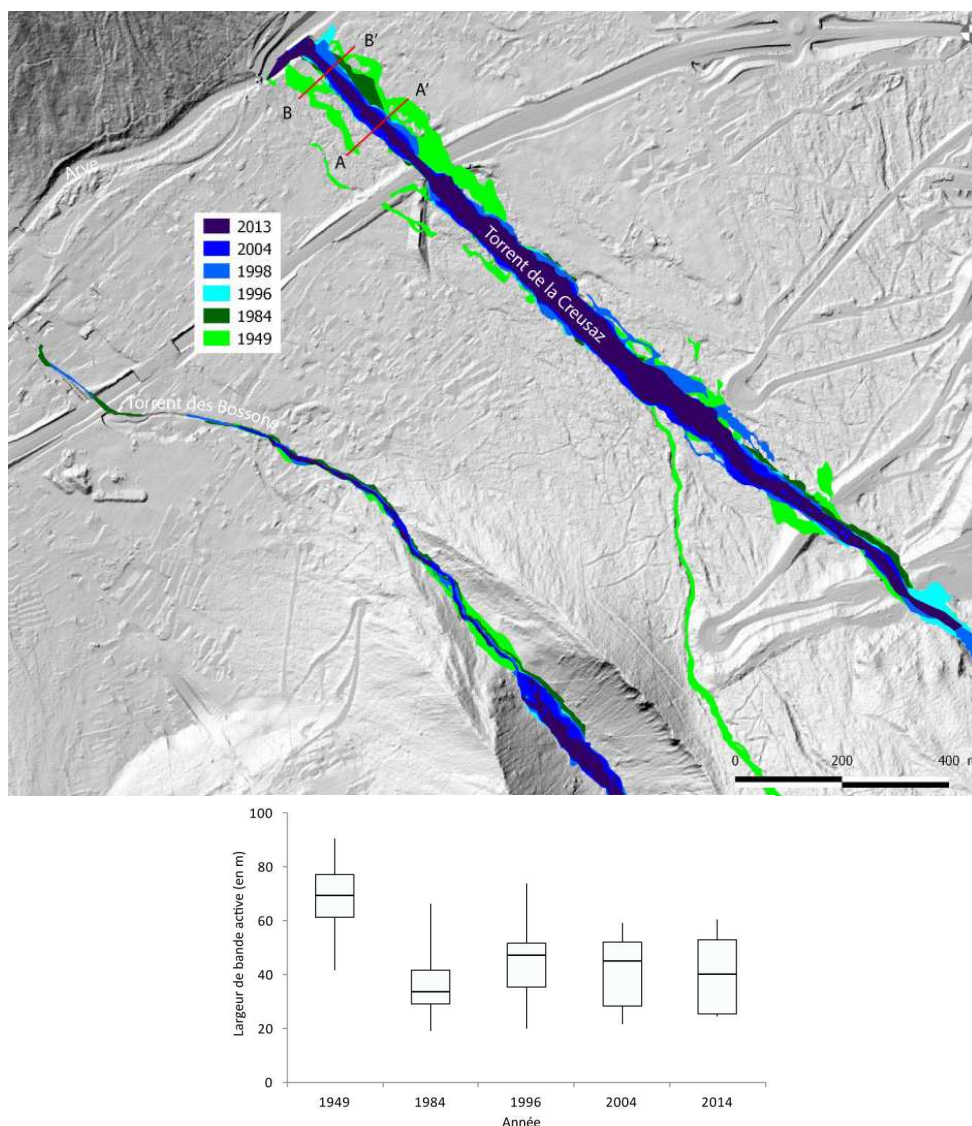


Fig. 6.34 Contraction de la bande active du torrent de la Creusaz : (1) Evolution des bandes actives entre 1949 et 2013.

Des formes dans certains espaces abandonnés par le torrent de la Creusaz sont encore visibles. C'est le cas en rive gauche, à l'aval du pont de l'autoroute (Fig. 6.35). En utilisant les MNT LiDAR, puis en les croisant avec les extensions des bandes actives, il est possible de distinguer des paléo-chenaux perchés qui correspondent à l'emplacement de bras secondaires en 1949, et d'évaluer le niveau du lit du torrent et donc son incision. L'intérêt de croiser ces données a déjà été montré pour la reconstitution de dynamiques fluvio-torrentielles (Lallias-Tacon, 2015). L'incision entre 1949 et 2008 varie ainsi de 5 m à 2 m.

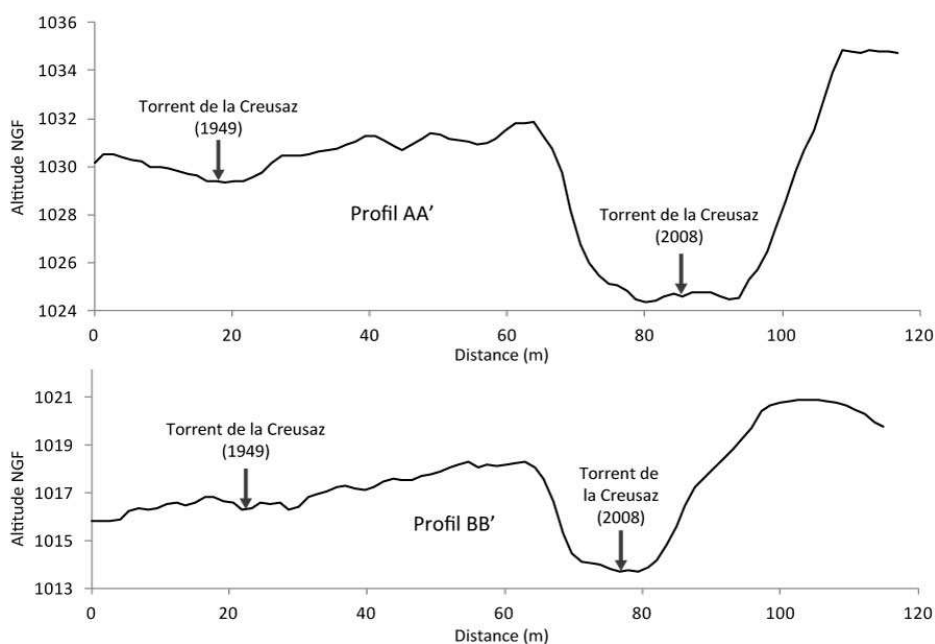


Fig. 6.35 L'incision du torrent de la Creusaz à proximité de sa confluence avec l'Arve (carte Fig. 6.31). (2) le torrent de la Creusaz près de sa confluence en 1960 ; (3) le torrent de la Creusaz près de sa confluence, en 1970, après la construction de la route d'accès au tunnel du Mont-Blanc.

Le torrent de la Creusaz est donc dans une phase d'incision généralisée, que ce soit sur toute la longueur de son cône ou dans les gorges. L'incision coïncide également avec la contraction de la bande active, les deux datant de la construction des infrastructures d'accès au tunnel du Mont Blanc. L'incision du torrent de la Creusaz est toutefois à resituer dans une phase plus générale de diminution de son activité géomorphologique sur son cône. Durant le 18^{ème} et le 19^{ème} siècle, le torrent a changé plusieurs fois de tracé, comme en attestent la Mappede Sarde et les cartes IGN de 1920 (Annexe 10).

6.5.4 Conclusions : les sources sédimentaires du torrent de la Creusaz entièrement contrôlées par les actions humaines

Le torrent de la Creusaz fonctionne par de puissantes laves générées par des ruptures de poches d'eau intra-glaciaires, qui se produisent plusieurs fois par décennies, depuis au moins 200 ans, avec une intensité variable. Le volume total des sédiments remobilisés par la crue du 7 août 2014 est de 45 000 m³ à 50 000 m³ selon la prise en compte – ou non – du volume érodé dans la marge proglaciaire. Ce volume correspond à celui estimé durant la crue de 1985 et serait donc significatif de l'intensité d'un événement de récurrence décennale. La Fig. 6.36 synthétise les volumes d'érosion et de dépôt qui se sont produits au cours de la crue du 7/08/2014 sur le torrent de la Creusaz et au cours de l'été 2014 dans la marge proglaciaire du glacier des Bossons. L'analyse plus fine des dépôts torrentiels fait apparaître différentes sources sédimentaires correspondant à des comportements géomorphologiques variés du torrent de la Creusaz. La lave qui s'est produite a été alimentée par son incision dans les gorges (40%), la remobilisation des matériaux torrentiels sur son cône par charriage (50%) et, dans une moindre mesure, par la fourniture depuis la marge proglaciaire (10%). Le risque d'obstruction de l'Arve semble avoir disparu, pour les crues d'occurrence décennales, grâce à l'ouvrage de protection à la confluence qui contient les sédiments du torrent de la Creusaz. Les débordements qui se sont produits à proximité de l'entrée du tunnel du Mont Blanc étaient provoqués par la conception de la plage de dépôt. Il sera intéressant d'évaluer l'efficacité des travaux effectués en 2015 pour élargir le verrou à ne pas provoquer de nouveaux débordements et à laisser transiter les plus grandes laves. Pour les prochains événements, la fourniture sédimentaire du cône pourrait augmenter du fait de ces travaux.

Au cours de l'été 2015, plusieurs laves d'une ampleur moindre à celle qui s'est produite le 7 août 2014 sont survenues. Le traitement de l'acquisition LiDAR effectué sur le torrent à l'automne 2015 permettra de comprendre encore un peu mieux le fonctionnement du torrent de la Creusaz.

Le torrent de la Creusaz a subi une importante diminution de son activité géomorphologique durant la deuxième moitié du 20^{ème} siècle. Le principal facteur de cette baisse est la construction du tunnel du Mont Blanc qui, par la contrainte de l'endiguement, destiné à protéger les infrastructures routières d'accès, et l'intensité des curages destinés à entretenir le lit, a provoqué la contraction des bandes actives et initié une incision qui s'est propagé dans les gorges par érosion régressive. Le forçage anthropique est donc tellement important, qu'il est impossible, d'après notre démarche méthodologique, de déterminer l'influence du retrait glaciaire sur le torrent. Celle-ci doit être cependant d'autant plus faible que la marge proglaciaire du glacier des Bossons est restreinte et n'est pas encline à remobiliser d'importants volumes sédimentaires du fait de l'absence d'édifices morainiques. L'urbanisation de la vallée de Chamonix est donc la principale raison de la métamorphose géomorphologique du torrent de la Creusaz.

La contribution de son affluent, le torrent de la Creusette est négligeable. L'activité géomorphologique de ce dernier est très faible tant dans sa marge proglaciaire que le long de son linéaire. La morphologie en cascade et la bande active très peu visible du torrent de la Creusette témoignent également de cette situation qui conforte le torrent de la Creusaz en tant qu'émissaire principal du glacier des Bossons.

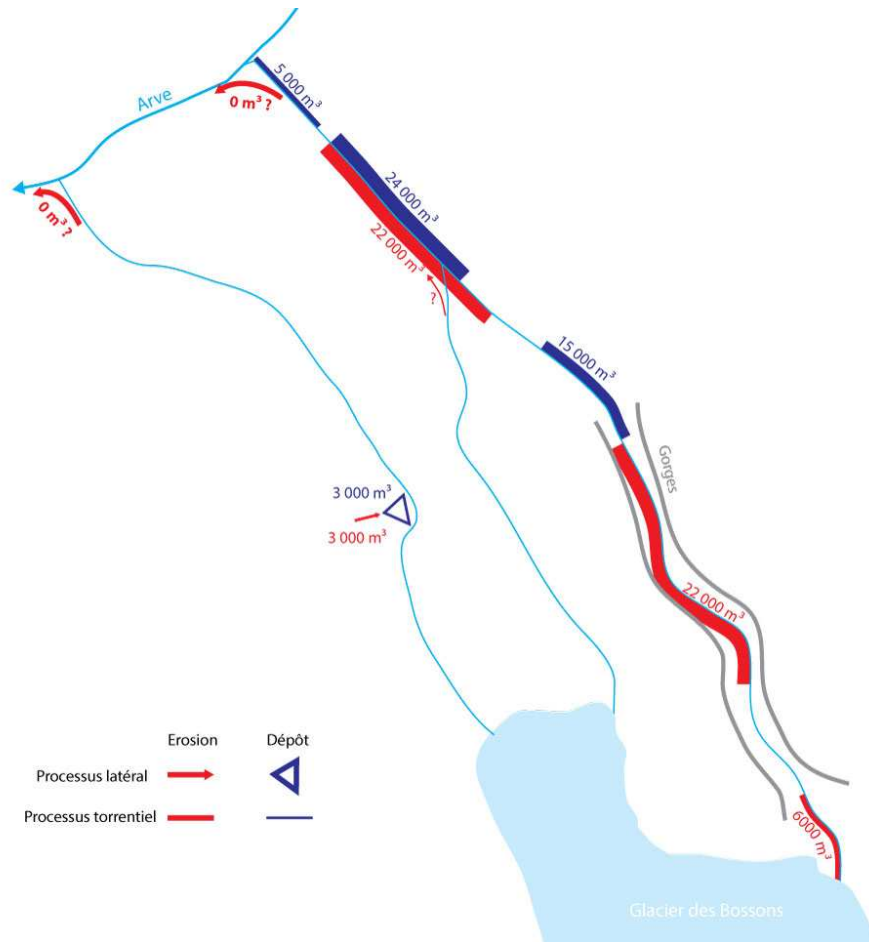


Fig. 6.36 Synthèse des volumes d'érosion et de dépôt au cours de la crue du 26/08/2014 sur les torrents de Bossons et de la Creusaz.

6.5 Conclusions du chapitre 6

La lecture des dynamiques géomorphologiques des trois principaux torrents proglaciaires de la vallée de Chamonix, au prisme des crues de l'été 2014, montre à quel point les systèmes fonctionnent différemment. Si les sources sédimentaires proviennent essentiellement de la reprise de matériaux torrentiels plus anciens, les modalités de la remobilisation, ainsi que le niveau de connectivité avec les marges proglaciaires, sont variés. Les espaces récemment désenglacés montre néanmoins que le couplage entre les torrents est les espaces désenglacés est assez faible, du fait de l'efficacité des processus de stockage au sein même des marges proglaciaires. Ainsi, la majorité des volumes sédimentaires mobilisés durant les crues proviennent de l'incision des torrents ou des reprises latérales remobilisant des dépôts anciens. L'influence du retrait glaciaire sur la fourniture sédimentaire semble donc limitée sur le temps court de notre étude. Les torrents montrent globalement une situation de déficit sédimentaire qui s'est initiée au cours du 20^{ème} siècle et qui s'est exprimée par la métamorphose des styles fluvio-torrentiel, d'une part par l'incision des torrents et d'autre par la contraction des bandes actives. Cette réalité est tout de même moins marquée sur l'Arveyron d'Argentière que sur l'Arveyron de la Mer de Glace et le torrent de la Creusaz et les raisons ne sont donc pas toutes imputables au retrait glaciaire.

En effet actuellement, les forçages anthropiques de toute nature priment sur les conséquences du retrait glaciaire. Dans un temps plus long, cette évidence est moins flagrante et distinguer la part relative des impacts humains ou du retrait glaciaire reste complexe à préciser. Néanmoins, les dynamiques

torrentielles s'inscrivent toutes dans une tendance générale de diminution d'activité géomorphologique. Les bandes actives se contractent et les chenaux s'incisent, parfois très fortement.

Ce chapitre souligne l'importance des forçages humains dans la morphogénèse torrentielle et les fonctionnements différenciés de chaque torrent étudié. Des tendances plus générales peuvent néanmoins se dégager à la fois pour comprendre les conséquences du retrait glaciaire sur la morphologie cours d'eau proglaciaire, mais aussi pour mettre en perspective nos travaux dans le contexte des dynamiques et des changements qui s'opèrent dans les cours d'eau des Alpes du Nord.

Chapitre 7

***Discussion générale : l'évolution des torrents
proglaciaires dans un contexte de changement global***

7.1 Introduction

Les résultats que nous avons acquis à différentes échelles spatiales et temporelles, permettent de traiter, dans leur contexte respectif, les effets du retrait glaciaire sur la dynamique sédimentaire et torrentielle. Sur l'espace étudié, il importe de préciser la part de ce forçage *naturel* tant celui-ci est fortement bruité par les actions humaines, directes ou indirectes. Malgré, les contextes et fonctionnement différents des trois principaux systèmes étudiés, des tendances générales se dessinent, étayée par l'analyse sur le temps plus long à l'échelle de la vallée que nous avons menée. La diversité des bassins versants englacés rend également les réponses multiples.

Ce chapitre a pour objet, en premier lieu, de synthétiser les résultats obtenus afin de répondre aux questionnements initiaux spécifiques à la vallée de Chamonix. Puis, de manière plus générale, sur les conséquences du retrait glaciaire sur les torrents à l'aval des langues glaciaires en retrait. Enfin, il fera l'objet des perspectives de recherche.

7.2 Synthèse des résultats dans la vallée de Chamonix

7.2.1 Les fonctionnements sédimentaires actuels des trois grands systèmes glacio-torrentiels

L'étude fine des trois principaux torrents proglaciaires – torrent de la Creusaz, Arveyron d'Argentière et Arveyron de la Mer de Glace – sous le prisme des crues décennales de l'été 2014 permet d'établir une synthèse de leur fonctionnement géomorphologique. Elle met en lumière les actuelles zones d'enjeux qui contrôlent la fourniture et le stockage des sédiments morphogènes afin de comprendre au mieux les dynamiques des torrents en fond de vallée.

L'Arveyron d'Argentière (Fig. 7.1)

Il est le seul des trois torrents qui ait contribué à la fourniture sédimentaire de l'Arve durant l'épisode de crue du 26/08/2014. Paradoxalement, alors que le système d'Argentière est celui dont les volumes en jeu sont les plus faibles des trois systèmes étudiés, aux alentours de 30 000 m³ érodés, le niveau de connectivité du torrent avec sa marge proglaciaire est élevé. Celle-ci fournit près de la moitié des sédiments transitant par le torrent. Les matériaux remobilisés, dans l'espace récemment désenglacé, l'ont été par des processus fluviaux, directement dans le lit du torrent ou par déstabilisation des berges (remobilisation du lit et érosion latérale); en comparaison le placage morainique en rive droite a fourni un volume limité au lit du torrent. La marge proglaciaire d'Argentière est donc peu active et s'apparente plutôt à un chenal de transition qu'à une tête de bassin. Près de la moitié des matériaux proviennent en fait de la remobilisation de dépôts anciens à l'aval des gorges, par la déstabilisation des berges, notamment à proximité du vallum morainique du PAG. Cette zone de fourniture est d'autant plus importante qu'elle se situe à l'amont immédiat de la confluence. Les sédiments arrivent alors directement dans la zone de confluence avec l'Arve, puis dans celle-ci. La contribution sédimentaire de l'Arveyron d'Argentière à l'Arve durant la crue du 26/08/2014 est en grande partie liée à cette proximité spatiale. Deux zones de dépôts se distinguent véritablement : le glarier dans la marge proglaciaire et le site de confluence. La zone de dépôt de la DZ n'a permis de retenir que des volumes bien plus faibles.

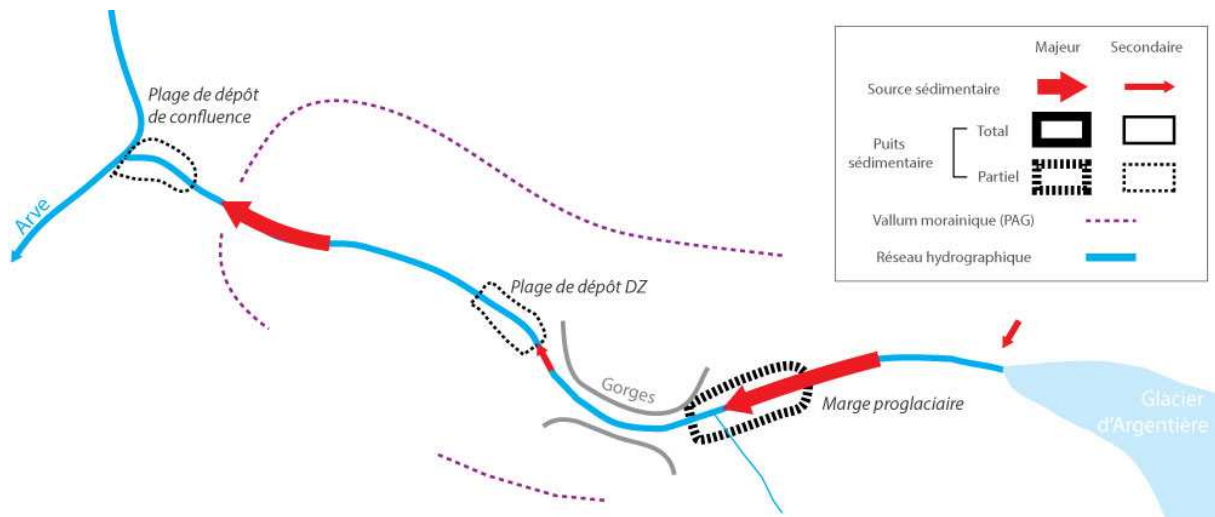


Fig. 7.1 Synthèse du fonctionnement sédimentaire de l'Arveyron d'Argentière lors de la crue décennale du 26/08/2014.

L'Arveyron de la Mer de Glace (Fig. 7.2)

Le torrent, du fait du captage sous-glaciaire, se caractérise par un double fonctionnement bien distinct : la marge proglaciaire et l'aval des gorges. Les volumes en jeux dans la marge proglaciaire ont certes été importants pour l'été 2014 ($> 40\,000\text{ m}^3$), mais ils ne participent pas à la recharge sédimentaire de l'Arveyron de la Mer de Glace du fait de la présence d'un triple piégeage sédimentaire : le stockage au pied de la moraine, le piégeage par les Lacs Emeraude et l'incapacité du torrent à exporter les matériaux à cause du déficit en eau lié au court-circuitage.

A l'aval de la restitution, la fourniture sédimentaire est assurée, d'une part, par les apports du torrent sous-glaciaire qui, *via* la dérivation permanente, débouchent directement dans les gorges du Mauvais Pas et, d'autre part, la reprise des dépôts torrentiels dans l'espace désenglacé depuis la fin du PAG, désormais stable et végétalisé. Les matériaux sont actuellement piégés dans la plage de dépôt des Bois. Un certain volume arrive très probablement à transiter à travers cette plage, mais il n'a pas été possible de le quantifier.

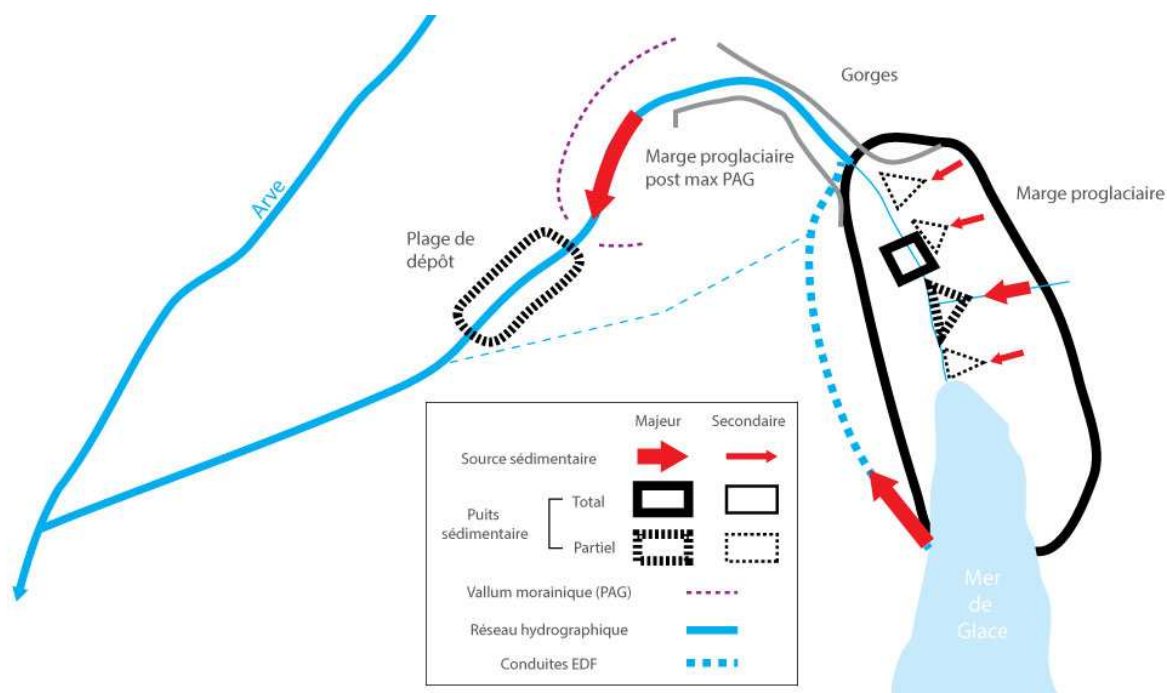


Fig. 7.2 Synthèse du fonctionnement sédimentaire de l'Arveyron de la Mer de Glace lors de la crue décennale du 26/08/2014.

Les torrents des Bossons et de la Creusaz (Fig. 7.3)

Contrairement aux glaciers d'Argentière et de la Mer de Glace, le glacier des Bossons possède trois torrents émissaires qui n'ont pas la même activité géomorphologique.

L'activité morphogène du torrent des Bossons est faible et réduite uniquement aux changements de quelques centaines de mètres cubes tout au plus dans le Plan des Eaux. La marge proglaciaire est également peu active et le paysage se ferme progressivement par le développement de la végétation. Les changements topographiques ne dépassent que rarement 500 m³. Une des principales explications à ce fonctionnement ralenti est la faible intensité des événements hydrologiques. Le torrent des Bossons n'est, en effet, alimenté que par une partie réduite du glacier ; l'essentiel des écoulements est dirigé vers les torrents de la Creusaz et de la Creusette. Les torrents de la Creusette et des Bossons n'ont pas été affectés par la crue du 07/08/2014.

Le torrent de la Creusaz est, depuis longtemps, l'émissaire le plus problématique en termes de risques. Il est également le principal torrent provenant du glacier des Bossons en termes hydromorphologiques. Avec le retrait du glacier, ce statut devrait s'affirmer encore plus. Le torrent de la Creusaz se caractérise comme un torrent à lave de front du glacier jusqu'à l'apex de son cône, puis à charriage plus à l'aval. Les laves s'initient en s'incisant dans les gorges qui sont la source principale des sédiments. Un apport non négligeable, du volume de la lave de 2014 provient de la marge proglaciaire (environ 20%). Aucun édifice morainique ne se situe au sein de cette marge proglaciaire. Les matériaux proviennent des apports faibles, mais continus du glacier. Ils se déposent sur le poli glaciaire où ils sont ensuite remaniés par les crues ou les avalanches. La lave atterrit actuellement dans la plage de dépôt au niveau du tunnel, mais une partie arrive néanmoins à transiter à l'aval. Le volume d'érosion dans le chenal du torrent de la Creusaz sur le cône, à l'amont du pont de l'ATMB, équivaut à celui de la lave, soit un peu plus de 20 000 m³. Une bonne partie des sédiments est également stocké sur ce tronçon. Le reste se dépose à l'aval, mais il semblerait que la plage de dépôt de la confluence permettent de stopper les volumes qui avaient pu transiter jusque là.

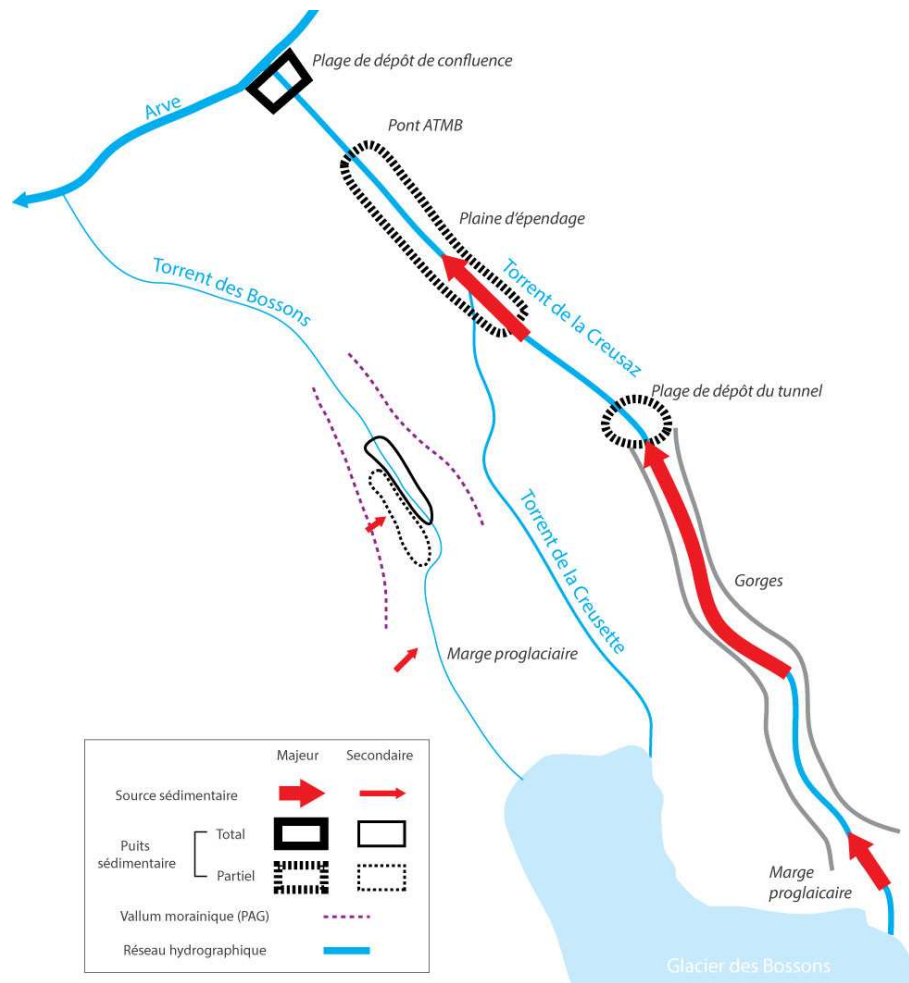


Fig. 7.3 Synthèse du fonctionnement sédimentaire des torrents des Bossons et de la Creusaz lors de la crue décennale du 26/08/2014.

Il est important de préciser que ces modèles illustrent les fonctionnements lors de crues majeures. Les comparaisons diachroniques des MNT LiDAR entre juin et octobre 2013 montrent en effet, qu'il n'y a pas de changements géomorphologiques significatifs. Ceci montre que la morphogénèse des marges proglaciaires, et plus généralement des torrents proglaciaires, n'est pas dirigée par les régimes hydrologiques normaux mais par les événements de haute intensité et de basse fréquence. Une approche avec une résolution temporelle plus fine permettrait de confirmer nos observations. Cette situation reflète un certain niveau de déficit sédimentaire puisque, malgré la disponibilité apparente des sédiments, les cours d'eau ne paraissent pas morphogènes.

Les trois plus grands systèmes glacio-torrentiels de la vallée de Chamonix présentent des caractéristiques propres, tant dans leur organisation du réseau hydrographique que leurs aménagements anthropiques qui semblent primer sur les traits généraux induits par le retrait glaciaire. Il est nécessaire de prendre en compte ces spécificités afin de comprendre pourquoi les torrents de la vallée de Chamonix fonctionnent différemment. Une approche plus globale est possible en cherchant ailleurs dans les Alpes, ou dans le monde, des systèmes ayant des caractéristiques similaires ; par exemple suivant le type de glacier (de vallée, de cirque, de versant).

7.2.2 Une morphogénèse torrentielle en diminution depuis la fin du PAG

Le principal résultat de l'étude menée sur l'évolution des torrents proglaciaires de la vallée de Chamonix est que leur activité géomorphologique diminue. Cette baisse de la torrentialité s'appuie, en premier lieu, sur les résultats acquis sur les dynamiques actuelles ; ceux-ci montrent que l'essentiel des matériaux provient de la remobilisation des dépôts torrentiels en fond de vallée. La part des volumes érodés dans la marge proglaciaire par rapport au volume total érodé durant les crues d'août 2014 est de 50% pour l'Arveyron d'Argentière et de 10% pour le torrent de la Creusaz. Ils montent à 60% pour l'Arveyron de la Mer de Glace bien que la marge proglaciaire soit, dans son cas, totalement déconnectée de l'aval du système (cf. captage hydroélectrique) De ce constat, il ressort que les marges proglaciaires fournissent peu de matériaux aux torrents étudiés. Cela se traduit par une incision de ceux-ci et une contraction de leurs bandes actives. Cette situation est révélatrice d'un déséquilibre entre les apports solides et liquides (Lane, 1954) que nous attribuons en partie à la diminution de la fourniture sédimentaire.

La diminution de la torrentialité relevée par notre étude semble se traduire également sur un pas de temps plus long et sur l'ensemble des torrents proglaciaires de la vallée de Chamonix. Leur activité est actuellement bien en deçà de ce qu'elle était au PAG. Ainsi, grâce à la baisse de l'activité torrentielle la rive gauche de la vallée de Chamonix, hostile durant le PAG, a depuis, peu à peu, été urbanisée, même s'il a fallu, parfois l'appui de travaux de correction torrentielle. La baisse de l'activité des torrents depuis la fin du PAG semble attribuable au retrait des glaciers. En effet, les réseaux hydrographiques en tête de bassin se contractent et sont de moins en moins enclins à remobiliser des sédiments. Ces résultats entrent donc en contradiction avec les hypothèses que le volume sédimentaire libéré par le retrait glaciaire entraîne une augmentation de la fourniture solide des torrents. Au contraire, l'incision actuelle des torrents provient d'un changement dans l'équilibre entre les apports liquides et solides Mais le retrait glaciaire n'est pas la seule explication de la diminution de l'activité torrentielle proglaciaire dans la vallée de Chamonix.

Actuellement la situation de la fourniture sédimentaire de deux des plus grands torrents de la vallée résulte des actions humaines. Le déficit sédimentaire sur l'Arveyron de la Mer de Glace est entretenu par le captage qui déconnecte le torrent de sa tête de bassin, dans la marge proglaciaire. La morphogénèse torrentielle est donc largement impactée puisqu'elle relève principalement de l'érosion du chenal de l'Arveyron et de ses berges. Les laves du torrent de la Creusaz, elles, s'initient par l'érosion régressive qui s'opère dans d'anciens dépôts torrentiels dans les gorges. Cette érosion est elle-même causée par l'endiguement et la chenalisation du torrent à proximité du tunnel du Mont Blanc. Dans une moindre mesure, l'Arveyron d'Argentière voit également ses dynamiques sédimentaires modifiées par le prélèvement d'une partie de ses eaux vers le complexe hydroélectrique d'Emosson.

La morphogénèse torrentielle est également altérée par les actions directes sur le torrent, comme les nombreux travaux de correction torrentielle qui limitent l'extension spatiale des lits et les curages récurrents (de l'ordre de 15 000 m³/an). L'organisation même du réseau hydrographique est parfois modifiée du fait des aménagements. C'est le cas par exemple du torrent des Aillires qui conflue désormais avec l'Arveyron d'Argentière plutôt que l'Arve afin d'éviter qu'il ravine une piste de ski.

De manière plus générale, la morphogénèse torrentielle dans la vallée de Chamonix a connu une métamorphose fluvio-torrentielle qui peut être décrite en deux phases (Fig. 7.4). La première s'initie à la fin du PAG et se poursuit jusqu'à milieu du 20^{ème} siècle. La dynamique sédimentaire diminue du fait du retrait des glaciers. Elle est néanmoins ponctuée de crues majeure, comme celle de septembre 1920 sur l'Arveyron de la Mer de Glace. Les actions humaines, participent également à la diminution de l'activité torrentielle, mais leur signal est noyé dans celui, plus important, du retrait glaciaire. Après la seconde guerre mondiale, la mécanisation, la pression foncière croissante dans la vallée de Chamonix

et la réalisation de grandes infrastructures routières (tunnel du Mont Blanc) ou hydroélectriques, initient une nouvelles séquence de diminution de l'activité torrentielle. Cette fois ci, c'est le signal du retrait glaciaire qui est noyée dans celui des activités humaines qui est aujourd'hui le principal forçage sur la fourniture sédimentaire des torrents proglaciaires de la vallée de Chamonix.

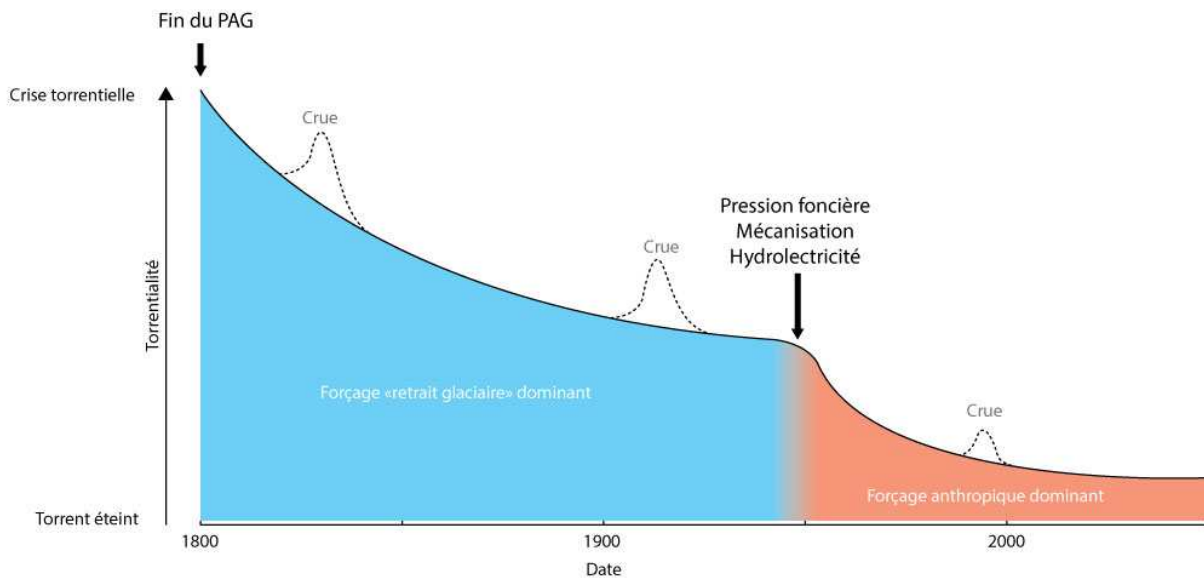


Fig. 7.4 Evolution de la torrentialité proglaciaire dans la vallée de Chamonix adapté de Ballantyne (2002)

La métamorphose fluvio-torrentielle de la vallée de Chamonix peut être replacée dans le contexte plus général de celui de la diminution de l'activité fluviale de la plaine alluviale de l'Arve dans sa moyenne vallée, à l'aval de Passy (Peiry, 1988). L'Arve a connu un accroissement de sa dynamique fluviale au cours du PAG, dont l'augmentation de la fourniture sédimentaires par les affluents glaciaire depuis la vallée de Chamonix, serait une des causes. Nos travaux permettent de confirmer et d'expliquer les raisons des forts apports sédimentaires au cours de cette période. La fin du PAG a signifié, *a contrario*, une première diminution de la morphogénèse de l'Arve qui a été renforcée également par le développement de l'endiguement. La rivière a ensuite connu, à partir de la deuxième moitié du 20^{ème} siècle, une phase d'incision marquée dans les tronçons non-endigués, qui retranscrit de profondes perturbations des apports sédimentaires induites par les aménagements. Les trajectoires géomorphologiques proches de l'Arve dans sa plaine alluviale et des torrents proglaciaires de la vallée de Chamonix sont concordantes. Elles résultent à la fois des forçages climatiques et des trajectoires territoriales qui ont accru les pressions humaines sur les milieux montagnards.

Le postulat de départ que nous avons posé sur les variations des dynamiques hydromorphologiques, s'avère biaisé, puisqu'il ne repose pas uniquement sur le lien avec le retrait des glaciers. Il est, par ce fait, difficile d'anticiper les trajectoires géomorphologiques à venir des torrents proglaciaires uniquement par l'entrée du «retrait glaciaire». Il est nécessaire de prendre en compte les actions humaines qui elles-mêmes dépendent de facteurs politiques et économiques qu'il n'est pas possible de prévoir. Néanmoins, la vallée de Chamonix n'est pas le seul territoire où les systèmes torrentiels proglaciaires sont largement touchés par les activités humaines. Nos résultats pourraient alors être mis en perspectives avec, par exemple, les cas des systèmes du Valais (Suisse) ou, dans une moindre mesure, de la Maurienne (France), où de nombreux captages proglaciaires servent à la production d'hydroélectricité.

7.3 Comment la connaissance du fonctionnement actuel et passé des torrents permet d'établir des scénarii futurs

7.3.1 Des grands systèmes qui devraient peu évoluer

Au sein des trois grands systèmes que nous avons étudiés, les glaciers vont continuer de se retirer dans les décennies à venir. L'analyse fine de leurs dynamiques actuelles mais aussi passées, croisée avec les connaissances scientifiques déjà existantes nous autorise à proposer différentes hypothèses quant à leur avenir géomorphologique.

L'Arveyron d'Argentière ne devrait pas connaître de bouleversements majeurs. Le front du glacier se retire actuellement dans des gorges qui marquent un verrou ponctuel. Un ombilic, où prend place actuellement le glacier régénéré, s'ouvre en amont des gorges. On peut raisonnablement penser que le glacier d'Argentière devrait se retirer dans cet ombilic durant les prochaines décennies. Cet élargissement de la vallée représente également un nouvel espace de stockage qui pourrait limiter la fourniture sédimentaire à l'aval. De plus, les moraines latérales présentes dans l'ombilic semblent représenter de faibles volumes. La fourniture sédimentaire devrait être, néanmoins, assurée par l'important couvert détritique du glacier régénéré.

Il est fort probable que **l'Arveyron de la Mer de la Mer de Glace** ne subisse pas non plus de changements majeurs dans les prochaines décennies. Le recul du front de la Mer de Glace a été modélisé par Vincent *et al.* (2014) (Fig. 2.6). Le retrait glaciaire va s'opérer dans un contexte géomorphologique similaire à celui d'aujourd'hui. L'activité se concentrera sur la rive droite, dominée par la moraine. Nous pouvons également avoir une idée de l'évolution des formes que nous avons étudiées dans l'actuelle marge proglaciaire :

- les lacs Emeraudes vont se combler progressivement. Leur évolution probable a été détaillée dans la partie 6.2.3. (*supra*) Le comblement total de la dépression lacustre ne devrait pas intervenir avant 2035 ;
- les cônes des torrents du Nant Blanc et du Nant des Glands Montets augmenteront de taille tant que les matériaux facilement érodables dans la moraine seront disponibles. Une fois le stock sédimentaire épuisé, son activité devrait diminuer et se limiter aux plus faibles apports depuis la marge proglaciaire du Nant-Blanc ;
- les ravines les plus anciennes vont se stabiliser progressivement, notamment celle à l'amont immédiat des gorges où le lit rocheux est déjà largement apparent ; la quantité de matériaux disponible y est désormais limitée. La découverte du substratum rocheux, plus raide et surtout plus lisse que la moraine, pourrait par ailleurs rendre l'accès au front de la Mer de Glace par la rive droite et le belvédère du Chapeau compliqué. En pied de versant, la végétation est amenée à se développer progressivement.

Néanmoins, cet « avenir » stable de l'Arveyron et de la marge proglaciaire de la Mer de Glace est soumis à la continuité de l'exploitation du captage sous-glaciaire dans des conditions similaires à l'actuelle. En cas de reconnexion hydrologique de la marge proglaciaire, des changements importants pourraient se produire. Ils sont abordés dans la partie 7.3.2. (*infra*)

Enfin, le devenir des systèmes des **torrents des Bossons, de la Creusette et de la Creusaz** sont les plus aléatoires. Le torrent des Bossons sera le plus impacté par le retrait du glacier. A terme, il est condamné à disparaître, coupé de son alimentation glaciaire, et le paysage de sa marge proglaciaire se fermera avec le développement rapide de la végétation. Les conséquences sur le torrent de la Creusaz

sont nettement moins claires. Il est fort probable que le torrent ne sera pas fortement impacté par le retrait glaciaire durant les prochaines décennies encore. Néanmoins, en l'absence de connaissance réelle de l'organisation du réseau hydrographique sous-glaciaire et de modélisation sur le retrait du glacier des Bossons, il est difficile d'établir un scénario précis. Enfin, si les crues du torrent de la Creusaz sont à l'avenir toujours générées par des débâcles glaciaires, les laves pourront se produire avec une intensité et des volumes similaires tant que les gorges ne seront pas entièrement purgées. Le volume de matériaux disponible restant dans les gorges est difficile à évaluer. On peut toutefois estimer qu'au moins plusieurs laves de même intensité que celle qui s'est produite durant l'été 2014 pourront encore se former.

La connaissance que nous avons pu acquérir sur les torrents proglaciaires de la vallée de Chamonix ne nous permettent pas de tabler sur une augmentation à venir de la fourniture sédimentaire. Néanmoins, un point critique retient notre attention, mais il n'est pas lié directement au retrait glaciaire.

7.3.2 Le court-circuitage de la marge proglaciaire de la Mer de Glace, un point critique ?

Les scénarii que nous avons établis sur l'ensemble des torrents ne mettent pas en exergue une augmentation de la torrentialité, mais un point critique ressort néanmoins. Il est lié au fait que la marge proglaciaire de la Mer de Glace n'a pas connu de crue depuis la mise en service de la station hydroélectrique des bois, en 1973. En cas de remise en eau de ce tronçon, la quantité de matériaux qui pourrait être remobilisée engendrerait une augmentation de la fourniture sédimentaire à l'aval. La survenue d'une crue au front de la Mer de Glace n'est pas un scénario fantaisiste. L'emplacement du captage actuel devrait se retrouver à l'air libre d'ici 2025. Dès lors, suivant la nature des travaux, le fonctionnement hydrologique de l'Arveyron pourrait changer. Le fonctionnement pourrait rester similaire, avec une capacité de la dérivation permanente qui resterait similaire (80 à 90 m³/s). Il pourrait également devenir plus classique, avec une capacité de captage maximal équivalent à la capacité de turbinage (15 m³/s). Dans ce cas là, lorsque l'Arveyron de la Mer de Glace serait en crue, celle-ci toucherait également le tronçon actuellement court-circuité.

Dans la marge proglaciaire, le point critique est l'entrée des gorges (Fig. 7.5). En effet, le ravinement de la moraine latérale droite de la Mer de Glace a ici déposé une quantité énorme de matériaux qui n'ont jamais été repris par l'Arveyron de la Mer de Glace. Ces matériaux se sont déposés dans une pente très raide (~33°) où le lit est également très confiné par les parois des gorges. En cas de crue, les matériaux pourraient être remobilisés par érosion régressive, ce qui pourrait déstabiliser même les blocs d'écroulement les plus gros. Il est alors complexe de déterminer le volume sédimentaire disponible tant les scénarii de l'érosion régressive peuvent être nombreux et sont uniquement spéculatifs (Fig. 7.5). L'évaluation du volume est d'autant plus compliqué que si le fond de vallée s'abaisse, il modifierait les conditions d'équilibre de la moraine latérale droite de la Mer de Glace, contribuant ainsi à recharger à nouveau le torrent. Les ordres de grandeurs du volume potentiellement remobilisable varient donc de plusieurs dizaines de milliers à plusieurs millions de mètres cubes, en fonction des différents éléments qui pourraient fixer le profil en long, comme le dépôt d'écroulement. Le *glissement* des sédiments à l'entrée des gorges pourrait également être suffisamment important pour obstruer la sortie de la dérivation permanente et faire perdurer la situation, puisque le curage des gorges ne pourrait être envisagé qu'au prix de moyens techniques pharamineux. Ce dernier scénario avait été envisagé par EDF après la crue de 1996 (Frison-Roche et Négros, 1996).

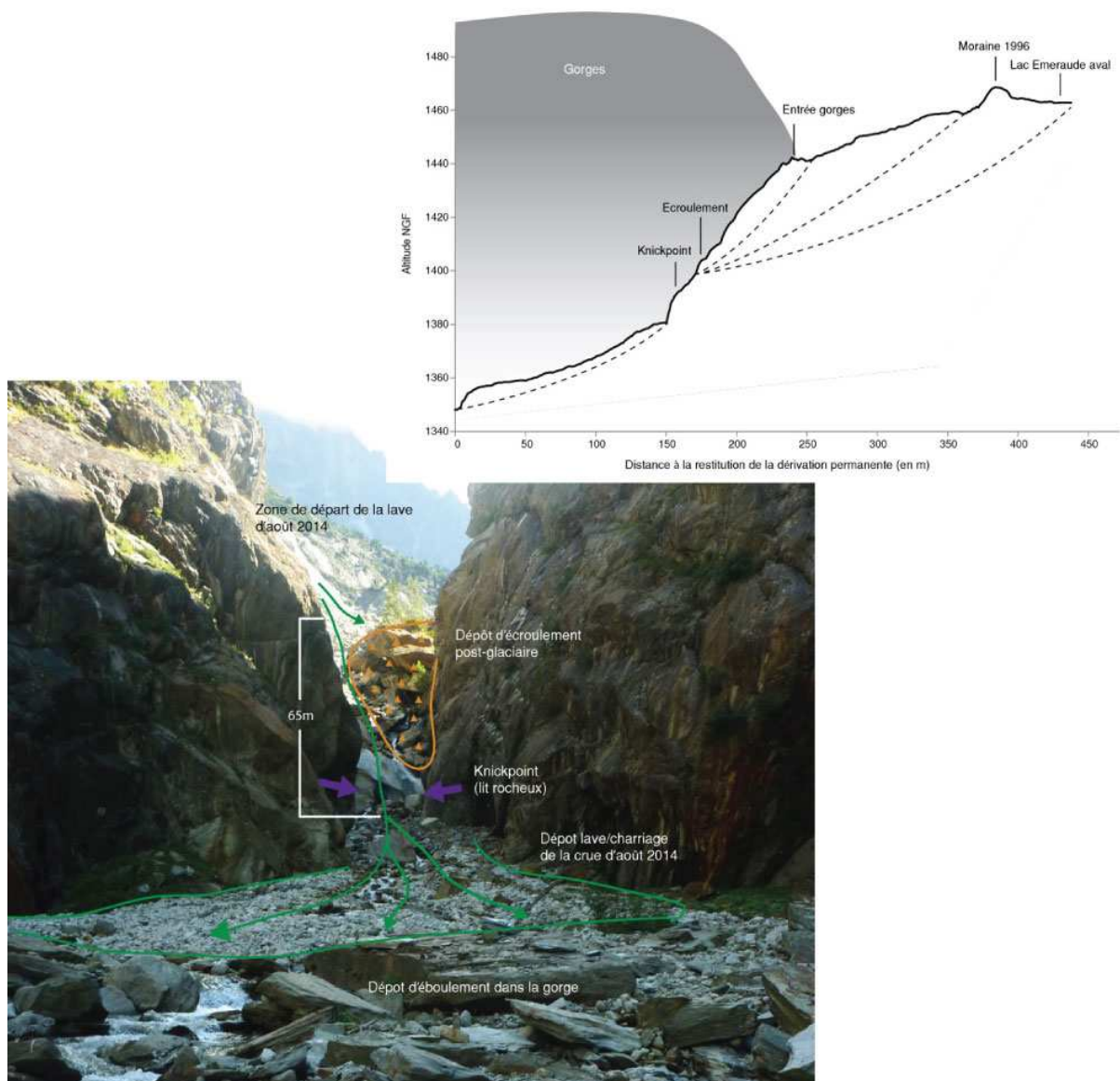


Fig. 7.5 L'entrée des gorges du mauvais pas : (1) profil en long et projection des différents scénarii envisageables ; (2) volume sédimentaire « suspendu » à l'entrée de gorges.

Nous avons, dans le chapitre 4, exprimé le fait que très peu d'études se sont tournées sur les problématiques des tronçons court-circuités en milieu torrentiel. Deux exemples récents et frappants, même si les volumes en jeu sont bien moindres, existent néanmoins à proximité de l'Arveyron de la Mer de Glace. Le torrent de Barberine, émissaire du lac d'Emosson est court-circuité depuis la construction du barrage (1967). Il n'est alimenté que par un débit réservé, puisque les eaux de la retenue sont turbinées. Il n'a donc pas connu de crues. La première vidange du réservoir, depuis la construction du barrage, en 2012, a généré une crue artificielle qui a remobilisé un dépôt d'éboulis situé directement dans le lit du torrent, en rive gauche, à l'aval immédiat du barrage. Les conséquences à l'aval ont été impressionnantes. Un tronçon en gorge a vu notamment toutes ses vasques profondes de plusieurs mètres être totalement remplies. La source sédimentaire (le dépôt gravitaire) n'ayant été entamée que très partiellement, une nouvelle crue aujourd'hui provoquerait *a minima* les mêmes effets. Il s'est également produit un phénomène similaire lors de la remise en eau du tronçon court-circuité de l'Arve au niveau du glissement des Posettes, en amont du village du Tour.

La problématique des tronçons torrentiels court-circuités, tel que nous l'avons abordé, est spécifique aux milieux de montagne car la production sédimentaire crée des stocks sédimentaires importants qui peuvent être remobilisé lors de la remise en eau du torrent. Elle est différente de celle des cours d'eau court-circuités de plaine qui ne possèdent pas de processus de recharge sédimentaire. Cette problématique mériterait d'être mieux étudiée car elle n'est pas spécifique à la vallée de Chamonix. Les vallées de la Maurienne, de Tarentaise ou du Valais suisse sont également fortement impactées par les prélèvements d'eau.

7.3.3 Vers l'extinction des petits systèmes ?

Les grands systèmes focalisent l'attention. Néanmoins, la vallée de Chamonix possède également de nombreux torrents issus de petits glaciers et arrivant jusqu'en fond de vallée. Leur avenir n'en n'est pas moins important puisque la surface de leurs bassins versants représente 30% de la surface totale des bassins versant des torrents proglaciaire de la vallée de Chamonix.

Le sort de ces petits systèmes leur est très probablement peu favorable. Nous avons, en effet, observé la déconnexion plus ou moins progressive, depuis la fin du PAG, des torrents avec les glaciers qui les alimentaient. Ces torrents se sont éteints, comme le torrent de la Pendant ou le torrent de la Corruaz. La suppression de l'alimentation glaciaire d'autres torrents va, dans un futur assez proche, également s'effectuer par la disparition des petits glaciers dont la LEG est basse (Zemp et *al.*, 2006). Les débits de ces torrents, qui étaient alors soutenus par la fonte glaciaire, diminuent (Terrier et *al.*, 2015). Les effets de l'amenuisement rapide des volumes de glace se font déjà ressentir. Le cas du torrent du Groumot est particulièrement éloquent (Fig. 7.6). Les explorations que nous avons menés dans ses gorges montrent un torrent qui n'est plus du tout actif. Le 14 septembre 2014, le torrent était totalement tari alors que la température moyenne était de 15,1 °C. Les gorges sont remplies de blocs très anguleux que le torrent du Groumot n'est plus en mesure d'exporter, très probablement de fait de la diminution des débits. Nous avons également exploré les gorges de l'affluent du torrent des Favrandes provenant du glacier des Pèlerins (Fig. 7.6). De façon similaire, le lit du torrent est remblayé de matériaux provenant de la décohesion des parois. Le lit rocheux, sur les chutes d'eau, est également couvert de mousses et lichens, traduisant un transport solide très limité, voire inexistant.

Ces observations sont corroborées par celles effectuées hors du Massif du Mont Blanc, lors de l'exploration des gorges du torrent des Plattières (Fig. 7.6) alimenté par le glacier nord de la Glière dans le Massif de la Vanoise. Le débit n'excédait par 5 l/s durant une journée où les températures maximales ont dépassé 20 °C. Les gorges présentent les mêmes traits géomorphologiques, indicateurs d'une diminution de la capacité à évacuer les matériaux, que celles du torrent du Groumot : le lit rocheux du torrent est partiellement couvert de blocs anguleux provenant de la décohesion des parois de la gorge que le torrent n'est pas en mesure d'exporter.

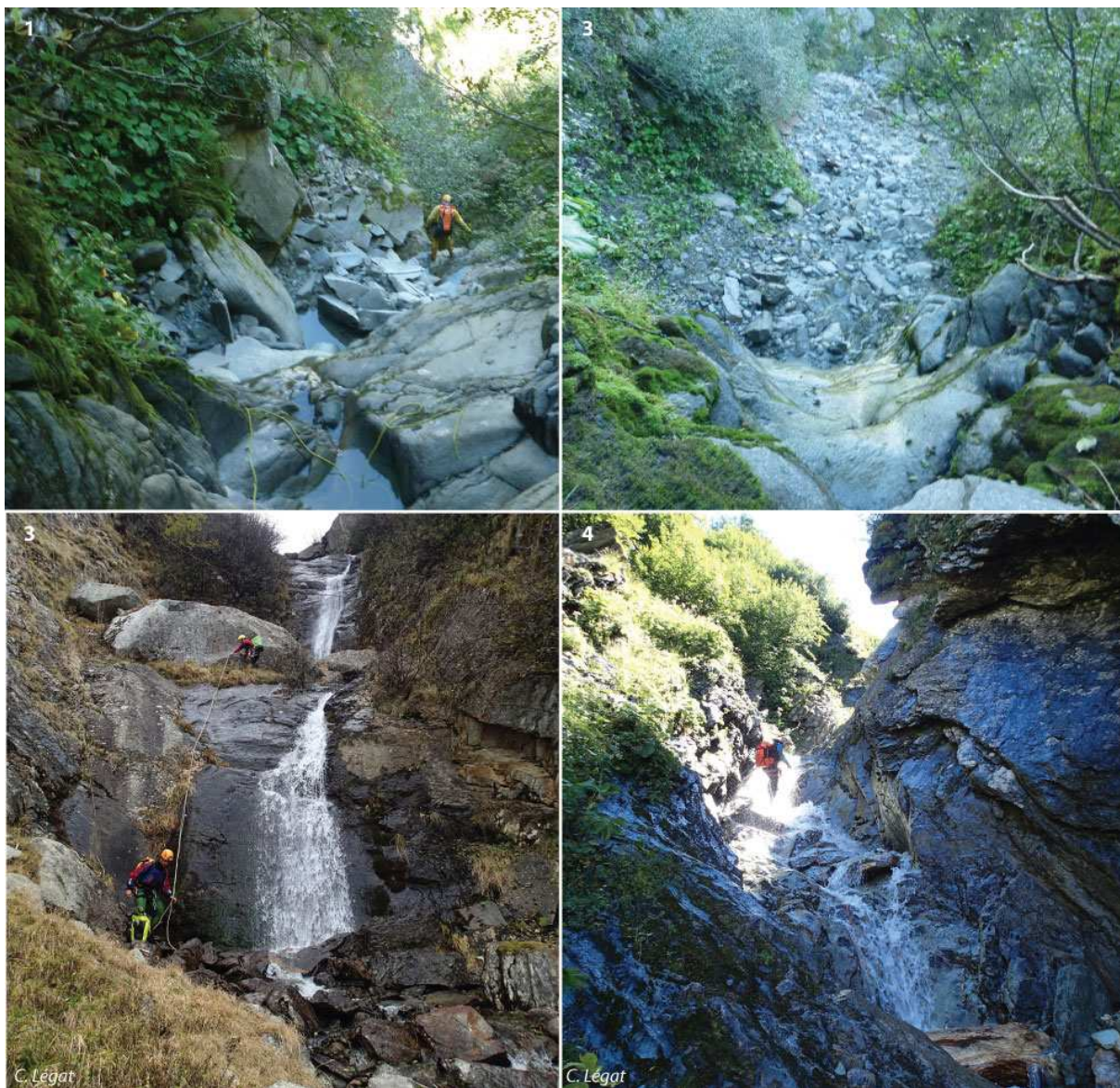


Fig. 7.6 L'extinction de torrents proglaciaires, le remplissage colluvial des gorges : (1) et (2) gorges du torrent du Groumot le 14/09/2014 ; (3) les gorges de l'affluent du torrent des Favrandes provenant du glacier des Pèlerins, le 24/10/2015 ; (3) les gorges du torrent des Platière, massif de la Vanoise, le 22/08/2015.

Il semble donc que la disparition de l'activité géomorphologique des petits systèmes torrentiels proglaciaires soit principalement causée par la diminution des débits que soutenaient les glaciers. Certains torrents ont alors pu avoir une activité torrentielle disproportionnée en rapport à la taille de leur bassin versant. Désormais, ils retournent dans une situation *normale* où l'intensité des évènements hydrologiques est bien moins importante de ce qu'elle a pu être.

La connaissance des systèmes torrentiels issus de petits glaciers n'est pas négligeable pour comprendre la modalité de l'extinction de l'activité torrentielle, d'autant plus que si le massif du Mont-Blanc est dominé par ses grands glaciers, d'autres massifs, comme ceux du Haut-Giffre, de la Vanoise ou, dans une moindre mesure, des Ecrins portent essentiellement l'empreinte de petits glaciers.

7.4 Le retrait glaciaire sous l'angle du système torrentiel

7.4.1 Comment aborder le système torrentiel proglaciaire ?

Notre objectif initial était d'aborder les conséquences géomorphologiques du retrait glaciaire dans les zones à enjeux, c'est-à-dire près des zones urbaines et des confluences, situées en fond de vallée. Bien que Knight et Harrison (2014) aient souligné la difficulté de cette démarche, parce qu'elle s'éloigne des marges proglaciaires, il était nécessaire de l'aborder sous cet angle. Pour cela nous avons choisi d'adapter l'approche des systèmes torrentiels aux spécificités glaciaires. Seuls quelques auteurs, dont on peut citer Viollet le Duc (1876), ou plus récemment Cossart (2014), ont amorcé un travail dans ce sens, en reprenant un certain nombre de codes de l'analyse torrentielle appliqués aux espaces désenglacés. D'autres travaux récents comme ceux de Carrivick *et al.* (2013), Geilhausen *et al.* (2013) ou encore Baewert et Morche (2014) s'attachent également à envisager les conséquences du retrait glaciaire au cours du 20^{ème} siècle à l'aval des vallum du PAG, mais dans des secteurs généralement encore proches des fronts glaciaires et peu impactés par les activités humaines.

Cette démarche diffère avec celles souvent utilisées pour comprendre l'impact du retrait glaciaire, comme celles de l'école du *paraglaciaire*. En effet, la plupart des études adoptent une démarche que l'on peut qualifier de *descendante*. C'est-à-dire que le glacier et les espaces qu'ils libèrent sont au centre de l'attention. Lorsque les unités glacio-torrentielles sont topographiquement bien distinctes, cette démarche est aisée. Or, nous avons mis en avant la complexité du réseau hydrographique et l'ampleur de son évolution dans le massif du Mont-Blanc. L'hydrologie glaciaire s'apparente, en effet, à celle du karst (Hantz, 1981 ; Jobard, 2005) – et l'on parle parfois de cryokarst – où les écoulements ne sont pas régis uniquement par la topographie superficielle. En conséquence, un glacier peut avoir plusieurs émissaires. Par exemple, le glacier des Bossons possède trois émissaires, et le glacier des Nantillons alimentait le torrent de Blaitière durant le PAG. Dans le cas de la vallée de Chamonix, où les systèmes glacio-torrentiels sont parfois interconnectés, cette approche est complexe à mettre en œuvre. Nous avons préféré adopter une démarche *ascendante*. Le torrent est étudié depuis l'aval, c'est-à-dire depuis la confluence avec le cours d'eau principal (ici l'Arve) en remontant en direction de l'amont. Les torrents et les zones d'enjeux humains restent au centre des recherches. Cette démarche permet par exemple de souligner plus fortement l'extinction de certains torrents avec le retrait glaciaire, comme le torrent de la Corruaz, ou bien d'émissaires secondaires des glaciers des Bossons et de la Mer de Glace.

La principale difficulté de cette démarche est que la présence d'un glacier dans le bassin versant bouleverse les modèles habituellement utilisés – bassin de réception, zone de transit et cône – pour étudier un torrent. Il est alors nécessaire de resituer ces trois entités fonctionnelles. Nous avons considéré la marge proglaciaire comme étant la zone de production sédimentaire du système torrentiel, tout en assumant que celle-ci pouvait être mouvante avec le retrait glaciaire. Néanmoins, sur une échelle temporelle plus courte, d'une vingtaine d'année, la marge proglaciaire, et donc la zone de fourniture, peut être définie comme plus stable et correspondre à l'espace désenglacé. La définition des cônes, c'est-à-dire l'exutoire du système, est, quant à elle, parfois difficile à appréhender. C'est par exemple le cas de l'Arveyron d'Argentière et de l'Arveyron de la Mer de glace qui ne possèdent pas de cônes, car ils n'ont pu se développer, défoncés par les avancées glaciaires au cours de l'Holocène.

La grille analytique du *paraglaciaire* pose dans notre cas un certain nombre de limites. Elle s'intéresse en effet aux espaces désenglacés sans pouvoir forcément les délimiter clairement, à la fois, dans le temps et dans l'espace. Le concept paraglaciaire s'attache particulièrement aux grands systèmes et n'apparaît pas forcément adapté aux spécificités alpines où les échelles spatiales sont bien plus

restreintes. Les concepts de l'évolution de la fourniture sédimentaire (Church et Ryder, 1972) ou de la disponibilité des sédiments (Ballantyne, 2002) ne sont en fait que très relatifs puisque les dynamiques sédimentaires d'un système torrentiel sont régies par des fonctionnements intrinsèques complexes. Par exemple, une situation de déficit sédimentaire peut engendrer une incision, donc une augmentation de la fourniture sédimentaire à l'aval. L'indicateur de la fourniture sédimentaire est donc trop complexe à aborder. C'est pourquoi nous avons préféré utiliser la torrentialité, c'est-à-dire la morphogénèse torrentielle, comme indicateur des conséquences géomorphologiques du retrait glaciaire sur les torrents. Cela s'est révélé bien adapté sur le terrain d'étude car il permet de s'affranchir d'un certain nombre de paramètres limitants comme la granulométrie, les modalités de transport des sédiments ou encore l'évolution de l'hydrologie. Ces paramètres sont en effet assez mal connus dans le massif du Mont-Blanc. Ainsi, la grille de lecture du paraglaciale se révèle au final peu adaptée pour les torrents proglaciaires alpins. Néanmoins le concept paraglaciale offre, quant à lui, des perspectives intéressantes, notamment sur les trajectoires géomorphologiques des espaces désenglacés.

La méthodologie d'analyse des torrents sous l'angle des concepts torrentiels a permis d'ancrer nos résultats dans une approche locale en travaillant sur différents systèmes torrentiels proglaciaires, puis en comparant leurs évolutions. Le massif du Mont Blanc est pour cela un cadre unique dans les Alpes françaises en offrant une variété inégalée de paysages glaciaires et proglaciaires, dont nous avons pu voir, notamment dans le chapitre 3, les conséquences sur des différentes dynamiques. Le contexte géomorphologique du retrait glaciaire influence les modalités de l'évolution du réseau hydrographique et de son potentiel de fourniture sédimentaire. Dans les chapitres 6 et 7, l'étude plus fine des dynamiques proglaciaire de la Mer de Glace et des glaciers d'Argentière et des Bossons a également souligné l'influence des traits géomorphologiques locaux sur les trajectoires à plus long terme. Il nous a donc fallu adopter une grille de lecture des torrents proglaciaires applicable à tous les systèmes de la vallée de Chamonix.

Notre démarche n'en possède pas moins certaines limites, notamment celle de considérer le glacier comme une boîte noire, c'est-à-dire que nous avons étudié uniquement les dynamiques sédimentaires à l'aval du glacier. Nous n'avons pu aborder les flux sédimentaires sous-glaciaires, supra glaciaire ou même intra glaciaire. L'excédent sédimentaire sur l'Arveyron de la Mer de Glace consécutif à la crue du 26 août 2014, que nous avons attribué aux apports sous glaciaires qui ont transité directement par la dérivation permanente, montre bien que ces apports doivent mieux être pris en compte, même si leur mesure est complexe. Cette question est au centre des travaux du laboratoire ISTERRE sur les torrents des Bossons et de Creusette. L'application de leur méthode aux autres torrents paraît inenvisageable sur le court terme du fait de la complexité de leur mise en place. Les flux sédimentaire supraglaciaires ont également été abordés par quelques courtes études, notamment sur l'augmentation du couvert détritique Mer de Glace (Deline, 2005 ; Martin, 2011). Enfin, nous avons, dans le chapitre 3, simplifié le réseau hydrographique aux seules eaux de fusion glaciaire. Or l'hydrologie des systèmes proglaciaire est en réalité bien plus complexe. L'organisation du réseau hydrographique intra, supra et sous glaciaire n'est souvent pas connu. L'apport des travaux de recherche en cours sur l'hydrologie et la prévision des crues à Chamonix, menés par les laboratoires du LGGE et du LTHE, permettront d'affiner nos analyses.

7.4.2 L'efficacité des processus de stockage dans les marges proglaciaires.

Le concept de connectivité est central pour comprendre les couplages entre les zones de production sédimentaire et les torrents. Il permet de mettre en avant spécifiquement les stocks sédimentaires qui sont en capacité de recharger les torrents. Dès lors, il ne s'agit plus d'aborder la marge proglaciaire comme étant un volume de matériaux pouvant amener le torrent dans une phase de crise torrentielle, mais d'essayer d'établir le niveau de couplage des espaces désenglacés avec le système torrentiel.

Cette démarche, basée essentiellement sur les analyses spatiales, permet de dégager des zones critiques de la fourniture sédimentaire. Elle permet, avec un raisonnement inverse, de souligner les découplages sédimentaires que nos travaux ont mis en avant dans les espaces désenglacés. Ces derniers offrent en effet deux types de pièges sédimentaires très efficaces :

- les cônes torrentiels, qu'ils s'initient dans des ravines ou qu'ils soient alimentés par des torrents affluents ;
- les formes fluvio-lacustres : les lacs, qui piègent la totalité des sédiments, et les sandurs, qui, bien que pouvant laisser transiter une partie des matériaux, fonctionnent comme des plages de dépôt très efficaces.

Nos observations sur la vallée de Chamonix vont dans le sens des études qui insistent sur l'inefficacité des couplages sédimentaires. Par exemple, une étude récente suggère de prendre les systèmes de ravines comme des puits sédimentaires (Larsen et *al.*, 2015). Les auteurs ont reconstitué les dynamiques sédimentaires d'un système de ravines sur le long terme, plus de 10 000 ans, et en ont conclu que les sédiments stockés sur le cône, à l'aval des zones de production, n'étaient en fait que très peu remobilisés. Les processus de stockage de tels systèmes sont alors tout aussi efficaces que les processus d'érosion. Nous avons pu observer l'efficacité de ces processus de stockage, en particulier dans la marge proglaciaire de la Mer de Glace. Le cas de l'apparition du cône du Nant Blanc en est un parfait exemple. Lorsque le glacier s'est retiré, le processus d'érosion/dépôt s'est mis en place très rapidement. Mais les sédiments qui étaient auparavant emportés par le glacier jusqu'à son front se sont retrouvés stockés sur place. En 5 années, le volume de sédiment remobilisé est conséquent – près de 70 000 m³ – mais il est resté *in situ*, au pied de la moraine. L'apparition du cône du Nant Blanc montre donc l'efficacité du piégeage sédimentaire que représente ce type de formes. Les autres processus d'ajustement des flancs internes des moraines latérales mettent également en évidence un fonctionnement similaire. Les espaces désenglacés, considérés comme des têtes de bassin, n'échappent donc pas à la règle plus générale de l'incapacité à exporter des sédiments des bassins versants (Walling 1983; Fryirs 2013; Cossart 2014).

Le retrait glaciaire participe en fait à la fragmentation des hydrosystèmes. En position avancée, la zone de fourniture sédimentaire est proche des zones de dépôts (Fig. 7.7). Les processus d'érosion/dépôt sont assez simples à discerner. Le retrait glaciaire segmente le système torrentiel en plusieurs zones de production et de pièges sédimentaires. De ce fait, il atténue les réponses géomorphologiques directes aux exutoires, c'est-à-dire au niveau des cônes en fond de vallée. En ce sens, la crue de septembre 1920 sur l'Arveyron de la Mer de Glace montre bien que les conséquences géomorphologiques, même d'événements très intenses, se sont limitées à l'espace récemment désenglacé, atténuant largement les effets morphologiques de la crue à Chamonix.

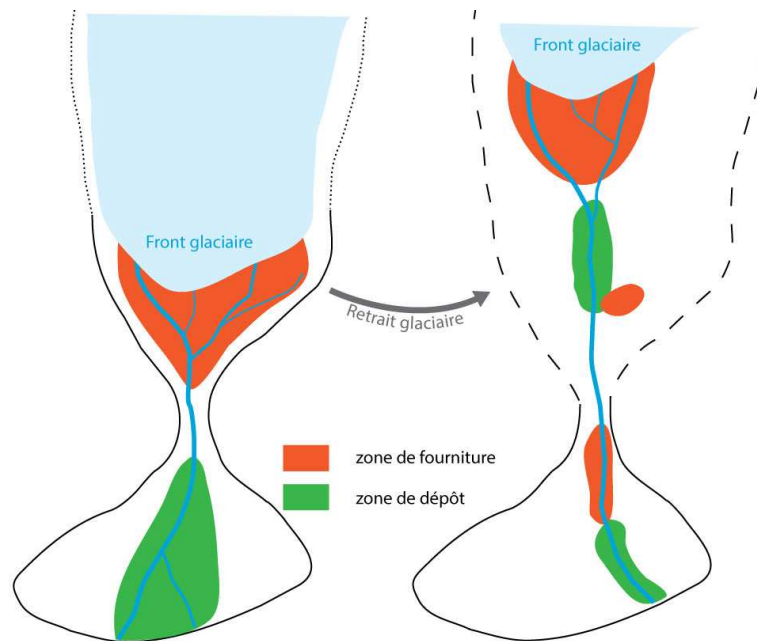


Fig. 7.7 Synthèse de l'évolution des zones de fourniture et de stockage sédimentaire avec le retrait glaciaire.

L'allongement des torrents proglaciaire est donc un indicateur simple de la fragmentation des hydrosystèmes. Il permet d'opposer le transport sédimentaire torrentiel au transport glaciaire. L'écoulement de la glace, même lent, est suffisamment compétent pour transporter des blocs de toutes tailles, jusqu'à son front, de manière continue (Fig. 7.8). De plus, la largeur du glacier permet la remobilisation de matériaux sur une surface large. Le transport par le torrent se concentre, quant à lui, sur un linéaire bien plus restreint. La compétence est également largement plus faible et le transport d'éléments morphogènes ne s'opère pas en continu, mais de manière peu fréquente, lors des épisodes de crue. La capacité, c'est-à-dire le volume total de sédiments, de transport du glacier, est donc plus importante que celle du torrent. Lorsque le glacier est dans une position plus retirée, la distance que doit parcourir les sédiments pour arriver aux zones d'enjeux (confluence ou fond de vallée) est, de fait, plus importante. Le niveau de connectivité sédimentaire avec le fond de vallée diminue alors. Le plus bel exemple de ce phénomène est l'apparition du cône du Nant Blanc qui ne pouvait se former auparavant car il était défoncé par le glacier. Les sédiments étaient donc exportés vers le front de la Mer de Glace. Quand le glacier s'est retiré, les sédiments ont été stockés au pied de la moraine, dans le cône, le Nant-Blanc n'ayant pas la capacité de les transporter plus à l'aval. La mise en perspective des flux sédimentaires glaciaires et torrentiel est donc un élément complexe, mais clé de la compréhension de la fourniture sédimentaire des glaciers aux torrents.

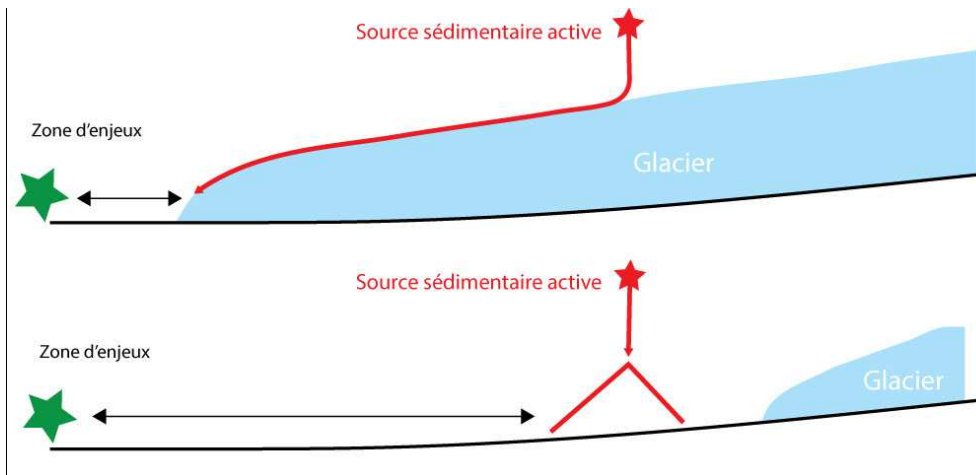


Fig. 7.8 Exemple des conséquences de l'allongement des torrents avec le retrait glaciaire sur le continuum sédimentaire.

Si ce raisonnement est vrai pour les sédiments grossiers transportés par charriage, il est différent pour les sédiments en suspension. Les matériaux fins ont besoin de beaucoup moins d'énergie pour être évacués. Ils sont donc facilement mobilisables par simple ruissellement lors de précipitations. Le glacier protège alors les volumes sédimentaires des écoulements superficiels. Lorsqu'il se retire les matériaux morainiques sont soumis aux précipitations et la fourniture de sédiments fins peut alors augmenter. Cependant, l'apparition de lacs proglaciaires peut piéger une bonne partie de ces sédiments fins qui y décantent (Geilhausen et *al.*, 2013). Le développement de la végétation, qui progresse parfois à un rythme élevé dans les marges proglaciaires, peut également participer à la stabilisation des versants, et par conséquent, à limiter le transfert des fractions granulométriques fines. La distinction entre les sédiments grossiers morphogènes et les sédiments fins est indispensable car ils ne remplissent pas les mêmes fonctions géomorphologiques. Ainsi, ces problématiques sont essentielles pour mettre en perspective nos résultats avec ceux obtenus par Arnaud et *al.* (2005) ou Wilhelm et *al.* (2013) sur les récurrences de crues provenant de cours d'eau proglaciaires dans les enregistrements sédimentaires lacustres.

Si l'efficacité des processus de stockage semble avérée, des situations de déséquilibre peuvent se produire. Ces événements, très ponctuels, sont les plus problématiques en termes de risques pour les populations locales, puisqu'elles rentrent en contradiction avec une tendance générale.

7.4.4 Le rôle inattendu des gorges comme source sédimentaire

Si le couplage sédimentaire des espaces désenglacés au système torrentiel est globalement faible, les gorges se révèlent être la principale source sédimentaire de plusieurs événements très morphogènes. Les gorges, et plus généralement les tronçons au niveau de confinement élevé, sont particulièrement enclins à remobiliser facilement d'importants volumes de sédiments. Généralement la pente y est forte et, par définition, la largeur du torrent limitée. Ces caractéristiques confèrent au torrent une capacité de transport très élevée. Les sédiments déposés au fond de la gorge peuvent être facilement exportés. Leur niveau de connectivité avec les cônes torrentiel est donc très élevé, en l'absence de pièges sédimentaires intermédiaires. Par exemple, Fort et *al.*, (2010) ont observé en Himalaya que le couplage des glissements se produisant directement dans les vallées étroites, avec les systèmes fluviaux, était très efficace. Les gorges sont néanmoins souvent décrites uniquement comme ayant un rôle de transit et non comme une source potentielle de sédiments (Fryirs et *al.*, 2007). En effet, le volume de sédiments y est largement limité, surtout si on les compare aux imposants édifices

morainiques, par exemple. De manière simplifiée, le volume sédimentaire disponible est inversement proportionnel au niveau de confinement.

Mais il peut arriver qu'un stock détritique d'un volume anormalement élevé y soit présent. C'est le cas lors de phase de transition géomorphologique, comme lors d'une phase de déglaciation. Les matériaux déposés dans les gorges du Mauvais Pas, puis remaniés par la crue du 25 septembre 1920 sur l'Arveyron de la Mer de Glace présentaient un volume conséquent. Nous avons, par ailleurs, interprété cet événement comme étant un ajustement aux conditions désenglacées.

La présence d'un important stock sédimentaire dans une gorge peut également être la conséquence d'un changement d'état d'équilibre dynamique, comme sur torrent de la Creusaz. Les matériaux glacio-torrentiels se sont accumulés dans les gorges. La construction des annexes du tunnel du Mont-Blanc à l'aval immédiat a modifié les conditions d'équilibre du torrent. L'érosion régressive se propage depuis les années 1960 dans ces gorges d'où s'initient de puissantes laves. Les laves continueront à se former tant que les gorges ne seront pas purgées.

Enfin leur analyse géomorphologique donne une bonne idée de l'état de l'équilibre sédimentaire. La présence de blocs provenant des parois supérieures est par exemple un bon indicateur de l'incapacité du torrent à évacuer les matériaux. Les cas des gorges du Mauvais Pas (Arveyron de la Mer de Glace) ou de celles du torrent du Groumot sont particulièrement éloquents. Les gorges, lorsqu'elles ont été purgées de leur couvert détritique et que le lit du torrent est au contact du lit rocheux, révèlent également des formes peu ou pas décrites dans la littérature scientifique. C'est le cas des systèmes vasque-ressauts que nous avons décrits dans la partie 7.2.1.

Les gorges sont néanmoins des milieux extrêmes à la fois par leur accès et par les processus qui y prennent place, qui rendent l'observation, la mesure et l'instrumentation très compliqués.

7.4.5 Le « problème » de la granulométrie

La granulométrie est un paramètre essentiel de la connectivité sédimentaire. Elle peut être un facteur limitant si elle est trop grossière et que le cours d'eau n'a pas la capacité à exporter les matériaux. Dans le cas du Massif du Mont Blanc, nous avons pu voir que la présence de blocs plurimétriques dans les torrents jouait un rôle majeur dans l'architecture géomorphologique des lits et dans l'évolution à long terme des profils en long, comme l'effet barrage observé par exemple au niveau des vallums morainiques. Or, cette étendue granulométrique ne se retrouve pas dans tous les systèmes glaciaires alpins. Par exemple, les moraines latérales du glacier de Gamchi (Oberland, Suisse), situé dans les séries sédimentaires, notamment calcaires, des Alpes externes, sont constituées de matériaux ne dépassant que très rarement 10 ou 20 cm (Fig. 7.9). En conséquence, les modalités de transport et d'érosion des sédiments y sont différentes.



Fig. 7.9 Granulométrie de deux moraines latérales : (1) le placage morainique d'Argentière à l'étendue granulométrique très hétérogène avec la présence de nombreux blocs plurimétriques ; (2) la moraine latérale droite du glacier de Gamchi (Suisse), à la granulométrie est homogène ~20/30 cm ; (3) Le lit de l'Arveyron de la Mer de Glace, récemment dégagé des glaces, composé de blocs plurimétriques.

La première conséquence de la différence de granulométrie relève de la compétence de transport fluvio-glaciaire. Les matériaux plus fins sont mis en mouvement plus fréquemment et sur des distances plus longues (Hooke, 2003). Par exemple, la faible fréquence d'évènements morphogènes dans le massif du Mont Blanc pourrait être liée à une granulométrie plus grossière. Aussi, il a été complexe de déterminer les fractions granulométriques morphogènes. D'autant plus que celles-ci semblent décroître avec la pente. Par exemple, les sédiments non morphogènes à la sortie des gorges

du Mauvais Pas peuvent l'être dans l'Arve où ils peuvent engraver le lit et faciliter les débordements au cours d'une crue.

Le *problème* de la granulométrie doit aussi être abordé dans le temps. Nous n'avons en effet pas évoqué la fréquence et l'intensité des processus hydrologiques à l'origine de la morphogénèse, car elle est complexe à aborder. Néanmoins, nous savons que pour les petits systèmes, l'influence des glaciers sur l'hydrologie va fortement diminuer voir disparaître (Terrier et *al.*, 2015). Or, l'intensité glaciaire des crues confère aux torrents une puissance disproportionnée en rapport à la taille de son bassin versant (Vivian, 1967). Parallèlement, la baisse de l'intensité des crues engendre des effets de seuils sur la connectivité des systèmes fluvio-torrentiels. En effet, si la puissance des crues est plus faible, elle limite la compétence de l'écoulement, et donc le couplage avec les classes granulométriques les plus grossières (Hooke, 2003). Le retrait et/ou la diminution des glaciers pourraient alors engendrer un découplage de type vertical selon la typologie de Fryirs et *al.* (2007), qui priverait la dynamique morphologique torrentielle de l'effet des éléments les plus gros. C'est par exemple ce que nous avons pu observer sur les torrents du Groumot ou des Favrands (Fig. 7.6).

En plus des modalités de transport fluvio-torrentiel, il semblerait également que la présence de ces blocs plurimétriques assurent la stabilité des édifices morainiques, en limitant l'action des processus de glissement ou l'initiation de coulées de débris qui sont parmi les causes principales de leur démantèlement (Haerberli et *al.*, 1989). Les lacs Emeraude ne sont pas menaçants en partie car le barrage semble être suffisamment robuste. Les conséquences de cette stabilité sont multiples mais participent toutes à la limitation de la fourniture vers l'aval. Nous avons par exemple soulevé le *knickpoint* que représentent les vallums morainiques du PAG dans les profils en long l'Arveyron d'Argentière et de l'Arveyron de la Mer de Glace alors que Cossart et Fort (2008) ont établi que l'effet de barrage sédimentaire ne pouvait être que temporaire si le torrent parvenait à inciser la moraine frontale. Nous avons pu également voir que les blocs erratiques, exhumés après la crue de 1920, participaient à la stabilité du lit de l'Arveyron de la Mer de Glace. Enfin, de très gros blocs se situent actuellement au front de la Mer de Glace (Fig. 7.9) et participeront sans nul doute à la stabilité future du lit de l'Arveyron.

La question de la granulométrie est complexe. Elle relève à la fois des problématiques de transport par les cours d'eau, mais aussi de la stabilité des édifices morainiques. Nous pensons que le faible niveau de connectivité des espaces désenglacés aux systèmes torrentiels dans le massif du Mont Blanc est en partie lié à la présence d'éléments très grossiers. La diminution de l'efficacité du couplage sédimentaire par la taille des particules est une problématique qui a peu été soulevée (Cossart, 2014) mais qui mériterait d'être approfondie à la fois par sur les conséquences sur le transport solide et sur les effets de barrages sédimentaires. Elle est en effet une réserve importante à la généralisation de nos résultats. Nous avons pu en effet donner un rapide exemple des différentes étendues granulométriques qui existent entre deux massifs. Ces différences relèvent de facteurs multiples. La géologie est très probablement déterminante, mais elle dépend aussi des processus de météorisation et de fourniture sédimentaire au glacier, car ce dernier ne modifie pas les caractéristiques granulométriques des matériaux qu'il transporte (Benn et Evans, 2014).

Le « problème » de la granulométrie interroge des concepts basiques de la géomorphologie et du transport solide, mais dont les connaissances sont parfois limitées alors qu'elles semblent être l'un des éléments d'explications fondamentaux des dynamiques géomorphologiques, en particulier celles qui opèrent dans les torrents et les marges proglaciaires.

7.5 De nombreuses perspectives de recherche

7.5.1 Poursuivre l'exploitation des données LiDAR

L'étude diachronique des données LiDAR permet d'affiner la connaissance des dynamiques sédimentaires actuelles à la fois dans les marges proglaciaire et sur les torrents chamoniards. L'effet sur plusieurs années des crues d'août 2014 sera ainsi évalué. Plusieurs acquisitions ont été effectuées en 2015 par différents organismes privés et publics sur les secteurs d'Argentière, Mer de Glace, Bossons et Griaz. Des campagnes de mesures GNSS pourraient également être effectuées pour tenter de recalibrer au mieux la campagne LiDAR de 2008 et pouvoir l'exploiter dans les têtes de bassin.

Il est nécessaire que la compétence sur l'utilisation des données LiDAR soit transmise et partagée à la fois aux laboratoires de recherche, mais aussi aux collectivités territoriales, notamment le SM3A, afin que l'acquisition des données et l'exploitation puissent perdurer le plus longtemps possible.

La multiplication des acquisitions LiDAR ne doit cependant pas occulter les limites techniques qui persistent. L'homogénéisation des protocoles précisés dans les cahiers des charges est une première étape nécessaire pour améliorer la qualité des acquisitions. Les données LiDAR apportent en effet un niveau d'information élevé et ses utilisations sont nombreuses et variées, mais l'analyse des comparaisons diachroniques des MNT LiDAR a montré que les sources d'erreur étaient encore nombreuses. Bien que l'exactitude des appareils de mesure – LiDAR et IMU – se soit considérablement améliorée et que le recalibrage des MNT ne soit plus nécessaire, les erreurs qui persistent proviennent surtout des protocoles d'acquisition et de traitement. Les acquisitions LiDAR sont pour la plupart effectuées par des prestataires et les cahiers des charges ne prennent parfois pas en compte certaines précautions nécessaires. Nous avons identifiés plusieurs points qui pourraient être facilement améliorés :

- la position du pivot GPS devraient être identique pour chaque acquisition. Cela permettrait de réduire encore les biais ;
- les zones d'enjeu dans des reliefs complexes doivent être ciblées au prestataire afin de limiter au maximum les effets de masque ;
- le filtrage obtenu des données doivent être plus satisfaisant.

Il pourrait également être intéressant d'avoir une réactivité plus élevée pour acquérir des données topographiques après des crues afin de répondre aux interrogations spécifiques des gestionnaires quant à l'entretien nécessaires de leurs ouvrages de correction, dont notamment les besoins de curage.

Enfin, parmi les différentes méthodes que nous avons utilisées, l'approche 3D offre des perspectives particulièrement intéressantes. Elle donne à l'opérateur une capacité d'analyse et de contrôle des données : calculer des volumes de cônes, de dépressions, etc., tout en pouvant ajuster le résultat en fonction d'une expertise géomorphologique. Un autre avantage de l'approche 3D est qu'elle s'affranchit d'une projection préférentielle. Dans un milieu aussi complexe que les marges proglaciaires, le 3D pourrait améliorer la qualité des résultats. En revanche, les outils informatiques ne sont actuellement pas encore suffisamment aboutis pour les utiliser de cette manière.

7.5.2 Reconstituer les dynamiques géomorphologiques passées pour mieux comprendre celles à venir

L'utilisation des photographies anciennes par *monoplotting* nous a donné des résultats quantifiés très intéressants. Le développement des outils de *monoplotting*, l'augmentation de la couverture du massif du Mont Blanc par des MNT à haute résolution, parallèlement aux publications récentes de collections photographiques jusque là inédites comme celles de Fontaine (2015), offrent des perspectives de

recherches prometteuses. Tout d'abord, elles pourraient améliorer la connaissance des fluctuations des petits glaciers comme ceux du plan de l'Aiguille. Ces photographies pourraient également permettre d'étudier l'évolution géomorphologique des torrents. Il serait, par exemple, possible d'obtenir les largeurs de bande active de l'Arveyron de la Mer de Glace jusqu'au milieu du 19^{ème} siècle.

La lecture des publications scientifique de la fin du 19^{ème} et du début du 20^{ème} siècle a également mis en lumière des collections de données scientifiques jusque là inexploitées. C'est le cas par exemple du suivi photogrammétrique du massif du Mont Blanc par Vallot (1922) dont on ne connaît actuellement ni son état, ni son lieu de stockage, ni même si les clichés n'ont pas été détruits.

Une étude rétrospective pourrait être menée afin d'établir précisément la fréquence des phénomènes de rupture de poches d'eau sous-glaciaires. Une telle étude pourrait également être menée à une plus large échelle et ferait écho aux recommandations de Huggel et *al.* (2004) sur la démarche méthodologique à avoir pour comprendre les ruptures de poches d'eau intra-glaciaires.

Enfin, la mise en place d'une base de données géomorphologique et cartographique, basée sur la nomenclature de l'IGUL qui fait référence dans les milieux de montagne, constitue une base de travail importante pour l'étude géomorphologique du massif du Mont-Blanc. Elle pourra être implémentée de manière collaborative pour aboutir, à terme, à une cartographie totale du massif du Mont-Blanc.

7.5.4 Vers des méthodes complémentaires pour comprendre la relation glacier/torrent

L'approche spatiale et topographique que nous avons menée est essentielle, nécessaire et doit perdurer. Cependant, l'application de méthodes d'hydraulique fluviale et torrentielle pourrait aider à l'avenir à mieux comprendre les processus de transport solide dans les torrents proglaciaires chamoniards. Cette approche distingue deux volets : d'une part, l'instrumentation des cours d'eau, afin de recueillir plus de données sur les débits et, d'autre part, la constitution d'une base de données granulométriques. Elle pourrait se baser sur des projets communs entre les différents organismes de gestion (SM3A, mairie de Chamonix), mais aussi universitaires (EDYTEM, ISTERre) ou privés (carrières, EDF, ATMB) qui ont tous intérêt à mieux connaître le fonctionnement sédimentaires des torrents.

Nous avons dû faire face à une lacune de données hydrologiques. Actuellement, tous les torrents de la vallée ne sont pas équipés de stations hydrométriques et la plupart de celles qui existent posent certains problèmes :

- la station de la passerelle sur l'Arveyron d'Argentière n'a pas enregistré la crue du 26 aout 2014. De plus, le pas de temps horaire de la mesure limite considérablement la capacité d'enregistrer des débits de pointe pouvant être causés par la rupture de petites poches d'eau durant un épisode de crue ;
- la station de la Mer de Glace ne mesure le débit qu'à l'aval des restitutions. Il serait nécessaire de mesurer les débits également dans le tronçon court-circuité au front du glacier et à l'aval de la restitution permanente ;
- beaucoup de torrents n'ont aucune station hydrométrique. C'est le cas notamment des torrents provenant du Plan de l'Aiguille. Leurs cônes se situent pourtant dans des zones où les enjeux sont maximums, c'est-à-dire à proximité du centre ville de Chamonix et du tunnel du Mont-Blanc.

Une instrumentation plus exhaustive des torrents proglaciaires du massif du Mont Blanc permettrait également de mieux comprendre les phénomènes de ruptures de poche d'eau, évoqués très largement dans les témoignages de crues. Elle serait cependant complexe à mettre en œuvre au regard des conditions extrêmes des sites (laves torrentielles et avalanches). L'étude sous cet angle du torrent de la Creusaz serait par ailleurs particulièrement intéressant et nécessaire. Depuis le 19^{ème} siècle, les témoignages évoquent une récurrence de l'ordre d'une rupture tous les 2 à 5 ans. Parallèlement, une

étude prospective pourrait être menée afin d'identifier le ou les sites de formation de la poche d'eau et les modalités de leur rupture. Une telle étude ne serait pas démesurée au vu des enjeux. La crue du torrent de la Creusaz le 6 août 2014 a provoqué la fermeture du tunnel pendant une journée. Avec un trafic moyen de près de 5000 véhicules/jour, la perte d'exploitation s'élève à plusieurs dizaines de milliers d'euros.

Nous avons évoqué la granulométrie. Elle offre deux perspectives de travail intéressantes. La première est complémentaire au point évoqué précédemment sur l'hydrologie des torrents. La constitution d'une base de données granulométriques, à la fois sur les torrents, mais aussi sur les sources sédimentaires permettrait d'affiner la connaissance des niveaux de connectivité en utilisant des équations de transport solide, même si celles-ci doivent être utilisées avec beaucoup de précaution pour des torrents à très forte énergie. L'étude géomorphologique, ici menée, était un préalable nécessaire afin de comprendre le fonctionnement général des torrents proglaciaires de la vallée. La deuxième perspective, consécutive à la première, serait de comparer les résultats des courbes granulométriques du massif du Mont Blanc à ceux d'autres massifs, aux caractéristiques géologiques différentes. Un tel travail est nécessaire avant de pouvoir généraliser les résultats de nos travaux.

7.6 Conclusions du chapitre 7

L'étude de l'effet du retrait glaciaire sur les torrents de la vallée de Chamonix nous a amené à des résultats contradictoires avec les hypothèses communément émises. D'un point de vue général, la torrentialité baisse sous l'effet combiné de la diminution des apports sédimentaires, du fait de l'efficacité des processus de stockage dans les espaces désenglacés, et des actions humaines, qui constituent désormais le principal facteur de contrôle des dynamiques torrentielles.

Nos travaux permettent de contribuer d'une part à la connaissance locale de l'évolution géomorphologiques des cours d'eau chamoniards. De l'autre, ils contribuent à la compréhension plus générale des effets du changement climatique et du retrait glaciaire.

Si nous avons souligné la faible quantité de travaux scientifiques sur les torrents proglaciaires de la vallée de Chamonix après les nombreuses publications autour des années 1900, nous espérons que les nombreuses perspectives qu'offrent notre travail suscitent un intérêt qui amènera à des études plus nombreuses.

Conclusions Générales

Les principaux résultats

L'objectif de nos travaux était de comprendre au mieux l'influence du retrait des glaciers sur la fourniture sédimentaire des torrents à l'aval, le tout dans le contexte d'une haute-vallée urbanisée des Alpes du Nord : la vallée de Chamonix. Les résultats acquis à travers différentes méthodes d'analyses spatiales et géomorphologiques et sur différentes échelles spatio-temporelles, soulignent deux points principaux :

- les torrents apparaissent moins actifs aujourd'hui qu'à la fin du PAG. Cette tendance est à rapporter aux effets combinés de la contraction du réseau hydrographique en tête de bassin et de l'efficacité des processus de stockage sédimentaires dans les espaces désenglacés. Cette tendance générale n'exclue pas des phénomènes extrêmes qui peuvent se produire lorsqu'il y a un déséquilibre géomorphologique trop important généré par le retrait glaciaire. Ces événements sont néanmoins très peu fréquents et leurs conséquences restent souvent locales. Les trajectoires hydromorphologiques de chacun des systèmes étudiés sont essentiellement liées à leur contexte glaciaire et aux héritages géomorphologiques qui leurs sont propres. La généralisation de nos résultats doit être maniée avec prudence ;
- depuis les années 1960/1970, l'évolution des dynamiques sédimentaires des torrents proglaciaires chamoniards est principalement le résultat du forçage anthropique : captages sous-glaciaires pour l'hydroélectricité, pression foncière et endiguement ou curages. L'évolution de la fourniture sédimentaire dans les prochaines décennies est, en conséquence, plus sensible aux politiques d'aménagement qu'aux conséquences du retrait glaciaire.

Ces conclusions relativisent fortement les hypothèses initiales portant sur une augmentation de la fourniture sédimentaire du fait de la mise au jour d'importants volumes de sédiments avec le retrait glaciaire. Le retrait glaciaire n'induit pas une augmentation des zones de fourniture sédimentaire mais tend à fragmenter les hydrosystèmes proglaciaires (Fig. 8.1). La perception du risque torrentiel porte l'attention sur des événements extrêmes dont la fréquence est peu élevée et ne reflète pas la tendance plus générale, relevée dans ce travail, d'une diminution de l'activité torrentielle. Dans ce contexte, il est délicat de projeter clairement les actions efficaces à appliquer pour diminuer le risque glacio-torrentiel, qui sont plutôt à mener au niveau des vulnérabilités socio-économiques (Nussbaumer et *al.*, 2014) que de la maîtrise de l'aléa.

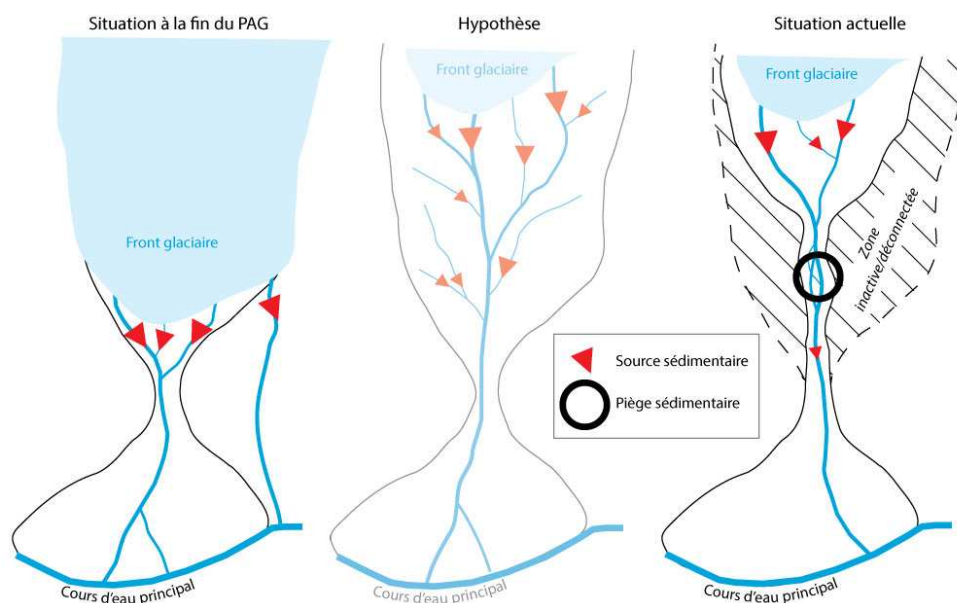


Fig. 8.1. Synthèse des conséquences du retrait glaciaire sur le système torrentiel

Les torrents, proglaciaires particulièrement, représentent un risque mais ils sont aussi l'expression de la dynamique exceptionnelle des milieux de montagne. A l'heure où l'on se désole du recul de la Mer de Glace et de ses congénères alpins, peu de regards sont portés vers l'aval, sur ces torrents qui sont le lien direct entre le front des glaciers se retirant et les populations alpines fixées au fond des grandes vallées. Tout autant que les glaciers ou le karst, ces cours d'eau mériteraient d'être mis en avant à la fois pour sensibiliser les habitants aux risques, mais aussi pour valoriser leur rôle géomorphologique, paysagers, hydrologique ou encore écologique.

Avancées scientifiques et méthodologiques

La recherche sur la relation contemporaine entre les glaciers et les torrents n'est pas nouvelle. Après de nombreuses publications à la fin du 19^{ème} siècle, elle a connu un déclin puis un regain d'intérêt depuis les années 2000, en particulier pour les systèmes alpins. Nos travaux s'inscrivent dans cette dynamique scientifique, avec la vallée de Chamonix et le Massif du Mont-Blanc comme remarquable terrain d'étude et particulièrement adapté à ce type d'analyse, tant pour la diversité morphogénique que pour les collections de données existantes. La compréhension des dynamiques géomorphologiques en lien avec le retrait glaciaire participe également aux connaissances plus générales sur l'évolution des flux sédimentaires en lien avec le réchauffement climatique, dont les connaissances restent actuellement limitées (Knight et Harrison, 2009). La contribution de nos travaux à ces recherches est de deux ordres :

- l'utilisation des outils analytiques classiques de la géomorphologie fluviale et torrentielle, adaptée aux spécificités des bassins englacés, permet d'aborder les conséquences du retrait glaciaire pour des zones à enjeux socio-économiques situés à plusieurs kilomètres en aval des fronts glaciaires. L'emploi d'indicateurs simples, de la cartographie géomorphologique et de la reconstitution des dynamiques fluviales à une échelle de temps historique, mettent en avant des résultats qui n'étaient pas jusque là formalisés, notamment l'ampleur de l'évolution du réseau hydrographique ;
- l'exploitation des données LiDAR permet de multiples applications. La comparaison diachronique de MNT, même si elle possède encore quelques limites techniques, permet d'aborder les flux sédimentaires à l'échelle du bassin versant en abordant la plupart des processus qui interviennent dans la morphogénèse de montagne, notamment gravitaires et fluviaux-torrentiels. Les résultats acquis montrent également que les progrès technologiques rendent leur utilisation accessible à plus de monde et facilitent les traitements. Les outils 3D, en offrant un contrôle direct de l'opérateur sur la donnée, offrent des résultats très prometteurs pour quantifier des formes. Dans ce sens, le croisement avec les remarquables collections photographiques disponibles sur la vallée de Chamonix, nous a permis de reconstituer un évènement datant d'un siècle.

Quels résultats pour les gestionnaires ?

Ce travail de recherche fournit des éléments qui peuvent aider les gestionnaires à adapter au mieux leurs politiques de gestion des matériaux solides, et plus généralement de gestion du risque dans la vallée de Chamonix.

Tout d'abord, la tendance de la diminution de la fourniture sédimentaire dans la vallée peut guider au mieux les opérations de curage ou de dimensionnement des plages de dépôts. Si le retrait glaciaire est

actuellement surtout perçu comme une menace, la diminution des apports solides soulève d'autres problématiques de gestion, comme par exemple la déstabilisation de certains ouvrages. Le torrent de la Creusaz, que traverse l'Autoroute du Mont-Blanc plusieurs fois, pourrait devenir le cours d'eau le plus impacté. Avant la crue du 07/08/2014, l'incision du torrent avait laissé, en effet, apparaître que le radier du pont de l'ATMB pouvait être déstabilisé. L'Arveyron d'Argentière et l'Arveyron de la Mer de Glace sont moins touchés car les blocs plurimétriques, et les endiguements rendent leur lit plus stable.

Cette tendance générale peut être ponctuée d'évènements intenses mais dont la fréquence est très basse. Les résultats sur le plus long terme montrent l'importance fonctionnelle des tronçons où peuvent s'épandre les crues. Or de nombreux endiguement ont été réalisés le long des torrents pour éviter leur divagation, parfois afin de protéger des zones à moins forts enjeux, comme les pistes de ski. Il est donc intéressant, voire nécessaire, de préserver ces zones d'épandage de crue, pour limiter les effets d'évènements de basse fréquence et haute intensité. Le SM3A commence à appliquer cette stratégie de gestion des cours d'eau. Par exemple, des endiguements fusibles ont été réalisés sur l'Arveyron d'Argentière après la crue du 24/08/2014. Le but est que le torrent ne puisse embarquer l'endiguement qu'en cas de crue importante. Il pourra alors dissiper une partie de son énergie dans un bras secondaire.

Nos résultats mettent également en avant l'importance des forçages humains sur les dynamiques géomorphologiques actuelles. Cette connaissance que les politiques actuelles et futures d'aménagements routiers, fonciers ou encore hydroélectrique ont bien plus d'impacts sur les torrents que le retrait glaciaire est primordiale. La collaboration des différents acteurs sera notamment un point clé de la gestion du risque.

D'un point de vue opérationnel, notre étude ne permet pas de répondre précisément à l'une des interrogations mise en avant au départ par le SM3A sur la pertinence du respect des profils d'équilibre établis après la crue de 1996 par des bureaux d'étude. Nous avons néanmoins pu observer que les volumes curés dans ces ouvrages de confluence sont faibles par rapports aux volumes sédimentaires totaux en jeu durant les crues d'occurrence décennale. D'autre part, nous avons pu mettre en évidence que la dynamique sédimentaire des torrents proglaciaires n'étaient pas régie par des dynamiques régulières. Les interventions ne sont utiles que ponctuellement, après les crues importantes. Les profils d'équilibre ne doivent alors pas être envisagés comme étant représentatifs d'un gabarit hydraulique, mais comme contrôlant le volume des plages de dépôts. Aussi, ces ouvrages, bien qu'ayant des conceptions similaires, ne fonctionnent pas tout à fait de la même manière. Celui de la Creusaz empêche totalement les sédiments de venir se déposer dans le lit de l'Arve alors que celui de l'Arveyron d'Argentière permet au torrent de fournir des matériaux à l'Arve.

Enfin, les gestionnaires peuvent tenir compte, mais au prix de beaucoup de précaution, des tendances futures que nous avons pu avancer. Même si celles-ci sont étayées par nos résultats sur les évolutions géomorphologiques contemporaines et plus anciennes des torrents, elles n'en gardent pas moins un caractère spéculatif centré sur deux années d'observations directes et sur les rétro-observations. Nous insistons tout de même sur le point sensible du volume sédimentaire, perché à l'entrée des gorges du Mauvais Pas sur l'Arveyron de la Mer de Glace, qui constitue, selon nous, un volume potentiellement remobilisable en cas de remise en eau du tronçon court-circuité.

Bibliographie

A

- Allix A.** (1922). Les glaciers des Alpes françaises en 1921. *Revue de Géographie Alpine* 10, pp. 325–333.
- Amelot, F., Coutterand, S.** (2006). Une identité géologique et géomorphologique à l'origine de nombreux aléas : le point typologique sur quelques catastrophes géologiques et glaciaires historiques. 4 p.
- Arnaud-Fassetta G., Cossart E., Fort M.** (2005). Hydro-geomorphic hazards and impact of man-made structures during the catastrophic flood of June 2000 in the Upper Guil catchment (Queyras, Southern French Alps). *Geomorphology* 66, pp. 41–67.
- Ashworth P.J., Ferguson R.I.** (1986). Interrelationships of Channel Processes, Changes and Sediments in a Proglacial Braided River. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 68, pp 361–371.
- Astrade L., Jacob N., Bravard J.-P., Alvarez C.** (1999). Dynamique sédimentaire d'un cours d'eau de montagne court-circuité : la haute vallée de l'Aude à l'aval du barrage de Puyvalador (France). *Bulletin de la Société Géographique de Liège*. pp. 91-109
- Astrade L., Ployon E., Veyrat-Charvillon S.** (2011). Les données laser terrestre à haute résolution pour le suivi de la charge de fond dans les tronçons torrentiels, retours d'expériences. *Collection Edytem*, pp. 107–118.
- Axelsson P.** (2000). DEM generation from laser scanner data using adaptive TIN models. *International Archive of Photogrammetry and Remote Sensing*, 33 p.

B

- Baëff B.** (1891). Les eaux de l'Arve, Recherches de géologie expérimentale sur l'érosion et le transport dans les rivières torrentielles ayant des affluents glaciaires. Université de Genève. 85 p.
- Baewert H., Morche, D.** (2014). Coarse sediment dynamics in a proglacial fluvial system (Fagge River, Tyrol). *Geomorphology* 218, pp. 88–97.
- Ballandras S., Lucena S.** (1999). Rythme des fluctuations glaciaires et détritisme alluvial postglaciaire dans la haute vallée de l'Arve (Alpes françaises du Nord). *Quaternaire* 10, pp. 25–36.
- Ballantyne C.K.** (1995). Paraglacial debris-cone formation on recently deglaciated terrain, western Norway. *The Holocene* 5, pp. 25–33.
- Ballantyne C.K.** (2002a). A general model of paraglacial landscape response. *The Holocene* 12, pp. 371–376.
- Ballantyne C.K.** (2002b). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21, pp. 1935–2017.
- Ballantyne C.K.** (2008). After the Ice: Holocene Geomorphic Activity in the Scottish Highlands. *Scottish Geographical Journal* 124, pp. 8–52.
- Ballantyne C.K., Benn D.I.** (1994). Paraglacial Slope Adjustment and Resedimentation Following Recent Glacier Retreat, Fåbergstølsdalen, Norway. *Arctic and Alpine Research* 26, pp. 255–269.
- Ballantyne C.K., Stone J.O., Fifield L.K.** (1998). Cosmogenic Cl-36 dating of postglacial landsliding at the Storr, Isle of Skye, Scotland. *The Holocene* 8, pp. 347–351.
- Bardou E.** (2002). Méthodologie de diagnostic des laves torrentielles sur un bassin versant alpin. Thèse de doctorat. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. 382 p
- Bardou E., Favre-Bulle G., Rouiller J.D.** (2011). Influence of the connectivity with permafrost on the debris-flow triggering in high-alpine environment. *Proceedings. In Mechanics, Prediction and Assessment*, Padova, (Padova), pp. 13–21.
- Bardou E., Favre-Bulle G., Fauchoux C., Jeannée N., Ornstein P.** (2015). Process oriented use of geostatistics to analyse creeping para-glacial features: process oriented use of geostatistics. *Earth Surface Processes and Landforms*, pp. 1191-1201
- Belletti B., Dufour S., Piégay H.** (2014). Regional assessment of the multi-decadal changes in braided riverscapes following large floods (Example of 12 reaches in South East of France). *Advances in Geosciences* 37, pp. 57–71.
- Belut E., Boyé L., Guigon T.** (2015). Canyoning in the Swiss Alps (Association Openbach). 554 p.

- Beniston M.** (2003). Climatic Change in Mountain Regions: A Review of Possible Impacts. In *Climate Variability and Change in High Elevation Regions: Past, Present & Future*, H.F. Diaz, ed. (Springer Netherlands), pp. 5–31.
- Beniston M., Rebetez M., Giorgi F., Marinucci M.R.** (1994). An analysis of regional climate change in Switzerland. *Theoretical Applied Climatology* 49, pp. 135–159.
- Benn D., Evans D.J.A., Evans R.D.** (2014). *Glaciers and Glaciation*, 2nd Edition. 802 p.
- Benn D.I., Kirkbride M.P., Owen L.A., Brazier V.** (2005). Glaciated valley landsystems. In *Glacial Landsystems*, (Evans), p. 532.
- Berthet J.** (2012). La dynamique hydro-sédimentaire dans la vallée de Chamonix (Haute-Savoie, France) Analyses diachroniques de données topographiques, Mémoire de Master, Université de Savoie, 59 p
- Berthet J., Astrade, L., Ravanel, L., Ployon E.** (2015). Proglacial sediment supply and channel evolution of the Arveyron of the Mer de Glace since the early 20th c. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*.
- Berthier E., Arnaud Y., Baratoux D., Vincent C., Rémy F.** (2004). Recent rapid thinning of the “Mer de Glace” glacier derived from satellite optical images. *Geophysical Research Letter*, 31, L17401
- Bertrand M., Liébault F., Piégay H.** (2013). Debris-flow susceptibility of upland catchments. *Natural Hazards* 67, pp. 497–511.
- Bezinge A., Perreten J.P., Schäfer F.** (1970). Phénomènes du lac glaciaire du Gorner (La Murithienne). In *Etudes destinées au Symposium on the hydrology of glaciers 1969 (Association internationale d’hydrologie scientifique)*, pp. 42-52
- Björnsson H.** (2003). Subglacial lakes and jökulhlaups in Iceland. *Global and Planetary Change* 35, pp. 255–271.
- Blanchard R.** (1913). La crue glaciaire dans les Alpes de Savoie au XVIIIe siècle. *Revue de Géographie Alpine* 1, pp. 443–454.
- Blöschl G., Montanari A.** (2010). Climate change impacts—throwing the dice? *Hydrological Processes*. 24, pp. 374–381.
- Bollmann E., Sailer R., Briese C., Stötter J., Fritzmann P.** (2011). Potential of airborne laser scanning for geomorphologic feature and process detection and quantifications in high alpine mountains. *Zeitschrift Für Geomorphologie*, Supplementary Issues 55, pp. 83–104.
- Borselli L., Cassi P., Torri D.** (2008). Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. *CATENA* 75, pp. 268–277.
- Bosson J.-B., Deline P., Bodin X., Schoeneich P., Baron L., Gardent M., Lambiel C.** (2015). The influence of ground ice distribution on geomorphic dynamics since the Little Ice Age in proglacial areas of two cirque glacier systems. *Earth Surface Processes and Landforms* 40, pp. 666–680.
- Bourrit** (1785). *Nouvelle description des glaciers et glacières de Savoie (Genève: Barde)*. 308 p.
- Bovis M.J. et Jakob M.** (1999). The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, pp. 1039–1054.
- Bozzini C., Conedera M. et Krebs P.** (2012). A New Monoplotting Tool to Extract Georeferenced Vector Data and Orthorectified Raster Data from Oblique Non-Metric Photographs. *International Journal of Heritage in the Digital Era* 1, pp. 499-518
- Bracken L.J., Turnbull L., Wainwright J., Bogaart P.** (2015). Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transfer at multiple scales: sediment connectivity: sediment transfer at multiple scales. *Earth Surface Processes and Landforms* 40, pp. 177–188.
- Brandt S.A.** (2000). Classification of geomorphological effects downstream of dams. *CATENA* 40, pp. 375–401.
- Bravard J.P.** (1987). *Le Rhône, du Léman à Lyon*. La Manufacture, Lyon. 452 p.
- Bravard J.P.** (1989). La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen-Age et à l’époque moderne. *Bulletin de La Société Géographique de Liège* 25, pp. 145–157.
- Bravard J.P.** (1997). *Les cours d’eau, Dynamique du système fluvial* (Paris). 222 p.
- Bravard J.-P.** (1998). Le temps et l’espace dans les systèmes fluviaux, deux dimensions spécifiques de l’approche géomorphologique. *Annales de Géographie* 107, pp. 3–15.
- Bravard J.P., Gilvear D.J.** (1993). Structure hydro-géomorphologique des hydrosystèmes. In *Hydrosystèmes Fluviaux*, (Paris: Amoros et Petts), pp.83-100
- Bravard J.P., Malavoi, J.R.** (2010). *Elements d’hydromorphologie fluviale*, Vincennes: ONEMA. 224 p.

Bravard J.P., Peiry J.L., Salvador P.G. (2002). La diversité spatiale des enregistrements morphosédimentaires tardiglaciaires et holocènes dans quelques vallées de piémont des Alpes du Nord englacées au Würm (Arve, Haut Rhône, Isère). In *Les Fleuves Ont Une Histoire*, (Paris: Bravard et Magny), pp. 205–213.

Breien H., De Blasio F.V., Elverhøi A., Høeg K. (2008). Erosion and morphology of a debris flow caused by a glacial lake outburst flood, Western Norway. *Landslides* 5, pp. 271–280.

Bremer M., Sass O. (2012). Combining airborne and terrestrial laser scanning for quantifying erosion and deposition by a debris flow event. *Geomorphology* 138, pp. 49–60.

Brown A.G., Carey C., Erkens G., Fuchs M., Hoffmann T., Macaire J.-J., Moldenhauer K.-M., Walling, D.E. (2009). From sedimentary records to sediment budgets: Multiple approaches to catchment sediment flux. *Geomorphology* 108, 35–47.

C

Campbell D., Church, M. (2003). Reconnaissance sediment budgets for Lynn Valley, British Columbia: Holocene and contemporary time scales. *Canadian Journal of Earth Sciences*. pp. 701-713

Capra H., Sabaton C., Gouraud V., Souchon Y., Lim P. (2003). A population dynamics model and habitat simulation as a tool to predict brown trout demography in natural and bypassed stream reaches. *River Research and Applications* 19, pp. 551–568.

Carey M. (2005). Living and dying with glaciers: people's historical vulnerability to avalanches and outburst floods in Peru. *Global and Planetary Change* 47, pp. 122–134.

Carrivick J.L., Tweed, F.S. (2013). Proglacial lakes: character, behaviour and geological importance. *Quaternary Science Reviews* 78, pp. 34–52.

Carrivick J.L., Geilhausen M., Warburton J., Dickson N.E., Carver S.J., Evans A.J., Brown, L.E. (2013). Contemporary geomorphological activity throughout the proglacial area of an alpine catchment. *Geomorphology* 188, pp. 83–95.

Cavalli M., Marchi, L. (2008). Characterisation of the surface morphology of an alpine alluvial fan using airborne LiDAR. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 8, pp. 323–333.

Cavalli M., Tarolli P., Marchi L., Dalla Fontana G. (2008). The effectiveness of airborne LiDAR data in the recognition of channel-bed morphology. *CATENA* 73, pp. 249–260.

Cavalli M., Trevisani S., Comiti F., Marchi L. (2013). Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology* 188, pp. 31–41.

Chambon G., Laigle D. (2013). Les laves torrentielles. In *Torrents et Rivières de Montagne, Dynamique et Aménagement*, (Versailles: Recking et al.), pp. 200–266.

Chaplot V., Darboux F., Bourenane H., Leguédou S., Silvera N., Phachomphon K. (2006). Accuracy of interpolation techniques for the derivation of digital elevation models in relation to landform types and data density. *Geomorphology* 77, pp. 126–141.

Chew L.C., Ashmore P.E. (2001). Channel adjustment and a test of rational regime theory in a proglacial braided stream. *Geomorphology* 37, pp. 43–63.

Chiarle M., Iannotti S., Mortara G., Deline P. (2007). Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps. *Global and Planetary Change* 56, 123–136.

Church M. (2002). Geomorphic thresholds in riverine landscapes. *Freshwater Biology* 47, pp. 541–557.

Church M. (2006). Bed Material Transport and the Morphology of Alluvial River Channels. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 34, pp. 325–354.

Church M., Ryder J.M. (1972). Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin* 83, pp. 3059–3072.

Church M., Zimmermann A. (2007). Form and stability of step-pool channels: Research progress. *Water Resource Research* 43, W03415.

Clague J.J. (2009). Climate Change and Slope Instability. In *Landslides – Disaster Risk Reduction*, K. Sassa, and P. Canuti, eds. (Springer Berlin Heidelberg), pp. 557–572.

- Clague J.J., Evans S.G.** (2000). A review of catastrophic drainage of moraine-dammed lakes in British Columbia. *Quaternary Science Reviews* 19, pp. 1763–1783.
- Clozier R.** (1938). Les profils en long des cours d'eau français. *Annales de Géographie* 47, pp. 449–462.
- Colombera L., Bersezio R.** (2011). Impact of the magnitude and frequency of debris-flow events on the evolution of an alpine alluvial fan during the last two centuries: responses to natural and anthropogenic controls. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, pp. 1632–1646.
- Conard G.** (1931). Morphologie de la vallée de Chamonix et de ses abords. *Annales de Géographie* 40, 396–410.
- Cossart E.** (2004). L'activité torrentielle dans un haut bassin versant alpin en cours de déglaciation durant le XXe siècle : le vallon de Celse-Nière (Massif des Écrins, France) *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 10, pp. 225–239.
- Cossart E.** (2005). Evolution géomorphologique du haut bassin durancien (Alpes du Sud, France) depuis la dernière glaciation. Thèse de doctorat, Université Paris 7 - Denis Diderot. 360 p.
- Cossart E.** (2009). Landform connectivity and waves of negative feedbacks during the paraglacial period, a case study: the Tabuc subcatchment since the end of the Little Ice Age (massif des Écrins, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, pp. 249–260.
- Cossart E.** (2014). Des sources sédimentaires à l'exutoire: un problème de connectivité? Thèse d'habilitation à diriger des recherches. Université Blaise Pascal-Clermont 2. 208 p.
- Cossart E., Fort M.** (2008). Sediment release and storage in early deglaciated areas: Towards an application of the exhaustion model from the case of Massif des Écrins (French Alps) since the Little Ice Age. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography* 62, pp. 115–131.
- Coutterand S.** (2010). Étude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent. Du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation. Thèse de doctorat, Université de Savoie. 468 p.
- Cowie N.M., Moore R.D., Hassan M.A.** (2014). Effects of glacial retreat on proglacial streams and riparian zones in the Coast and North Cascade Mountains. *Earth Surface Processes and Landforms* 39, pp. 351–365.
- Crema S., Lanni C., Goldin B., Marchi L., Cavalli M.** (2015). Improvement of a free software tool for the assessment of sediment connectivity. *EGU General Assembly*.
- Crosby B.T., Whipple, K.X., Gasparini N.M., Wobus C.W.** (2007). Formation of fluvial hanging valleys: Theory and simulation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 112, F03S10.
- Cruden D.M., Hu X.Q.** (1993). Exhaustion and steady state models for predicting landslide hazards in the Canadian Rocky Mountains. *Geomorphology* 8, pp. 279–285.
- Curry A.M., Ballantyne C.K.** (1999). Paraglacial Modification of Glacigenic Sediment. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 81, pp. 409–419.
- Curry A.M., Cleasby V., Zukowskyj P.** (2006). Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-“Little Ice Age” glacier recession in the central Swiss Alps. *Journal of Quaternary Science* 21, pp. 211–225.

D

- Deline P.** (1999). La mise en place de l'amphithéâtre morainique du Miage (Val Vény, Val d'Aoste)/The setting up of the Miage morainic amphitheatre (Val Vény, Valley of Aosta). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 5, pp. 59–72.
- Delin, P.** (2005). Change in surface debris cover on Mont Blanc massif glaciers after the “Little Ice Age” termination. *The Holocene* 15, 302–309.
- Deline P.** (2008). Les changements climatiques et la dynamique paraglaciale dans le massif du Mont-Blanc (Climatic changes and paraglacial dynamics in the Mont Blanc Massif). *Bulletin de l'Association de géographes français* 85, 153–160.
- Deline P., Chiarle M., Mortara G.** (2004). The July 2003 Frebouge debris flows (Mont Blanc Massif, valley of Aosta, Italy) : Water pocket outburst flood and ice avalanche damming. *Geografia Fisica E Dinamica Quaternaria* 27, pp. 107–111.
- Deline P., Gardent M., Magnin F., Ravanel L.** (2012). The morphodynamics of the Mont-Blanc Massif in a changing cryosphere : a comprehensive review. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 94, 265–283.
- De Rose R.C., Basher L.R.** (2011). Measurement of river bank and cliff erosion from sequential LIDAR and historical aerial photography. *Geomorphology* 126, pp. 132–147.

Divoux P., Buissart L., Baffert D., Jouchoux P. (2010). Un chantier exceptionnel : la centrale des Bois à Chamonix. *Tunnels et Espace Souterrain* 219, pp.217–230.

Driedger C.L., Fountain A.G. (1989). Glacier outburst floods at Mount Rainier. Washington State, USA: *Annals of Glaciology* 13, pp. 51–55.

Dussailant A., Benito G., Buytaert W., Carling P., Meier C., Espinoza F. (2009). Repeated glacial-lake outburst floods in Patagonia: an increasing hazard? *Natural Hazards* 54, pp. 469–481.

E

Escher-Vetter H., Reinwarth O. (1994). Two decades of runoff measurements (1974 to 1993) at the pegelstation Vernagtbach/Oetztal Alps. *Zeitschrift Für Gletscherkunde Und Glazialgeologie* 30, pp. 53–98.

Evans M., Lindsay J. (2010). High resolution quantification of gully erosion in upland peatlands at the landscape scale. *Earth Surface Processes and Landforms* 35, pp. 876–886.

Evans S.G., Clague J.J. (2013). Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes *In Geomorphology and Natural Hazards: Proceedings of the 25th Binghamton Symposium in Geomorphology, Held September 24-25, 1994 at SUNY, Binghamton, USA*, (Elsevier), pp. 107–128.

Evans S.G., Hungr O. (2011). The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. *Canadian Geotechnical Journal* 30. pp. 620-636

F

Finlayson D.P., Montgomery D.R. (2003). Modeling large-scale fluvial erosion in geographic information systems. *Geomorphology* 53, pp. 147–164.

Foerster S., Wilczok C., Brosinsky A., Segl K. (2014). Assessment of sediment connectivity from vegetation cover and topography using remotely sensed data in a dryland catchment in the Spanish Pyrenees. *Journal of Soils and Sediments* 14, pp. 1982–2000.

Fontaine R. (2015). Chamonix et ses glaciers, les premières images sou l'œil des photographes 1849-1969. 190 p.

Fort M., Arnaud-Fassetta G. (2004). La part respective des facteurs hydroclimatiques et anthropiques dans l'évolution récente (1956-2000) de la bande active du Haut Guil, Queyras, Alpes françaises du Sud. *Méditerranée* 102, pp. 143–156.

Fort M., Cossart E., Arnaud-Fassetta G. (2010). Hillslope-channel coupling in the Nepal Himalayas and threat to man-made structures: The middle Kali Gandaki valley. *Geomorphology* 124, pp. 178–199.

Francou B., Vincent C. (2007). Les glaciers à l'épreuve du climat (Paris). 274 p.

Frey H., Haerberli W., Linsbauer A., Huggel C., Paul F. (2010). A multi-level strategy for anticipating future glacier lake formation and associated hazard potentials. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 10, pp. 339–352.

Frison-Roche, Négros (1996). Crue de l'Avreiron des 24 et 25 juillet 96 (Passy: EDF).

Frissell C.A., Liss W.J., Warren C.E., Hurley M.D. (1986). A hierarchical framework for stream habitat classification: Viewing streams in a watershed context. *Environmental Management* 10, pp. 199–214.

Fritzmann P., Höfle B., Vetter M., Sailer R., Stötter J., Bollmann E. (2011). Surface classification based on multi-temporal airborne LiDAR intensity data in high mountain environments, A case study from Hintereisferner, Austria. *Zeitschrift Für Geomorphologie, Supplementbände* 105–126.

Fryirs K. (2013). (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surf. Process. Landforms* 38, pp. 30–46.

Fryirs K.A., Brierley G.J., Preston N.J., Kasai M. (2007). Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. *CATENA* 70, pp. 49–67.

G

- García-Sellés D., Falivene O., Arbués P., Gratacos O., Tavani S., Muñoz J.A.** (2011). Supervised identification and reconstruction of near-planar geological surfaces from terrestrial laser scanning. *Computers & Geosciences* 37, pp. 1584–1594.
- Gardent M.** (2014). Inventaire et retrait des glaciers dans les alpes françaises depuis la fin du Petit Age Glaciaire. Thèse de Doctorat. Université de Grenoble. 444 p.
- Gardent M., Rabatel A., Dedieu J.-P., Deline P.** (2014). Multitemporal glacier inventory of the French Alps from the late 1960s to the late 2000s. *Global and Planetary Change* 120, pp. 24–37.
- Gaudet F.** (1967). Les débits mensuels des cours d'eau glaciaires de la Haute-Arve. *Bulletin de l'Association de géographes français* 44, pp. 31–51.
- Gaudet F.** (1975). Modalités de l'écoulement dans les rivières alpines de régime glaciaire. *Revue Géographique de l'Est* 15, pp. 35–45.
- Geilhausen M., Otto J.-C., Schrott L.** (2012). Spatial distribution of sediment storage types in two glacier landsystems (Pasterze & Obersulzbachkees, Hohe Tauern, Austria). *Journal of Maps* 8, pp. 242–259.
- Geilhausen M., Morche D., Otto J.C., Schrott L.** (2013). Sediment discharge from the proglacial zone of a retreating Alpine glacier. *Zeitschrift Für Geomorphologie* 57, pp. 29–53.
- Genuite K., Jaillet S., Perrette Y.** (Soumis). Active carbonate deposits in Gournier river (Vercors, France): a diachronic landscape analysis by 3D modelling and photo drapping. *International Journal of Speleology*.
- Germanoski D., Schumm S.A.** (1993). Changes in braided river morphology resulting from aggradation and degradation. *The Journal of Geology*. pp. 451–466.
- Gilbert A., Vincent C., Wagnon P., Thibert E., Rabatel A.** (2012). The influence of snow cover thickness on the thermal regime of Tête Rousse Glacier (Mont Blanc range, 3200 m a.s.l.): Consequences for outburst flood hazards and glacier response to climate change. *Journal of Geophysical Research* 117. F04018,
- Gilvear D.J., Bravard J.P.** (1993). Dynamique fluviale. In *Hydrosystèmes Fluviaux*, (Paris: Amoros et Petts), pp. 61–82.
- Gintz D., Hassan M.A., Schmidt K.-H.** (1996). Frequency and Magnitude of Bedload Transport in a Mountain River. *Earth Surface Processes and Landforms* 21, pp. 433–445.
- Godeffroy C.** (1840). Notice sur les Glacier, les moraines et les bloc erratiques des Alpes (Paris). 112 p.
- Godon C.** (2013). L'érosion dans les environnements glaciaires : exemple du Glacier des Bossons (Massif du Mont-Blanc, Haute-Savoie, France). Thèse de Doctorat. Université de Grenoble. 212 p.
- Godon C., Mugnier J.L., Fallourd R., Paquette J.L., Pohl A., Buoncristiani J.F.** (2013). The Bossons glacier protects Europe's summit from erosion. *Earth and Planetary Science Letters* 375, pp. 135–147.
- Gomez B., Smith L.C., Magilligan F.J., Mertes L.A.K., Smith N.D.** (2000). Glacier outburst floods and outwash plain development: Skeiðarársandur, Iceland. *Terra Nova* 12, pp. 126–131.
- Goulden T., Hopkinson C.** (2014). Mapping simulated error due to terrain slope in airborne lidar observations. *International Journal of Remote Sensing* 35. pp. 7099-7117
- Grant G.E., Swanson F.J., Wolman M.G.** (1990). Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, Western Cascades, Oregon. *Geological Society of America Bulletin* 102, pp. 340–352.
- Grove, J.M.** (2004). Little ice ages, Ancient and Modern (New York). 718 p.
- Guichonnet P.** (1950). La catastrophe du Glacier du Tour. *Revue de géographie alpine* 38, pp. 198–201.
- Guillon H., Godon C., Buoncristiani J.-F., Mugnier J.-L.** (2015a). Hydro-sedimentary parameters measurements within the proglacial area of the Bossons glacier (Mont-Blanc massif, France). *PANGAEA*, 4 p.
- Guillon H., Mugnier J.-L., Buoncristiani J.-F., Carcaillet J., Godon C., Prud'homme C., Beek P., Vassallo R.** (2015b). Improved discrimination of subglacial and periglacial erosion using ¹⁰Be concentration measurements in subglacial and supraglacial sediment load of the Bossons glacier (Mont Blanc massif, France). *Earth Surface Processes and Landforms* 40, pp.1202–1215.
- Gurnell, A.M.** (1995). Sediment yield from alpine glacier basins. In *Sediment and Water Quality in River Catchments*, (Chichester), pp. 407–435.
- Gurnell A.M., Edwards P.J., Petts G.E., Ward J.V.** (2000). A conceptual model for alpine proglacial river channel evolution under changing climatic conditions. *CATENA* 38, pp. 223–242.

H

- Haeblerli, W.** (1983). Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology* 4, pp. 85-90
- Haeblerli, W., and Burn, C.R.** (2002). Natural Hazards in Forests: Glacier and Permafrost Effects as Related to Climate Change. In *Environmental Change and Geomorphic Hazards in Forests*, (Sidle R. C.), pp. 167–202.
- Haeblerli W., Alean J.C., Müller P., Funk M.** (1989). Assessing risks from glacier hazards in high mountain regions: some experiences in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology* 13, pp. 96–102.
- Hantz D.** (1981). Dynamique et hydrologie du glacier d'Argentière (Alpes françaises). Thèse de Doctorat. Université Scientifique et Médicale de Grenoble. 181 p.
- Harvey A.** (2001). Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *CATENA* 42, pp. 225–250.
- Harvey A.M.** (2002). Effective timescales of coupling within fluvial systems. *Geomorphology* 44, pp. 175–201.
- Hastings B.E., Kampf S.K.** (2014). Evaluation of digital channel network derivation methods in a glaciated subalpine catchment: channel network derivation methods in a subalpine catchment. *Earth Surface Processes and Landforms* 39, pp. 1790–1802.
- Heckmann T., Schwanghart W.** (2013). Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment — Exploring sediment cascades using graph theory. *Geomorphology* 182, pp. 89–103.
- Heckmann T., McColl S., Morche D.** (2015). Retreating ice: research in pro-glacial areas matters. *Earth Surface Processes and Landforms* 41, pp. 271-76
- Hengl T., Gruber S., Shrestha D.P.** (2003). Digital Terrain Analysis in ILWIS (Pays-Bas). 55 p.
- Heritage G.L., Milan D.J., Large A.R.G., Fuller I.C.** (2009). Influence of survey strategy and interpolation model on DEM quality. *Geomorphology* 112, pp. 334–344.
- Hetherington D.** (2009). Laser scanning: data quality, protocols and general issues. In *Laser Scanning for the Environmental Sciences*, (Chichester: Heritage et Large), pp. 82–101.
- Hinderer M.** (2001). Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta* 14, pp. 231–263.
- Hock R.** (2005). Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography* 29, pp. 362–391.
- Hodson A., Gurnell A., Tranter M., Bogen J., Hagen J.O., Clark M.** (1998). Suspended sediment yield and transfer processes in a small High-Arctic glacier basin, Svalbard. *Hydrological Processes* 12, pp. 73–86.
- Hoffmann T., Thorndycraft V.R., Brown A.G., Coulthard T.J., Damnati B., Kale V.S., Middelkoop H., Notebaert B., Walling D.E.** (2010). Human impact on fluvial regimes and sediment flux during the Holocene: Review and future research agenda. *Global and Planetary Change* 72, pp. 87–98.
- Höfle B., Rutzinger M.** (2011). Topographic airborne LiDAR in geomorphology: A technological perspective. *Zeitschrift Für Geomorphologie, Supplementary Issues* 55, pp. 1–29.
- Holm K., Bovis M., Jakob M.** (2004). The landslide response of alpine basins to post-Little Ice Age glacial thinning and retreat in southwestern British Columbia. *Geomorphology* 57, pp. 201–216.
- Hooke J.** (2003). Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology* 56, pp. 79–94.
- Hormes A., Müller B.U., Schlüchter C.** (2001). The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps. *The Holocene* 11, pp. 255–265.
- Horton R.E.** (1932). Drainage-basin characteristics. *Eos Transactions AGU* 13, pp. 350–361.
- Horton P., Schaefli B., Mezghani A., Hingray B., Musy A.** (2006). Assessment of climate-change impacts on alpine discharge regimes with climate model uncertainty. *Hydrological Processes* 20, pp. 2091–2109.
- Hubbard B., Glasser N.F.** (2005). Field Techniques in Glaciology and Glacial Geomorphology. 412 p.
- Huggel C., Kääh A., Haeblerli W., Teyssere P., Paul F.** (2002). Remote sensing based assessment of hazards from glacier lake outbursts: a case study in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal* 39, pp. 316–330.
- Huggel C., Haeblerli W., Kääh A., Bieri D., Richardson S.** (2004). An assessment procedure for glacial hazards in the Swiss Alps. *Canadian Geotechnical Journal* 41, pp. 1068–1083.

Huggel C., Salzmann N., Allen S., Caplan-Auerbach J., Fischer L., Haeblerli W., Larsen C., Schneider D., Wessels R. (2010). Recent and future warm extreme events and high-mountain slope stability. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 368, pp. 2435–2459.

Huggel C., Clague J.J., Korup O. (2012). Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains. *Earth Surface Processes and Landforms* 37, pp. 77–91.

Hungri O., Evans S., Bovis M.J., Hutchinson J.N. (2005). A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience* 7, pp. 221–238.

Huss M., Bauder A., Werder M., Funk M., Hock R. (2007). Glacier-dammed lake outburst events of Gornesse, Switzerland. *Journal of Glaciology* 53, pp. 189–200.

Huss M., Farinotti D., Bauder A., Funk M. (2008). Modelling runoff from highly glacierized alpine drainage basins in a changing climate. *Hydrological Processes* 22, pp. 3888–3902.

I

IPCC (2013). Climate change 2013: The physical science basis. *Working group I. Contribution to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.*, 1535 p.

Iturrizaga L. (2011a). Glacier lake outburst floods. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, (Dayton: Singh), pp. 381–399.

Iturrizaga L. (2011b). Paraglacial landscape transformations. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, (Dayton: Singh), pp. 817–823.

J

Jacome Pereira, A. (2009). MNT à très haute résolution spatiale pour la représentation 3D de ravines d'érosion en montagne. Thèse de Doctorat, AgroParisTech, 224 p.

Jaillet S. (1996). Evolution de la morphogénèse dans le haut bassin-versant de l'Arve depuis le Tardiglaciaire (Le Bourget du Lac: Université de Savoie). Mémoire de master, 162 p.

Jaillet S., Ballandras S. (1996). Chronologie holocène des dépôts de mise en place catastrophique dans une haute vallée alpine. Le cas du comblement de l'ombilic du tour (Alpes françaises du Nord). *Quaternaire* 7, pp. 85–96.

Jaillet S., Ballandras S. (1999). La transition Tardiglaciaire/Holocène à travers les fluctuations du glacier du Tour (Vallée de Chamonix, Alpes du Nord françaises). *Quaternaire* 10, pp. 15–23.

Jaillet S., Sadier B., Hajri S., Ployon E., Delannoy J.-J. (2011). Une analyse 3D de l'endokarst: applications lasergrammétriques sur l'aven d'Orgnac (Ardèche, France). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, pp. 379–394.

Jain V., Preston N., Fryirs K., Brierley, G. (2006). Comparative assessment of three approaches for deriving stream power plots along long profiles in the upper Hunter River catchment, New South Wales, Australia. *Geomorphology* 74, pp. 297–317.

Jansson P., Hock R., Schneider T. (2003). The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology* 282, pp. 116–129.

Jennings S.J.A., Hambrey M.J., Glasser N.F. (2014). Ice flow-unit influence on glacier structure, debris entrainment and transport. *Earth Surface Processes and Landforms* 39, pp. 1279–1292.

Jobard S. (2005). Les glaciers du Haut Arc (Savoie): caractérisation et impacts de la décrue post-Petit Age Glaciaire. Thèse de doctorat. Université de Savoie. 268 p.

Joerin U.E., Stocker T.F., Schlüchter C. (2006). Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during. *The Holocene* 16, pp. 697–704.

Joerin U.E., Nicolussi K., Fischer A., Stocker T.F., Schlüchter C. (2008). Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschierwa Glacier, Eastern Swiss Alps. *Quaternary Science Reviews* 27, pp. 337–350.

Jomelli V., Bertrand P., Kunesch S. (2002). Le cône de la Momie: un nouveau type de dépôt proglaciaire mis en place depuis la fin du Petit Age Glaciaire. *Quaternaire* 13, pp. 257–265.

Jomelli V., Pech V.P., Chochillon C., Brunstein D. (2004). Geomorphic Variations of Debris Flows and Recent Climatic Change in the French Alps. *Climatic Change* 64, pp. 77–102.

Jomelli V., Brunstein D., Déqué M., Vrac M., Grancher D. (2009). Impacts of future climatic change (2070–2099) on the potential occurrence of debris flows: a case study in the Massif des Ecrins (French Alps). *Climatic Change* 97, pp. 171–191.

Jourdan-Laforte M. (1920). La débâcle glaciaire de la Mer de Glace. *Revue de géographie alpine* 8, pp. 535–539.

K

Kääb, A. (2011). Natural hazards associated with glaciers and permafrost. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, (Dayton: Singh et al.), pp. 763–774.

Kääb A., Reynolds J.M., Haeberli W. (2005). Glacier and Permafrost Hazards in High Mountains. In *Global Change and Mountain Regions*, U.M. Huber, H.K.M. Bugmann, and M.A. Reasoner, eds. (Springer Netherlands), pp. 225–234.

Kalis A.J., Merkt J., Wunderlich J. (2003). Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe - human impact and natural causes. *Quaternary Science Reviews* 22, pp. 33–79.

Kienzle, S. (2004). The Effect of DEM Raster Resolution on First Order, Second Order and Compound Terrain Derivatives. *Transactions in GIS* 8, pp. 83–111.

Klingeman, P.C., Bravard, J.P., Giulani, Y., Olivier, J.M., Pautou, G. (1998). Hydropower reach by-passing and dewatering impacts in gravel bed rivers. In *Gravel-Bed Rivers Environment*, (Klingeman et al.), pp. 313–344.

Knight J., Harrison S. (2009). Sediments and future climate. *Nature Geoscience* 2, pp. 230–230.

Knight J., Harrison S. (2014). Mountain Glacial and Paraglacial Environments under Global Climate Change: Lessons from the Past, Future Directions and Policy Implications. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 96, pp. 245–264.

Kondolf G.M., Lisle T.E., Wolman G.M. (2003a). Bed Sediment Measurement. In *Tools in Fluvial Geomorphology*, Kondolf, and Piégay eds. (John Wiley & Sons, Ltd), pp. 347–395.

Kondolf G.M., Montgomery D.R., Piégay H., Schmitt L. (2003b). Geomorphic Classification of Rivers and Streams. In *Tools in Fluvial Geomorphology*, Kondolf, Piégay, eds. (John Wiley & Sons, Ltd), pp. 171–204.

Korup O., Clague J.J. (2009). Natural hazards, extreme events, and mountain topography. *Quaternary Science Reviews* 28, pp. 977–990.

Korup O., Schlunegger F. (2007). Bedrock landsliding, river incision, and transience of geomorphic hillslope-channel coupling: Evidence from inner gorges in the Swiss Alps. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 112, F03027.

Korup O., Tweed F. (2007). Ice, moraine, and landslide dams in mountainous terrain. *Quaternary Science Reviews* 26, pp. 3406–3422.

Korzeniowska K., Malgorzata L. (2011). Generating DEM from LiDAR data - Comparison of available software tools. *Archives of Photogrammetry, Cartography and Remote Sensing* 22, pp. 271–284.

Krigström A. (1962). Geomorphological Studies of Sandur Plains and Their Braided Rivers in Iceland. *Geografiska Annaler* 44, pp. 328–346.

Kuhn M. (2006). Fluctuations of the “Mer de Glace” (Mont Blanc area, France) AD 2500–2050: an interdisciplinary approach using new historical data and neural network simulations. Mémoire de Master (Innsbruck). 183p.

Kuss M. (1900). Les torrents Glaciaires. Restauration et Conservation des Terrain de Montagne Paris. 88 p.

L

Lallias-Tacon, S. (2015). Analyse spatio-temporelle de la morphologie des rivières en tresse par LiDAR aéroporté. Thèse de doctorat. Université Lyon 2. 213 p.

Lallias-Tacon S., Liébault F., Piégay H. (2014). Step by step error assessment in braided river sediment budget using airborne LiDAR data. *Geomorphology* 214, pp. 307–323.

Lambiel, C., Maillard, B., Regamay, B., Martin, S., Kummert, M., Schoeneich, P., Pellitero Ondicol, R., Reynard, E. (2013). Adaptation of the geomorphological mapping system of the University of Lausanne for ArcGIS (Paris).

- Landon N., Piégay H.** (1999). Mise en évidence de l'ajustement d'un lit fluvial à partir de documents d'archives : le cas de la haute Drôme. *Revue de géographie alpine* 87, pp. 67–86.
- Landon N., Piégay H., Bravard J.P.** (1998). The Drôme river incision (France): from assessment to management. *Landscape and Urban Planning* 43, pp. 119–131.
- Lane E.W.**, (1955). The Importance of Fluvial Morphology in Hydraulic Engineering. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, *Journal of the Hydraulics Division* 81, paper n° 745.
- Lane S., Regamey B.** (2014). Long term impacts of flow abstraction upon basin scale sedimentation processes in an Alpine valley system. EGU General Assembly. p. 13675
- Lane S.N., Westaway R.M., Murray Hicks D.** (2003). Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, pp. 249–271.
- Lane S.N., Bakker M., Balin D., Lovis B., Regamey B.** (2014). Climate and human forcing of Alpine river flow. *In River Flow 2014*, (CRC Press), pp. 7–15.
- Larsen A., Heckmann T., Larsen J.R., Bork H.-R.** (2015). Gully catchments as a sediment sink, not just a source: Results from a long-term (~12 500 year) sediment budget. *Earth Surface Processes and Landforms*. Pp. 486-498
- Lawler D.M., Wright L.J.** (1996). Sediment yield decline and climate change in southern Iceland. *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences* 236, pp. 415–426.
- Lawson, D.E.** (1993). Glaciohydrologic and glaciohydraulic effects on runoff and sediment yield in glacierized basins (DTIC Document). 108 p.
- Lefebvre B., Demmerle D.** (2004). Protection du village du Tour contre le glissement des Posettes à l'amont de la vallée de Chamonix Mont-Blanc (maître d'ouvrage Syndicat mixte d'Aménagement de l'Arve et de ses Affluents). *La Houille Blanche* 3. pp. 31–36.
- Leloup P.H., Arnaud N., Sobel E.R., Lacassin R.** (2005). Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc. *Tectonics* 24, TC4002
- Lenzi M.A.** (2001). Step-pool evolution in the Rio Cordon, northeastern Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, pp. 991–1008.
- Le Roy M.** (2012). Reconstitution des fluctuations glaciaires holocènes dans les Alpes occidentales : apports de la dendrochronologie et de la datation par isotopes cosmogéniques produits in situ. Thèse de Doctorat. Université Grenoble Alpes. 363 p.
- Le Roy M., Nicolussi K., Deline P., Astrade L., Edouard J.-L., Miramont C., Arnaud F.** (2015). Calendar-dated glacier variations in the western European Alps during the Neoglacial: the Mer de Glace record, Mont Blanc massif. *Quaternary Science Reviews* 108, pp. 1–22.
- Le Roy Ladurie E.** (1983a). Histoire du climat depuis l'an mil, deuxième volume (Paris). 288 p.
- Le Roy Ladurie E.** (1983b). Histoire du climat depuis l'an mil, premier volume (Paris). 254 p.
- Levy A., Robinson Z., Krause S., Waller R., Weatherill J.** (2015). Long-term variability of proglacial groundwater-fed hydrological systems in an area of glacier retreat, Skeiðarársandur, Iceland: impacts of glacial retreat on proglacial groundwater-fed systems. *Earth Surface Processes and Landforms* 40, pp. 981–994.
- Liébault F., Piégay H.** (2002). Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of southeastern France. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, pp. 425–444.
- Liébault F., Remaître A., Peteuil C.** (2013). Géomorphologie des rivières de Montagne. *In Torrents et Rivières de Montagne, Dynamique et Aménagement*, (Recking et al.), pp. 15–89.
- Liboutry L., Morales Arnao B., Pautre A., Schneider B.** (1977). Glaciological problems set by the control of dangerous lakes in Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Glaciology* 18, pp. 239–290.
- Lucena, S.** (1998). Evolution morphodétritique et paléoenvironnements de la haute vallée de l'Arve au cours des quinze derniers millénaires Mémoire de Master (Le Bourget du Lac: Université de Savoie). 149 p.

M

- Magnin F., Deline P., Ravanel L., Gruber S., Krautblatter M.** (2015a). Assessment of Permafrost Distribution in the Mont Blanc Massif Steep Rock Walls by a Combination of Temperature Measurements, Modelling and Geophysics. *In*

Engineering Geology for Society and Territory - Volume 1, G. Lollino, A. Manconi, J. Clague, W. Shan, and M. Chiarle, eds. (Springer International Publishing), pp. 239–242.

Magnin F., Brenning A., Bodin X., Deline P., Ravanel L. (2015b). Modélisation statistique de la distribution du permafrost de paroi : application au massif du Mont Blanc. *Géomorphologie* 21, pp. 145–162.

Magnin F., Deline P., Ravanel L., Noetzli J., Pogliotti P. (2015c). Thermal characteristics of permafrost in the steep alpine rock walls of the Aiguille du Midi (Mont Blanc Massif, 3842 m a.s.l.). *The Cryosphere* 9, pp. 109–121.

Maizels J. (1973). Le glacier des Bossons. Quelques aspects caractéristiques de l'environnement proglaciaire. *Revue de géographie alpine* 61, pp. 427–447.

Maizels J. (1993). Lithofacies variations within sandur deposits: the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristics. *Sedimentary Geology* 85, pp. 299–325.

Maizels J. (1997). Jökulhlaup deposits in proglacial areas. *Quaternary Science Reviews* 16, pp. 793–819.

Maizels J.K. (2002). Sediments and landforms of modern proglacialterrestrial environments. In *Modern Glacial Environments : Revised Student Edition*, (Oxford: Menzies J.), pp. 279–316.

Mann M.E. (2002). Little Ice Age. In *Encyclopedia of Global Environment Change*, (Chichester: McCracken and Perry), pp. 504–509.

Marchi L., Brochot S. (2000). Les cônes de déjection torrentiels dans les Alpes françaises. Morphométrie et processus de transport solide torrentiel. *Revue de géographie alpine* 88, pp. 23–38.

Marnezy, A. (1981). Vidange brutale d'un lac proglaciaire en Vanoise. *Revue de géographie alpine* 69, 489–494.

Marnezy A. (2008). Les barrages alpins. *Revue de géographie alpine*, pp. 92–102.

Marren P.M. (2005). Magnitude and frequency in proglacial rivers: a geomorphological and sedimentological perspective. *Earth-Science Reviews* 70, pp. 203–251.

Marren P.M., Toomath S.C. (2014). Channel pattern of proglacial rivers: topographic forcing due to glacier retreat: channel pattern of proglacial rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* 39, pp. 943–951.

Martin, B. (2011). Analyse diachronique de la couverture détritique supraglaciaire de la Mer de Glace (Massif du Mont Blanc), de 1939 à 2008, Mémoire de Master, (Université de Savoie). 111 p.

Matthes F.E. (1939). Report of Committee on Glaciers, April 1939. *Eos Transactions AGU* 20, pp. 518–523.

McDonald B.C., Banerjee I. (1971). Sediments and bed forms on a braided outwash plain. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, pp. 1282–1301.

McEwen L.J., Matthews J.A. (2013). Sensitivity, persistence and resolution of the geomorphological record of valley-floor floods in an alpine glacier-fed catchment, Leirdalen, Jotunheimen, southern Norway. *The Holocene*, pp. 974–989

Melton M.A. (1965). The Geomorphic and Paleoclimatic Significance of Alluvial Deposits in Southern Arizona. *The Journal of Geology* 73, pp. 1–38

Mercier, D. (2007). Le paraglaciaire: évolution d'un concept. Du Continent Au Bassin Versant. *Théories et Pratiques En Géographie Physique. Hommage Au Professeur Alain Godard* 592. pp. 341-353

Mercier, D. (2010). La géomorphologie paraglaciaire. Analyse de crises érosives d'origine climatique dans les environnements englacés et sur leurs marges. Thèse d'habilitation à diriger des recherches, Université Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II. 264 p.

Messenzehl K., Hoffmann T., Dikau R. (2014). Sediment connectivity in the high-alpine valley of Val Mütschans, Swiss National Park — linking geomorphic field mapping with geomorphometric modelling. *Geomorphology* 221, pp. 215–229.

Milan D.J., Heritage G.L., 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, pp. 1657–1674.

Milan D.J., Heritage G.L., Large A.R.G., Fuller I.C. (2011). Filtering spatial error from DEMs: Implications for morphological change estimation. *Geomorphology* 125, pp. 160–171.

Millet L., Arnaud F., Heiri O., Magny M., Verneaux V., Desmet M. (2009). Late-Holocene summer temperature reconstruction from chironomid assemblages of Lake Anterne, northern French Alps. *The Holocene* 19, pp. 317–328.

Monnet J.-M. (2011). Caractérisation des forêts de montagne par scanner laser aéroporté : estimation de paramètres de peuplement par régression SVM et apprentissage non supervisé pour la détection de sommets. Thèse de Doctorat. Université de Grenoble. 173 p.

Montgomery D.R., Buffington J.M. (1997). Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin* 109, pp. 596–611.

Montgomery D.R., Korup O. (2011). Preservation of inner gorges through repeated Alpine glaciations. *Nature Geoscience* 4, pp. 62–67.

Moore R.D., Fleming S.W., Menounos B., Wheate R., Fountain A., Stahl K., Holm K., Jakob M. (2009). Glacier change in western North America: influences on hydrology, geomorphic hazards and water quality. *Hydrological Processes* 23, pp. 42–61.

Morche D., Schmidt K.-H. (2012). Sediment transport in an alpine river before and after a dambreak flood event: pre- and post-dambreak sediment transport in the partnach river. *Earth Surface Processes and Landforms* 37, pp. 347–353.

Morche D., Schmidt K.-H., Heckmann T., Haas, F. (2007). Hydrology and geomorphic effects of a high-magnitude flood in an alpine river. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 89, pp. 5–19.

Morche D., Schuchardt A., Dubberke K., Baewert H. (2015). Channel morphodynamics on a small proglacial braid plain (Fagge River, Gepatschferner, Austria). *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences* 367, pp. 109–116.

Moreau L. (1994). Glacier d'Argentière : Hydro-électricité et glaciologie. *Actes du 3^{ème} symposium international Cavités glaciaires et cryokarst en régions polaires et de haute montagne*, (Chamonix: Griselin M.), pp. 17–21.

Mougin P. (1925). Études glaciologiques en Savoie. *Études Glaciologiques* 5, 176 p.

Mougin P. (1914). Les torrents de la Savoie, Savoie et Haute-Savoie, Inondations et catastrophes (Grenoble). 1252 p.

N

Naaim M., Faug T., Naaim-Bouvet F. (2003). Dry granular flow modelling including erosion and deposition. *Surveys in Geophysics* 24, pp. 569–585.

Naz B.S., Frans C.D., Clarke G.K.C., Burns P., Lettenmaier, D.P. (2014). Modeling the effect of glacier recession on streamflow response using a coupled glacio-hydrological model. *Hydrology and Earth System Sciences* 18, pp. 787–802.

Nicolussi K., Patzelt G. (2000). Discovery of early Holocene wood and peat on the forefield of the Pasterze Glacier, Eastern Alps, Austria. *The Holocene* 10, pp. 191–199.

Noetzli J., Huggel C., Hoelzle M., Haerberli W. (2006). GIS-based modelling of rock-ice avalanches from Alpine permafrost areas. *Computational Geosciences* 10, pp. 161–178.

Nomade J., Buoncristiani J.F., Desmet M., Arnaud F., Lignier V. (Non publié). Dynamique sédimentaire d'un lac proglaciaire alpin : Exemple du lac du front de la Mer de Glace (Chamonix France). 10 p.

Nussbaumer S.U., Zumbühl H.J. (2011). The Little Ice Age history of the Glacier des Bossons (Mont Blanc massif, France): a new high-resolution glacier length curve based on historical documents. *Climatic Change* 111, pp. 301–334.

Nussbaumer S., Zumbühl H.J., Steiner D. (2007). Fluctuations of the Mer de Glace (Mont Blanc area, France) AD 1500-2050: an interdisciplinary approach using new historical data and neural network simulations. *Zeitschrift Für Gletscherkunde Und Glazialgeologie* 183 p.

Nussbaumer S., Schaub Y., Huggel C., Walz A. (2014). Risk estimation for future glacier lake outburst floods based on local land-use changes. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 14, pp. 1611–1624.

O

O'Connor J.E., Costa J.E. (1993). Geologic and hydrologic hazards in glacierized basins in North America resulting from 19th and 20th century global warming. *Natural Hazards* 8, 121–140.

O'Connor J.E., Costa J.E. (2004). The world's largest floods, past and present: their causes and magnitudes, Circular US Geological Survey 1257. 19 p.

Ondicol R.P. (2009). Application of an alpine geomorphological mapping system to an atlantic mountain environment: The Curavacas Massif (Cantabrian Range, Northwest Spain). *Journal of Maps* 5, pp. 194–205.

P

- Paterson W.S.B.** (1994). *The Physics of Glaciers* (Butterworth-Heinemann). 480p.
- Paul F., Maisch M., Rothenbühler C., Hoelzle M., Haerberli W.** (2007). Calculation and visualisation of future glacier extent in the Swiss Alps by means of hypsographic modelling. *Global and Planetary Change* 55, pp. 343–357.
- Payot P.** (1950). *Au royaume du Mont-Blanc* (Montmélian: Fontaine de Siloë). 305 p.
- Peiry, J.L.** (1988). Approche géographique de la dynamique spatio-temporelle des sédiments d'un cours d'eau intra-montagnard : l'exemple de la plaine alluviale de l'Arve (Haute-Savoie). Thèse de Doctorat, Université Jean Moulin Lyon3. 378 P.
- Peiry J.-L.** (1990). Les torrents de l'Arve : dynamique des sédiments et impact de l'aménagement des bassins versants sur l'activité torrentielle. *Revue de géographie alpine* 78, pp. 25–58.
- Peiry J.-L., Salvador P., Nouguié F.** (1994). L'incision des rivières dans les Alpes du nord : état de la question / River incision in the Northern French Alps. *Revue de géographie de Lyon* 69, pp. 47–56.
- Pellicciotti F., Bauder A., Parola M.** (2010). Effect of glaciers on streamflow trends in the Swiss Alps. *Water Resource Research* 46, W10522.
- Peretti L.** (1935). Les lacs de barrage glaciaire et le vidage du lac de Galambra (Massif d'Ambin). *Revue de géographie alpine* 23, pp. 635–654.
- Perrel N.** (2013). Caractérisation et impacts de la séquence paraglaciale post-PAG sur le bassin de la Mer de Glace (Massif du Mont-Blanc). Mémoire de Master (Le Bourget du Lac: Edytem). 141 p.
- Petts G.E., Gurnell A.M.** (2005). Dams and geomorphology: Research progress and future directions. *Geomorphology* 71, pp. 27–47.
- Pigeon P.** (1998). Représentation cartographique du risque et vulnérabilité liée à la pression foncière touristique (Taconnaz, Les Houches et Vers-le-Nant, Chamonix). *Revue de géographie alpine* 86, 101–113.
- Piotrowski, J.A.** (2011). Till. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, (Dayton: Singh et al.), pp. 1181–1187.
- Pirotti, F.** (2013). State of the Art of Ground and Aerial Laser Scanning Technologies for High-Resolution Topography of the Earth Surface. *European Journal of Remote Sensing*, pp. 66–78.
- Pirotti F., Tarolli P.** (2010). Suitability of LiDAR point density and derived landform curvature maps for channel network extraction. *Hydrological Processes* 24, pp. 1187–1197.
- Produit T.** (2015). Registration of single landscape photographs with 3D landscape models. Thèse de Doctorat. EPFL. 170 p.

R

- Rabatel A., Castebrunet H., Favier, V., Nicholson L., Kinnard C.** (2011). Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29° S): recent mass balance and 50 yr surface area variations. *The Cryosphere* 5, pp. 1029–1041.
- Rabot C.** (1905). Les débâcles glaciaires. *Bulletin de Géographie Historique et Descriptive*, pp. 413–465.
- Rabot C.** (1905b). Glacial reservoirs and their outburst. *The Geographical Journal* 25, pp. 534–548.
- Rabot C.** (1920). Les catastrophes glaciaires dans la vallée de Chamonix au XVII^e siècle et les variations climatiques. *La Nature*, pp. 129–134.
- Rau F., Mauz F., Vogt S., Khalsa S.J.S., Raup B.** (2005). Illustrated GLIMS glacier classification manual. Institut Fr Physische Geographie Freiburg, NSIDC. 36 p.
- Ravanel L.** (2009). Évolution géomorphologique de la haute montagne alpine dans le contexte actuel de réchauffement climatique. *Neige et Glace de Montagne: Reconstitution, Dynamique, Pratiques*, pp. 113–124.
- Ravanel L.** (2010). Caractérisation, facteurs et dynamiques des écroulements rocheux dans les parois à permafrost du massif du Mont Blanc. Thèse de doctorat. Université de Grenoble Alpes. 322 p.
- Ravanel L., Deline P.** (2009). La face ouest des Drus (massif du Mont-Blanc) : évolution de l'instabilité d'une paroi rocheuse dans la haute montagne alpine depuis la fin du petit âge glaciaire. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, pp. 261–272.
- Ravanel L., Deline P.** (2011). Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: The north side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the "Little Ice Age." *The Holocene* 21, pp. 357–365.

- Rebetez M., Lugon R., Baeriswyl P.-A.** (1997). Climatic change and debris flows in high mountain regions: the case study of the Ritigraben torrent (Swiss alps). *Climatic Change* 36, pp. 371–389.
- Recking A.** (2012). Influence of sediment supply on mountain streams bedload transport. *Geomorphology* 175–176, pp. 139–150.
- Recking A., Frey P., Paquier A., Belleudy P.** (2009). An experimental investigation of mechanisms involved in bed load sheet production and migration. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 114, F03010.
- Recking A., Leduc P., Liébault F., Church M.** (2012). A field investigation of the influence of sediment supply on step-pool morphology and stability. *Geomorphology* 139–140, pp. 53–66.
- Recking A., Degoutte G., Camenen B., Frey, P.** (2013). Hydraulique et transport solide. In *Torrents et Rivières de Montagne, Dynamique et Aménagement*, (Versailles), pp. 133–199.
- Regamey B.** (2013). Télédétection des impacts à long terme de l'extraction de l'eau sur un système sédimentaire d'une vallée latérale alpine, Mémoire de master (Lausanne). 103 p.
- Remaître A.** (2006). Morphologie et dynamique des laves torrentielles : Applications aux torrents des Terres Noires du bassin de Barcelonnette (Alpes du Sud). Thèse de doctorat. Université de Caen. 374 p.
- Reusse, L., Bierman P.** (2007). Accuracy assessment of LiDAR-derived DEMs of bedrock river channels: Holtwood Gorge, Susquehanna River. *Geophysical Research Letters* 34, L23S06.
- Rey J.M., Saameli R.** (1997). Intempéries du 24 juillet 1996 dans le secteur Ferret/Chamonix, Analyse globale de l'évènement (Sion: CRSFAS). 50 p.
- Reynaud L., Vincent C.** (2002). Histoire des fluctuations des glaciers en remontant le Petit Age de Glace. *La Houille Blanche* 8, pp. 16–19.
- Richardson S.D., Reynolds J.M.** (2000). An overview of glacial hazards in the Himalayas. *Quaternary International* 65, pp. 31–47.
- Rickenmann D., Zimmermann M.** (1993). The 1987 debris flows in Switzerland: documentation and analysis. *Geomorphology* 8, pp. 175–189.
- Rinaldi M.** (2003). Recent channel adjustments in alluvial rivers of Tuscany, central Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, pp.587–608.
- Ritter A.F.** (1979). The effects of channelization on a high-energy river. *Environmental Geology* 3, pp. 29–38.
- Rosenzweig C., Karoly D., Vicarelli M., Neofotis P., Wu Q., Casassa G., Menzel A., Root T.L., Estrella N., Seguin B., et al.** (2008). Attributing physical and biological impacts to anthropogenic climate change. *Nature* 453, pp. 353–357.
- Roussel E.** (2005). L'évolution morphologique récente du réseau hydrographique sur les marges des glaciers Lovén, presqu'île de Brøgger (Spitsberg, 79° N). Noroïs. *Environnement, aménagement, société*, pp. 85–96.
- Roussel E.** (2011). Réponses des glaciers et des sandurs sud-islandais au réchauffement climatique post-petit âge glaciaire : Modalités et rythmes d'ajustement du continuum glacio-fluvial. Thèse de Doctorat. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II. 269 p.
- Roussel E., Chenet M., Grancher D., Jomelli V.** (2009). Processus et rythmes de l'incision des sandar proximaux postérieure au petit âge glaciaire (sud de l'Islande). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, pp. 235–247.
- Russell A.J., Roberts M.J., Fay H., Marren P.M., Cassidy N.J., Tweed F.S., Harris T.** (2006). Icelandic jökulhlaup impacts: Implications for ice-sheet hydrology, sediment transfer and geomorphology. *Geomorphology* 75, pp. 33–64.

S

- Sadier B., Delannoy J.-J., Benedetti L., Bourlès D.L., Jaillet S., Geneste J.-M., Lebatard A.-E., Arnold M.** (2012). Further constraints on the Chauvet cave artwork elaboration. *PNAS* 109, pp. 8002–8006.
- Sadier, B.** (2013). 3D et géomorphologie karstique : La grotte Chauvet et les cavités des Gorges de l'Ardèche. Thèse de Doctorat. Université de Grenoble. 482 p.
- Sailer R., Bollmann E., Hoinkes S., Rieg L., Spros, M., Stoetter J.** (2012). Quantification of geomorphodynamics in glaciated and recently deglaciated terrain based on airborne laser scanning data. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 94, pp. 17–32.

- Sailer R., Rutzinger M., Rieg L., Wichmann V.** (2014). Digital elevation models derived from airborne laser scanning point clouds: appropriate spatial resolutions for multi-temporal characterization and quantification of geomorphological processes: DTM: appropriate resolutions for geomorphological process quantification. *Earth Surface Processes and Landforms* 39, pp. 272–284.
- Scapoza C., Lambiel C., Bozzini C., Mari S., Conedera M.** (2014). Assessing the rock glacier kinematics on three different timescales: a case study from the southern Swiss Alps. *Earth Surface Processes and Landforms* 39, pp. 2056–2069.
- Schaepli B., Hingray B., Niggli M., Musy A.** (2005). A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences* 9, pp. 95–109.
- Scheidl C., Rickenmann D., Chiari M.** (2008). The use of airborne LiDAR data for the analysis of debris flow events in Switzerland. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8, pp. 1113–1127.
- Schiefer E., Gilbert R.** (2007). Reconstructing morphometric change in a proglacial landscape using historical aerial photography and automated DEM generation. *Geomorphology* 88, pp. 167–178.
- Schlunegger F., Badoux A., McArde B.W., Gwerder C., Schnydrig D., Rieke-Zapp D., Molnar P.** (2009). Limits of sediment transfer in an alpine debris-flow catchment, Illgraben, Switzerland. *Quaternary Science Reviews* 28, pp. 1097–1105.
- Schoeneich P.** (1993). Comparaison des systèmes de légendes français, allemand et suisse : Principes de la légende IGD. In Schoeneich P., Reynard E. (Eds), *Cartographie géomorphologique, cartographie des risques, Actes de la Réunion annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie, 19 au 21 juin 1992 aux Diablerets et à Randa.* Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et Recherches 9, pp. 15–24.
- Schumm S.A.** (1963). A tentative classification of alluvial river channels, *Geological Survey Circular* 477. 10 p.
- Sesiano J.** (1982). Le glacier des Bossons : la forte crue de 1981-1982 et une estimation de sa vitesse sur 30 ans. *Revue de géographie alpine* 70, pp. 431–438.
- Shannon C.E.** (1984). Communication in the presence of noise. *Proceedings of the IEEE* 72, pp. 1192–1201.
- Singh P.** (2011) Glacier Hydrology. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, (Dayton: Singh), pp. 379–381.
- Sithole G., Vosselman G.** (2004). Experimental comparison of filter algorithms for bare-Earth extraction from airborne laser scanning point clouds. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 59, pp. 85–101.
- Slaymaker O.** (2011). Criteria to Distinguish Between Periglacial, Proglacial and Paraglacial Environments. *Quaestiones Geographicae* 30. pp. 85-95
- Smith G.S.** (2000). Small-scale cyclicity in alpine proglacial fluvial sedimentation. *Sedimentary Geology* 132, pp. 217–231.
- Smith, B.P., Hannah, D.M., Gurnell, A.M., and Petts, G.E.** (2001). A hydrogeomorphological context for ecological research on alpine glacial rivers. *Freshwater Biology* 46, pp. 1579–1596.
- Sourbier J.M.** (1938). Les calamités publiques en Savoie au cours de l'année 1937. *Revue de géographie alpine* 26, pp. 417–442.
- Sourbier J.M.** (1939). Les calamités publiques en Savoie au cours de l'année 1938. *Revue de géographie alpine* 27, pp. 647–669.
- SSGm** (2009). Glaciers et économie : des réservoirs d'eau pour l'hydroélectricité.
- Stahl K., Moore R.D.** (2006). Influence of watershed glacier coverage on summer streamflow in British Columbia, Canada. *Water Resource Research* 42, W06201.
- Staines K.E.H., Carrivick J.L., Tweed F.S., Evans A.J., Russell A.J., Jóhannesson T., Roberts M.** (2015). A multi-dimensional analysis of pro-glacial landscape change at Sólheimajökull, southern Iceland. *Earth Surface Processes and Landforms* 40, pp. 809–822.
- Stenborg T.** (1970). Delay of Run-Off from a Glacier Basin. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 52, pp. 1–30.
- Stockdale C.A., Bozzini C., Macdonald S.E., Higgs E.** (2015). Extracting ecological information from oblique angle terrestrial landscape photographs: Performance evaluation of the WSL Monoplotting Tool. *Applied Geography* 63, pp. 315–325.
- Stolz A., Huggel C.** (2008). Debris flows in the Swiss National Park: the influence of different flow models and varying DEM grid size on modeling results. *Landslides* 5, pp. 311–319.
- Strahler A.N.** (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos Transactions AGU* 38, pp. 913–920.

T

- Tacnet J.M., Degoutte G.** (2013). Principes de conception des ouvrages de protection contre les risques torrentiels. *In Torrents et Rivières de Montagne, Dynamique et Aménagement*, (Recking et al.), pp. 267–231.
- Tacnet J.M., Richard, D.** (2010). De la conception à la sûreté des barrages de correction torrentielle. *Risques Naturels En Montagne*, pp. 164–175.
- Tarboton, D.G.** (1997). A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resource Research* 33, pp. 309–319.
- Terrier S., Bieri M., Jordan F., Schleiss A.J.** (2015). Impact du retrait glaciaire et adaptation du potentiel hydroélectrique dans les Alpes suisses. *La Houille Blanche*. pp. 93–101.
- Theler D., Reynard E., Bardou E.** (2008). Assessing sediment dynamics from geomorphological maps: Bruchi torrential system, Swiss Alps. *Journal of Maps* 4, pp. 277–289.
- Theler D., Reynard E., Lambiel C., Bardou E.** (2010). The contribution of geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in small alpine catchments. *Geomorphology* 124, pp. 113–123.
- Tricart J., Cailleux A.** (1962). Le modelé glaciaire et nival (Paris). 508 p.
- Triglav-Čekada M., Bric V., Zorn M.** (2014). How to decide which oblique image has the highest mapping potential for monoplotted method: a case studies on river erosion and floods. *ISPRS Annals of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences II-5*, pp. 379–384.
- Tunncliffe J.F., Church M.** (2011). Scale variation of post-glacial sediment yield in Chilliwack Valley, British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms* 36, pp. 229–243.

V

- Valla P.G., Van Der Beek P.A., Carcaillet J.** (2010a). Dating bedrock gorge incision in the French Western Alps (Ecrins-Pelvoux massif) using cosmogenic ¹⁰Be. *Terra Nova* 22, pp. 18–25.
- Valla P.G., van der Beek P.A., Lague D.** (2010b). Fluvial incision into bedrock: Insights from morphometric analysis and numerical modeling of gorges incising glacial hanging valleys (Western Alps, France). *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 115, F02010.
- Vallet J.** (2011). La lasergrammétrie aéroportée : approches théoriques, concepts, méthodes. *Collection Edytem* 12, pp. 29–40.
- Vallot C.** (1922). Sur les variations de longueur des glaciers de la vallée de Chamonix. *Revue de géographie alpine* 10, pp. 167–179.
- Veyret P.** (1943). Un centenaire : L'Etude sur les torrents des Hautes-Alpes, de Surell. *Revue de géographie alpine* 31, pp. 513–524.
- Veyret P.** (1959). L'eau, la neige, la glace, le gel et la structure dans l'évolution morphologique de la région de Chamonix (Massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges). *Revue de géographie alpine* 47, pp. 5–36.
- Veyret P.** (1968). L'épaulement de la vallée glaciaire. A partir de la vallée de Chamonix, une nouvelle conception du problème. *Revue de géographie alpine* 56, pp. 43–64.
- Veyret P.** (1969). L'auge de Chamonix : une vallée glaciaire d'un type particulier. *Revue de géographie alpine* 57, pp. 559–570.
- Veyret P.** (1971). Nouveautés dans l'équipement hydro-électrique des Alpes françaises du Nord (Emosson, Arc moyen, Isère moyenne). *Revue de géographie alpine* 59, pp. 63–76.
- Veyret P.** (1978). Les glaciers du Massif du Mont-Blanc (versant nord) de 1974 à 1977. *Revue de géographie alpine* 66, pp. 105–113.
- Vilímek V., Zapata M.L., Klimeš J., Patzelt Z., Santillán N.** (2005). Influence of glacial retreat on natural hazards of the Palcacocha Lake area, Peru. *Landslides* 2, pp. 107–115.
- Vincent C.** (2002). Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 107, pp. 43–75.

- Vincent C., Kappenberger G., Valla F., Bauder A., Funk M., Le Meur E.** (2004). Ice ablation as evidence of climate change in the Alps over the 20th century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 109, D10104.
- Vincent C., Le Meur E., Six D., Funk M.** (2005). Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. *Geophysical Research Letters* 32, L09706.
- Vincent C., Le Meur E., Six D., Possenti P., Lefebvre E., Funk M.** (2007). Climate warming revealed by englacial temperatures at Col du Dôme (4250 m, Mont Blanc area). *Geophysical Research Letters* 34, L16502.
- Vincent C., Soruco A., Six D., Le Meur E.** (2009). Glacier thickening and decay analysis from 50 years of glaciological observations performed on Glacier d'Argentière, Mont Blanc area, France. *Annals of Glaciology* 50, pp. 73–79.
- Vincent C., Garambois S., Thibert E., Lefebvre E., Meur L., Six, D.** (2010a). Origin of the outburst flood from Glacier de Tête Rousse in 1892 (Mont Blanc area, France). *Journal of Glaciology* 56, pp. 688–698.
- Vincent C., Auclair S., Meur E.L.** (2010b). Outburst flood hazard for glacier-dammed Lac de Rochemelon, France. *Journal of Glaciology* 56, pp. 91–100.
- Vincent C., Descloitres M., Garambois S., Legchenko A., Guyar, H., Gilbert A.** (2012). Detection of a subglacial lake in Glacier de Tête Rousse (Mont Blanc area, France). *Journal of Glaciology* 58, pp. 866–878.
- Vincent C., Harter M., Gilbert A., Berthier E., Six D.** (2014). Future fluctuations of Mer de Glace, French Alps, assessed using a parameterized model calibrated with past thickness changes. *Annals of Glaciology* 55, pp. 15–24.
- Vincent C., Thibert E., Harter M., Soruco A., Gilbert A.** (2015). Volume and frequency of ice avalanches from Tacconnaz hanging glacier, French Alps. *Annals of Glaciology* 56, pp. 17–25.
- Viollet le Duc E.E.** (1876). Le Massif du Mont-Blanc, étude sur sa construction géodésique et géologique, sur ses transformations et sur l'état ancien et moderne de ses glaciers (Paris). 280 p.
- Vivian, R.** (1966). La catastrophe du glacier Allalin. *Revue de géographie alpine* 54, pp. 97–112.
- Vivian R.** (1967). Morphologie des marges pro-glaciaires : Sur quelques aspects caractéristiques de l'écoulement des eaux et de ses effets morphologiques dans les marges pro-glaciaires alpines. *Revue de géographie alpine* 55, pp. 267–289.
- Vivian R.** (1970). Hydrologie et érosion sous-glaciaires. *Revue de géographie alpine* 58, pp. 241–264.
- Vivian R.** (1971). Fiches des Glaciers français. *Revue de géographie alpine* 59, pp. 153–154.
- Vivian R.** (1975). Les glaciers des Alpes occidentales (Grenoble). 512 p.
- Vivian R.** (2005). Les glaciers du Mont-Blanc (La Fontaine de Siloë). 328 p.
- Vivian H., Edouard J.L.** (1984). Une hydrologie naturelle dans les Alpes du Nord?... Les nouveaux paramètres de l'hydrologie alpine : les aménagements hydro-électriques. *Revue de géographie alpine* 72, pp. 165–188.

W

- Walling D.E.** (1983). The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology* 65, pp. 209–237.
- Wanner X.** (2013). Analyse de la qualité des MNT issus de vols LiDAR en forêt de montagne (Strasbourg: ONF/INSA). Mémoire de Master. 77 p.
- Warburton J.** (1990). An alpine proglacial fluvial sediment budget. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 72, pp. 261–272.
- Warburton J.** (1994). Channel change in relation to meltwater flooding, Bas Glacier d'Arolla, Switzerland. *Geomorphology* 11, pp. 141–149.
- Watson R.T., Haeberli W.** (2004). Environmental Threats, Mitigation Strategies and High-Mountain Areas. *Ambio* pp. 2–10.
- Weichert R.** (2006). Bed morphology and stability of steep open channels. Mitteilungen Der Versuchsanstalt Für Wasserbau, Hydrologie Und Glaziologie an Der Eidgenössischen Technischen Hochschule, Thèse de Doctorat, Swiss federal institute of technology Zürich. 247 p.
- Westoby M.J., Glasser N.F., Hambrey M.J., Brasington J., Reynolds J.M., Hassan M.A.A.M.** (2014). Reconstructing historic Glacial Lake Outburst Floods through numerical modelling and geomorphological assessment: Extreme events in the Himalaya. *Earth Surface Processes and Landforms* 39, pp. 1675–1692.

Wiesmann S., Steiner L., Pozzi M., Bozzini C., Bauder A., Hurni L. (2012). Reconstructing Historic Glacier States Based on Terrestrial Oblique Photographs. In *Proceeding, AutoCarto 2012*, (Columbus, Ohio, USA), 14 p.

Wilhelm B., Arnaud F., Enters D., Allignol F., Legaz A., Magand O., Revillon S., Giguet-Covex C., Malet E. (2011). Does global warming favour the occurrence of extreme floods in European Alps? First evidences from a NW Alps proglacial lake sediment record. *Climatic Change* 113, pp. 563–581.

Wilhelm B., Arnaud F., Sabatier P., Magand O., Chapron E., Courp T., Tachikawa K., Fanget B., Malet E., Pignol C. (2013). Palaeoflood activity and climate change over the last 1400 years recorded by lake sediments in the north-west European Alps. *Journal of Quaternary Science* 28, pp. 189–199.

Willis I.C. (2011). Hydrographs. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*, (Dayton: Singh), pp. 354–358.

Wohl E. (2006). Human impacts to mountain streams. *Geomorphology* 79, pp. 217–248.

Wohl E. (2013a). Mountain Rivers and Humans. In *Mountain Rivers Revisited*, (American Geophysical Union), pp. 295–346.

Wohl E. (2013b). *Mountain Rivers Revisited* (John Wiley & Sons). 609 p.

Wolman M.G. (1954). A method of sampling coarse river-bed material. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 35, pp. 951–956.

Wooldridge C.L., Hickin E.J. (2002). Step-pool and cascade morphology, Mosquito Creek, British Columbia: a test of four analytical techniques. *Canadian Journal of Earth Sciences* 39, pp. 493–503.

Y

Yager E.M., Kirchner J.W., Dietrich W.E. (2007). Calculating bed load transport in steep boulder bed channels: sediment transport in steep channels. *Water Resources Research* 43, W07418

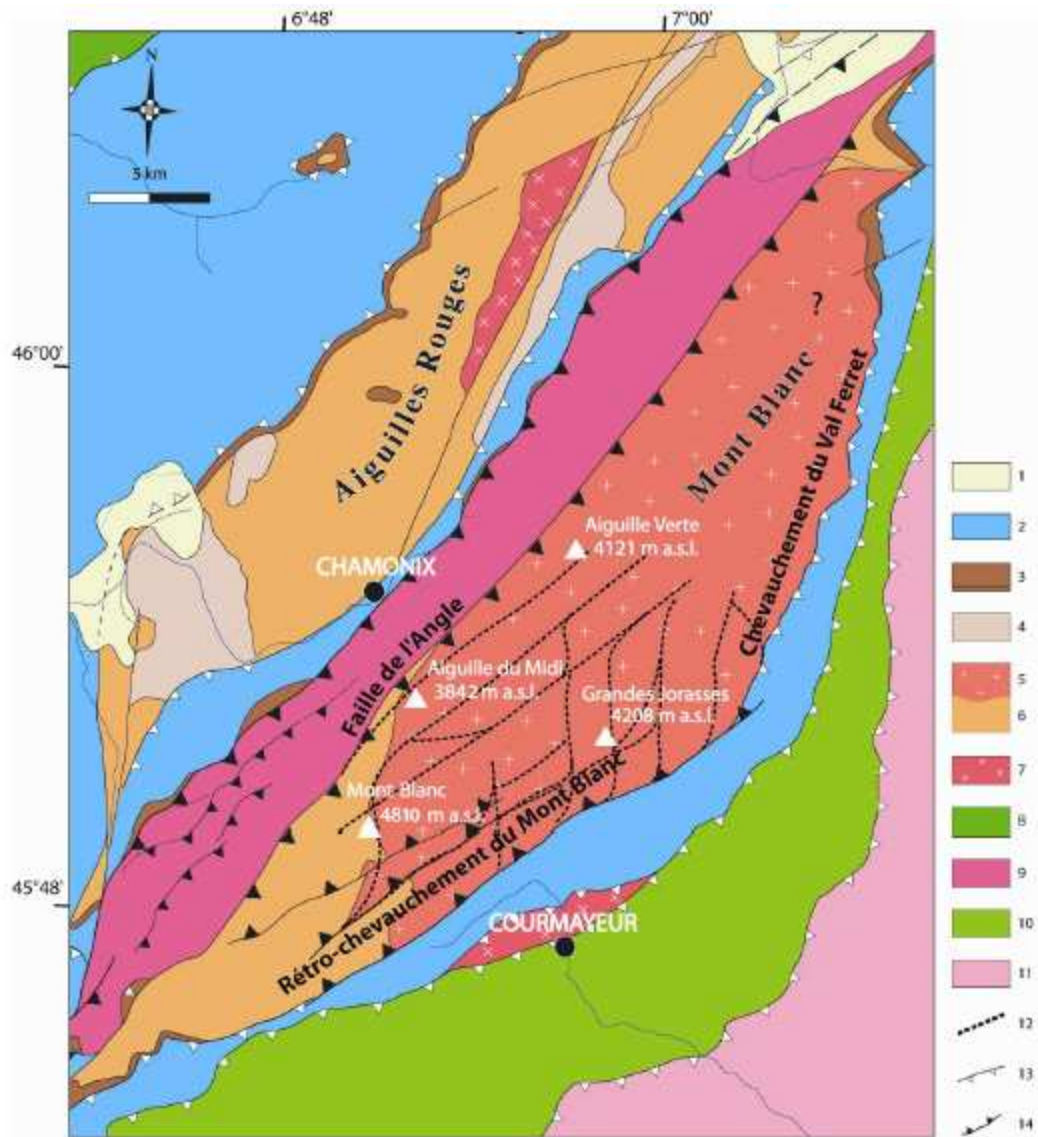
Z

Zemp M., Haeberli W., Hoelzle M., Paul F. (2006). Alpine glaciers to disappear within decades? *Geophysical Research Letters* 33, L13504.

Zhang H., Huang G. (2009). Building channel networks for flat regions in digital elevation models. *Hydrological Processes*. 23, pp. 2879–2887.

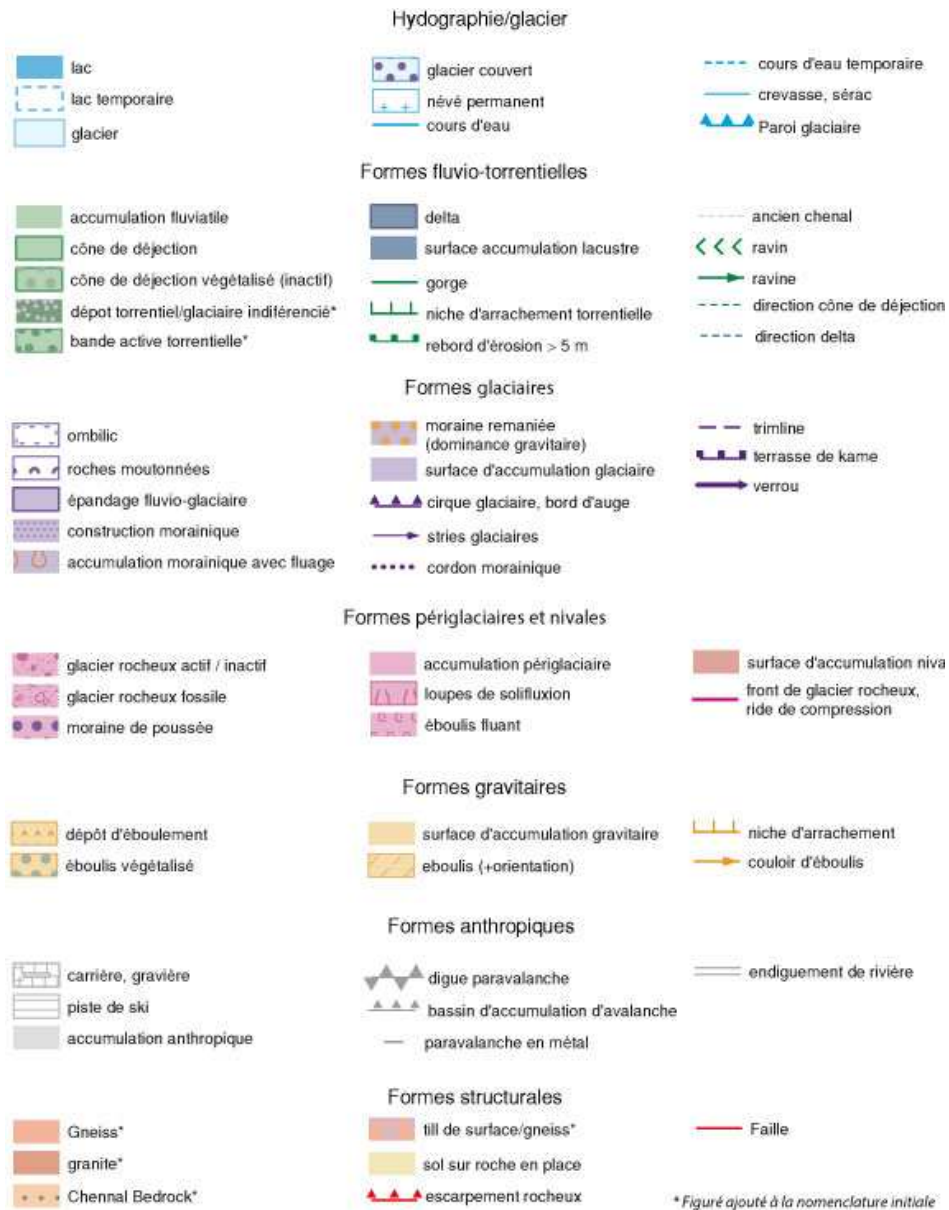
Annexes

Annexe 1 : carte géologique simplifiée du massif du Mont Blanc



Annexe 2.1 Carte géologique simplifiée de la région du Mont Blanc (Leloup *et al.*, 2005 ; Rolland *et al.*, 2003, modifiés). 1 : Quaternaire, 2 : sédiments mésozoïques dauphinois et helvétiques, 3 : Trias, 4 : Carbonifère, 5 : granite du Mont Blanc, 6 : roches métamorphiques varisques (gneiss), 7 : granites indifférenciés, 8 : klippe pennique, 9 : zone de cisaillement du Mont Blanc (gneiss), 10 : Versoyen + Valais, 11 : zones internes, 12 : réseau de zones de cisaillement cartographié, 13 : chevauchement, 14 : faille inverse.

Annexe 2 : Légende des cartes géomorphologiques



* Figuré ajouté à la nomenclature initiale

Annexe 3 : Dépôt d'écroulement et ravine dans la marge proglaciaire de la Mer de Glace



Annexe 4 : Les remplissages sédimentaires dans les systèmes « vasques-ressauts »



Quelques exemples de morphologies de vasque-ressauts dans différents environnements. Le ravin des Enfers (4, vallée de l'UBaye) est en excédent sédimentaire et toutes ses vasques sont comblées, contrairement au canyon des Ecouges (2, Vercors) dont les vasques sont le plus souvent vides. Les torrents de l'Eychauda (3, massif des Ecrins) et d'Orrido di Foresto (1, Val de Suze) connaissent des fluctuations de forte amplitude et les vasques sont en partie comblées, mais toujours surmontées d'une lame d'eau plus ou moins importante.

Annexe 5 :L'appareil de prise de vue automatique à la confluence de l'Arveyron d'Argentière et de l'Arve pendant la crue du 26/08/2014



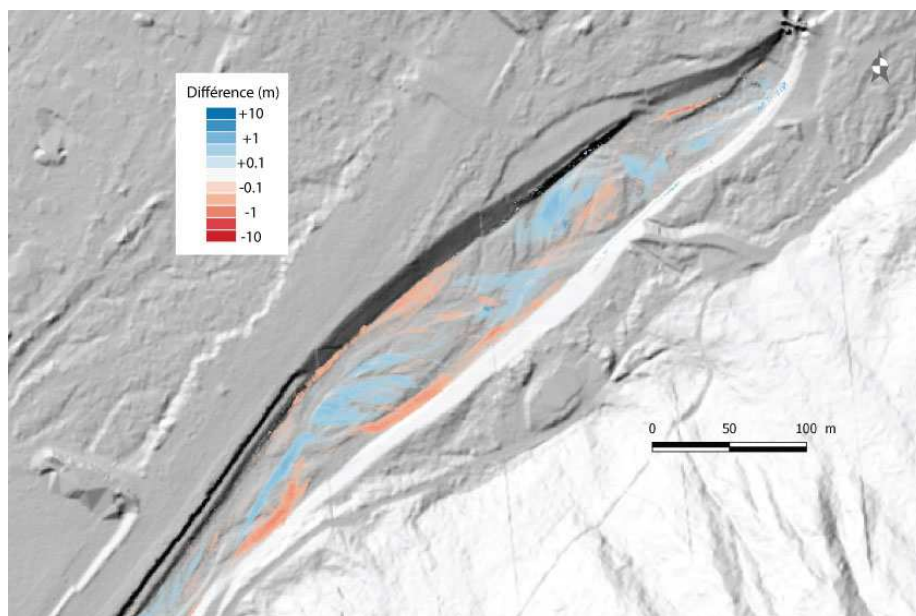
On aperçoit que les premiers changements se sont opérés la journée du 26/08/2018 entre 15h et 19h alors qu'entre 9h et 15h, aucun changement n'est visible sur le banc de galets qui émerge encore.

Annexe 6 : Débordement près des infrastructures de l'Arveyron d'Argentière et du torrent de la Creusaz



Annexe 6.1 Conséquences des crues d'août 2014 : (1) le débordement en rive droite du torrent de la Creusaz près de la douane ; (2) la passerelle qui a obstrué le cours de l'Arveyron d'Argentière, occasionnant une diffluence en rive droite.

Annexe 7 : Evolution topographique de la plage de dépôt de l'Arveyron de la Mer de Glace entre juin et octobre 2013



Annexe 8 : La crue de 1863 sur l'Arveyron de la Mer de Glace, photographie des frères Bissons



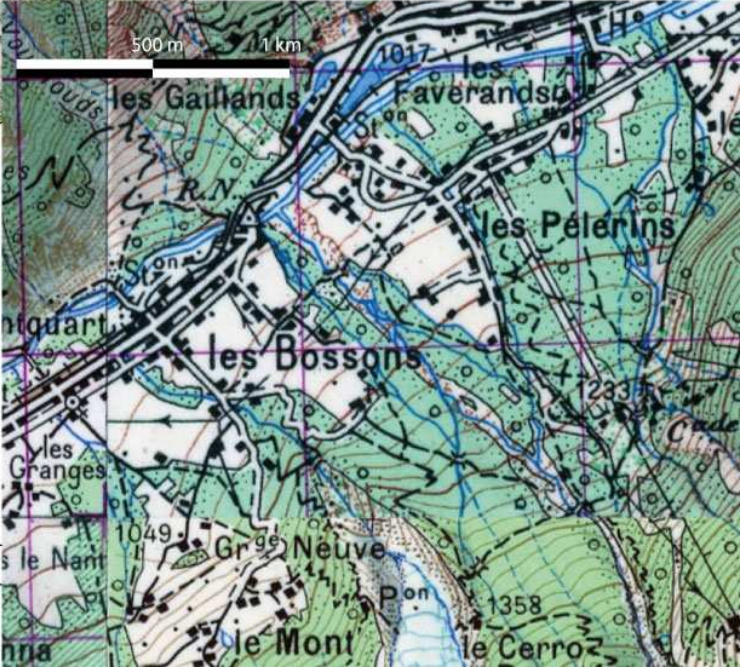
Annexe 9 : Les travaux d'élargissement de la plage de dépôt du tunnel sur le torrent de la Creusaz, source : ATMB



Annexe 10 : Mapped Sarde et cartes IGN type « 1950 » sur le cône du torrent de la Creusaz



Mappe Sarde



IGN 1950

Table des Figures

Fig. 0.1 Les torrents proglaciaires de la vallée de Chamonix	11
Fig. 1.1 Sandur à l'aval du glacier de Gamchi (Suisse)	17
Fig. 1.2 Les formes potentielles lors d'une séquence paraglaciale (Mercier, 2010).....	18
Fig. 1.3 La cascade sédimentaire paraglaciale, modifié, d'après Ballantyne (2002).....	19
Fig. 1.4 Les trois séquences de démantèlement des moraines latérales et de l'évolution du paysage : (1) retrait du glacier ; (2) érosion des versants et exhaussement de la vallée ; (3) incision du réseau hydrographique (Ballantyne, 2002).....	21
Fig. 1.5 Exemple de deux systèmes torrentiels (source : Université de Fribourg).....	23
Fig. 1.6 Les concepts d'équilibres en géomorphologie fluviale : (1) la balance de Lane (1955), modifié ; (2) représentation de l'équilibre dynamique d'après Bravard et Malavoi (2010) ; (3) l'équilibre d'un cours d'eau après une crue d'après Bravard et Malavoi (2010).....	24
Fig. 1.7 Les différentes échelles d'un système torrentiel, adapté de Frissel et al. (1986).....	25
Fig. 1.8 Le rôle morphogène des sédiments en fonction de la granulométrie : (1) Mode de transport et rôle morphologique des classes granulométriques, d'après Church (2007), modifié ; (2) Dépôt de charriage identifiable par l'efficacité du tri granulométrique rendant le dépôt homogène, torrent de Barberine après la vidange du barrage d'Emosson en 2012 (France, Suisse) ; (3) Illustration des différences morphogènes entre la charge fine (en pointillés) et la charge grossière (trait plein). 26	26
Fig. 1.9 Les gradients géomorphologiques des torrents : (1) Le continuum géomorphologique dans les cours d'eau de montagne, d'après Montgomery et Buffington (1997), in Kondolf (2001) ; (2) les signatures géomorphologiques de la fourniture sédimentaire dans les cours d'eau de montagne, d'après Montgomery et Buffington (1997), in Kondolf (2001)...	28
Fig. 1.10 Les laves torrentielles : (1) Les différentes entités d'une lave torrentielle (Bardou, 2002) ; (2) lave torrentielle dans le torrent de Crève Cœur (Haute Savoie, France). On distingue les plus gros blocs et les débris de bois, caractéristiques des fronts de lave	30
Fig. 1.11 L'(in)efficacité de la connectivité sédimentaire : (1) Sources sédimentaire dans un affluent du torrent de Tré-les-eaux (Haute-Savoie) : efficace (A), les sédiments arrivent directement jusqu'au lit du torrent, la bande active est localement plus large avec un style tressé ; inefficace (B) les sédiments sont stockés sur le versant et ne sont connectés au torrent que par deux petites ravines, le lit du torrent est très incisé ; (2) source sédimentaire efficace dans le torrent d'Hermillon (Maurienne) produisant de puissantes laves.....	31
Fig. 1.12 Fréquences et intensité de la connectivité sédimentaire (Fryirs, 2007).....	32
Fig. 1.13 L'hydrologie des cours d'eau proglaciaires : (1) La variation annuelle des débits au front de quelques glaciers Suisses (Pelliccioti et al., 2010) ; (2) la variation des débits liquides et solides sur la période juin-juillet au front du Bas Glacier d'Arolla (Warburton, 1990) ; (3) la variation de l'amplitude quotidienne des débits au front du Gornergletscher en fonction de la saison (Patterson, 1994, in Benn et Evans, 2010) ; (4) synthèse de la variabilité annuelle et quotidienne des débits d'un cours d'eau proglaciaire (Roussel, 2011).....	33
Fig. 1.14 L'effet de barrage d'une moraine frontale, puis de son démantèlement, sur la fourniture sédimentaire et la morphologie du chenal à l'aval (Cossart et Fort, 2008).....	35
Fig. 1.15 Les gorges de Gamchi (Oberland, Suisse) dont une partie était encore couverte au PAG. (1) et (2) En amont de la gorge sont présent de nombreux blocs glaciaires plurimétriques qui ne peuvent pas transiter à travers la gorge du fait de l'étroitesse de celle-ci (parfois de moins d'un mètre et profonde de plusieurs centaines de mètres) ; (3) A l'aval, le style fluvial du lit est affirmé et les grains les plus gros ne sont plus que pluri-décimétriques.	36
Fig. Les modèles d'évolution de la fourniture sédimentaire au cours de la séquence paraglaciale : (1) évolution de la disponibilité en sédiment durant la période paraglaciale en introduisant les événements extrêmes et les changements du niveau de base, adapté de Church et Ryder (1972), in Ballantyne (2002) ; (2) effet des relargages sédimentaires après la période paraglaciale par reprises de stocks sédimentaires par les processus fluviaux (Ballantyne, 2002) ; (3) et (4) Effet des relargages sédimentaires après la période paraglaciale par des événements extrêmes (Ballantyne, 2002).	37
Fig. 1.17 Nombre GLOFs issus de lac d'eau libre et de poche d'eau en Suisse, Haerberli (1983), modifié.....	40
Fig. 1.18 Modèle de la réponse torrentielle aux fluctuations glaciaires et en fonction de sa vitesse (Gurnell, 2000).....	41
Fig. 2.1 Les fluctuations de la Mer de Glace sur les 4000 dernières années (Le Roy, 2015, modifié).	48

Fig. 2.2 Synthèse de quelques données cartographiques de l'extension des glaciers d'Argentière (1), de la Mer de Glace (2) et des Bossons (3) réalisée Le Roy (2012) d'après les données de Bless (1984), Wetter (1987) et Nussbaumer et al. (2007)....	49
Fig. 2.3 Les fluctuations de la Mer de Glace et du glacier des Bossons depuis le 16 ^{ème} siècle, d'après Nussbaumer (2015) et Nussbaumer et Zumbühl (2011).....	50
Fig. 2.4 Evolution des températures dans les Alpes du Nord : anomalie des températures moyennes annuelles par rapport à la période 1951-1981 (A) et température moyenne de l'air des trois mois les plus chauds (juin-juillet-août ou juillet-août-septembre) (Ravel et Deline, 2010).....	51
Fig. 2.5 Evolution de la position du front du Glacier d'Argentière de 1900 à nos jours (données LGGE, C. Vincent).....	52
Fig. 2.6 Evolution de la position du front du Glacier de la Mer de Glace depuis la fin du 19 ^{ème} siècle et projection de différents scenarii jusqu'en 2020 (a), 2030 (b) et 2040(c) (Vincent et al., 2014).....	53
Fig. 2.7 Taille des bassins versants étudiés et leur surface englacée au PAG et en 2008.....	54
Fig. 2.8 L'évolution du taux d'englacement des bassins versants.....	55
Fig. 2.9 La carte géomorphologique de Conard (1931) de la vallée de Chamonix.....	57
Fig. 2.10 Cartographie géomorphologique sur le secteur du Plan des Drus (Ravel et Deline, 2009).....	58
Fig. 2.11 Légende des cartes géomorphologiques, IGUL, modifiée.....	60
Fig. 2.12 Le processus de cartographie géomorphologique.....	62
Fig. 2.13 Cartographie géomorphologique des bassins des torrents de l'Arveyron d'Argentière, du Groumot et de la Pendant. Légende Fig. 2.9 et Annexe 2.....	63
Fig. 2.14 Cartographie géomorphologique des bassins des torrents de Blaitière et du Grépon Légende Fig. 2.9 et Annexe 2.....	64
Fig. 2.15 Contexte anthropique des torrents de la vallée de Chamonix.....	65
Fig. 2.16 Le captage sous-glaciaire d'Argentière : (1) Le complexe hydro-électrique d'Emosson, source : M. Forget ; (2) Le réseau de captage du collecteur Sud d'Emosson ; (3) Chasse du dégraveur après la crue du 26-08-2014, source : mairie de Chamonix.....	67
Fig. 2.17 Chroniques des débits journaliers résiduels et naturels reconstitués en 1996 et 2003 : (1) sur l'Arveyron d'Argentière ; (2) sur le torrent du Bisme sources : EDF.....	69
Fig. 2.18 Le système hydroélectrique de la station des bois et le captage sous-glaciaire de la Mer de Glace.....	70
Fig. 2.19 Ouvrages de correction torrentielle et bâti dans les bassins de l'Arveyron d'Argentière et du torrent du Groumot ; (1) L'ouvrage de confluence entre l'Arve et l'Arveyron d'Argentière.....	72
Fig. 2.20 Ouvrages de correction torrentielle et bâti dans le bassin de l'Arveyron de la Mer de Glace ; (1) Le tronçon terminal de l'Arveyron de la Mer de Glace endigué à la fin du 19 ^{ème} siècle ; (2) La plage de dépôt achevée en 2005.....	74
Fig. 2.21 Ouvrages de correction torrentielle et bâti dans les bassins des torrents du Grépon et de Blaitière.....	75
Fig. 2.22 Les plages de dépôts du torrent de la Creusaz : (1) Opérations de curage sur la plage de dépôt à proximité du tunnel du Mont-Banc après la crue du 7 août 2014 (2) Les aménagements sur le tronçon final en amont de la confluence avec l'Arve.....	76
Fig. 2.23 Ouvrages de correction torrentielle et bâti dans les bassins des torrents des Favrand, de la Creusaz et des Bossons.....	77
Fig. 2.24 Ouvrages de correction torrentielle et bâti dans les bassins du torrent de Taconnaz : (1) Le paravalanche de Taconnaz et le réaménagement du torrent, source : glaciers-climat.fr ; (2) Le torrent de Taconnaz traversant l'autoroute du Mont-Blanc près de sa confluence.....	78
Fig. 2.25 Ouvrages de correction torrentielle et bâti dans les bassins des torrents du Bourgeat et de la Griaz.....	79
Fig. 2.26 (1) Seuils RTM sur l'affluent des Arandellys du torrent de la Griaz. (2) Confluence du torrent de la Griaz avec l'Arve.....	80
Fig. 2.27 (1) Piège à sédiment sur l'Arveyron de la Mer de Glace (2) Extraction de matériaux sur l'Arveyron de la Mer de Glace.....	82
Fig. 3.1 Méthode de reconstitution du réseau hydrographique. Le raster de pondération est généré à partir du fichier de formes, d'emprise des glaciers. Le réseau hydrographique est ensuite calculé et comparé à celui digitalisé depuis les cartes d'Etat Major et IGN.....	87
Fig. 3.2 Le changement de tracé de l'émissaire principal du glacier des Drus entre 1900 et 2014.....	88
Fig. 3.3 Les artefacts de la modélisation liés à la mauvaise qualité du MNT.....	89

Fig. 3.4 Le réseau hydrographique d'origine glaciaire sur le secteur du Tour : (1) à la fin du PAG ; (2) en 2008.	91
Fig. 3.5 Le réseau hydrographique d'origine glaciaire sur les secteurs d'Argentière, de Lognan et de la Pendant: (1) à la fin du PAG ; (2) en 2008.	93
Fig. 3.6 La proximité du glacier d'Argentière avec l'Arve et la précarité de la situation du village d'Argentière, 1780, C. L. Hackert, Bibliothèque Nationale Suisse, recadré.	94
Fig. 3.7 Le secteur de Lognan et de la Pendant.	95
Fig. 3.8 Evolution du couplage entre le torrent et le glacier de la Pendant : (1) en 1909 ; (2) en 1960, le torrent de la Pendant est toujours connecté au glacier ; (3) Flanc externe de la moraine latérale du glacier de la Pendant en 2014. La ravine en pointillée est celle d'où sortait le torrent de la Pendant lorsqu'il était connecté au glacier.	96
Fig. 3.9 Le réseau hydrographique d'origine glaciaire sur le secteur de la Mer de Glace : (1) à la fin du PAG ; (2) en 2008.	98
Fig. 3.10 Le réseau hydrographique au front de la Mer de Glace à la fin du PAG : (1) les cascades descendant du Rocher des Mottes (A) et l'émissaire sortant de la moraine latérale droite (B), non datée ; (2) La Mer de Glace en 1842 et l'émissaire (en pointillés) sortant de la moraine latérale droite.	99
Fig. 3.11 Le réseau hydrographique d'origine glaciaire sur le secteur du plan des Aiguilles: (1) à la fin du PAG ; (2) en 2008.	101
Fig. 3.12 Les glacier des Nantillons et de Blaitière en 1909, cliché E. Spelterini, recadré.	102
Fig. 3.13 Le réseau hydrographique d'origine glaciaire sur les secteurs des Bossons et de Taconnaz : (1) à la fin du PAG ; (2) en 2008.	104
Fig. 3.14 L'activité torrentielle sur le flanc extérieur de la moraine du glacier des Bossons, vers 1850.	105
Fig. 3.15 Cartographie géomorphologique des bassins des torrents de l'Arveyron d'Argentière, du Groumot et de la Pendant. Légende Annexe 2.	106
Fig. 3.16 La déconnexion du glacier de Taconnaz au torrent de la Corruaz. Photographie Tairraz.	108
Fig. 3.17 Evolution de la longueur des torrents de la vallée de Chamonix entre 1850 et 2008.	110
Fig. 3.18 Longueur des torrents en 1850 et 2008 en fonction de la taille du bassin versant.	110
Fig. 3.19 (1) Les densités de drainage au PAG et en 2008 calculées depuis les cartes IGN et d'Etat Major ; (2) Les densités de drainage au PAG et en 2008 calculées depuis la simulation du réseau hydrographique ; (3) Comparaison de l'évolution relative des densités de drainage entre les deux méthodes.	112
Fig. 3.20 Les densités de drainage en fonction de la taille du bassin versant en 1850 et 2008.	113
Fig. 3.21 Le réseau hydrographique d'origine glaciaire : (1) au PAG ; (2) actuel.	114
Fig. 3.22 Distribution des types de surface sur lesquels se produisent les écoulements d'origine glaciaire, modélisés pour la fin du PAG et 2008.	116
Fig. 3.23 Evolution de la densité de drainage et du type de surface sur lequel se produisent les écoulements entre la fin du PAG et 2008.	116
Fig. 3.24 Les modalités du retrait glaciaire en fonction du contexte géomorphologique.	119
Fig. 4.1 Les différentes échelles spatio-temporelles d'application du LiDAR aéroporté (d'après Heritage et Hetherington, 2007).	125
Fig. 4.2 L'acquisition LiDAR : (1) Exemples du type de signal retour en fonction de la nature du terrain. Source : Riegl ; (2) Nuage de points LiDAR classifié : sol (rouge) et végétation (vert).	126
Fig. 4.3 Représentation en coupe d'un objet en 3D et 2,5D.	127
Fig. 4.4 Les principe de deux méthodes d'interpolation : le krigeage (pointillé) et l'interpolation linéaire (trait plein), d'après Sadier (2013).	128
Fig. 4.5 La représentativité des surfaces réelles suivant la pente : (1) Taille réelle d'un pixel en fonction de la pente ; (2) Surface réelle représentée par un pixel en fonction de la pente (3) Différence entre une comparaison de surface en 2,5D et 3D sur une pente nulle et sur une pente forte.	129
Fig. 4.6 Représentation des erreurs en topographie	131
Fig. 4.7 Les effets de la résolution en topographie. Une résolution plus faible « lisse » le terrain et ne prend pas en compte certains éléments, comme par exemple des blocs.	133

Fig. 4.8 Les erreurs liées à la verticalité : (1) Les problèmes d'acquisition en terrain vertical (Vallet, 2011) ; (2) Erreur d'un MNT LiDAR en fonction de la pente (Bollmann, 2011) ; (3) Comparaison de deux profils dans les gorges de l'Arveyron de la Mer de Glace, l'erreur atteint 80 m ; (4) Exemple d'erreurs de comparaison dans le secteur des Gorges de l'Arveyron de la Mer de Glace.	134
Fig. 4.9 Erreurs en fonction du type de terrain et de la résolution du raster (Sailers, 2014).	135
Fig. 4.10 Les erreurs de filtrage automatique du nuage de points : (1) MNT ombrés sur un secteur au front de la Mer de Glace en 2013 et 2014. Les blocs visibles ne sont pas apparus mais ont été filtrés en 2011 ; (2) Nuage de point brut (vert) et filtré (rouge) sur un secteur sans végétation.	136
Fig. 4.11 Emprises et principales caractéristiques des acquisitions LiDAR.	138
Fig. 4.13 Erreurs RMSE en fonction de la pente.	141
Fig. 4.14 L'erreur par site et par surface de mesure exprimée en fonction du biais et de la dispersion (erreur aléatoire). La longueur du vecteur correspond à l'erreur RMSE.	142
Fig. 4.15 Protocole méthodologique de comparaison diachronique des MNT LiDAR.	143
Fig. 4.16 Protocole méthodologique de comparaison diachronique des MNT LiDAR.	145
Fig. 4.17.1 Réalisation d'un bilan sédimentaire à partir d'un maillage TIN : Pour calculer le volume déposé entre la surface T0 et T1, il faut soustraire le volume « T0 dessus » au volume « T1 dessous ». Pour calculer le volume érodé, il faut soustraire le volume « T0 dessous » au volume « T1 dessus ».	146
Fig. 4.17.2 Les différentes erreurs topologiques d'un maillage TIN (Jaillet et al., 2011) : (1) « non-manifold » ; (2) croisées ; (3) redondantes ; (4) allongées ; (5) instables ou inversées.	146
Fig. 4.18 Exemple de mesure du volume d'un cône torrentiel : (1) Calcul idéal d'un cône de déjection post-glaciaire (Campbell et Church, 2003) ; (2) Vue oblique du modèle 3D du cône du Nant Blanc ; (3) Ajustement manuel de la surface postglaciaire sur le cône du Nant-Blanc.	147
Fig. 5.1 Température moyenne et précipitations quotidiennes sur la période mai-septembre 2013 et 2014 - station Météo France de Chamonix.	151
Fig. 5.2 La marge proglaciaire de la Mer de Glace en mai 2015.	152
Fig. 5.3 Carte géomorphologique de la marge proglaciaire de la Mer de Glace ; Légende Annexe 2.	153
Fig. 5.4 Les lacs Emeraude : (1) Pseudo exutoire perché du lac aval ; les laisses de crue (bois mort) témoignent de la mise en charge du lac ; (2) Moraine frontale barrant le lac amont ; (3) dépôts argileux du lac aval ; les traces de marnage sont visibles.	155
Fig. 5.5 Le remplissage des lacs Emeraude entre 2008 et 2015 : (1) évolution des contours des lacs ; (2) Evolution de la surface du lac amont et de son volume estimé.	156
Fig. 5.6 Vue de profil du lac aval et estimation de la capacité de stockage du lac aval en fonction de la forme du remplissage.	157
Fig. 5.7 Caractéristiques morphométriques de la moraine latérale droite de la Mer de Glace : (1) localisation des ravines et du profil BB' ; (2) hauteur des ravines en fonction de la pente ; (3) profil BB'.	159
Fig. 5.8 Profils des pentes des principales ravines de la moraine latérale droite de la Mer de Glace ; situation des ravines Fig. 6.7.	160
Fig. 5.9 Changement du niveau de base en lien avec le retrait glaciaire, et conséquences d'une phase de stabilisation du glacier sur les profils d'équilibre de la moraine.	161
Fig. 5.10.1 Evolution topographique de la marge proglaciaire de la Mer de Glace entre juin et octobre 2013, par comparaison des MNT LiDAR.	163
Fig. 5.11 Evolution des profils topographiques des principales ravines de la moraine latérale droite de la Mer de Glace entre 2008 et 2014 ; situation des ravines Fig. 6.7.	165
Fig. 5.12 Le cône du Nant Blanc et ses environs en juillet 2012.	166
Fig. 5.13 Carte géomorphologique de la marge proglaciaire d'Argentière ; légende Annexe 2.	170
Fig. 5.14 Evolution topographique de la marge proglaciaire d'Argentière, par comparaison des MNT LiDAR : (1) entre juin 2013 et octobre 2013 ; (2) entre octobre 2013 et octobre 2014.	171
Fig. 5.15 La marge proglaciaire d'Argentière : (1) Le tablier d'éboulis dont une partie a été remaniée durant la crue du 26 août 2014 ; (2) le glarier où ne peuvent se distinguer spatialement les dépôts glaciaires des dépôts torrentiels ; (3) le placage morainique en rive droite.	172

Fig. 5.16.1 Carte géomorphologique de la marge proglaciaire du glacier des Bossons au front de glacier ; légende Annexe 2.	175
Fig. 5.16.2 Carte géomorphologique de la marge proglaciaire du glacier des Bossons sur le secteur de la Creusaz ; légende Annexe 2.	176
Fig. 5.17 La marge proglaciaire des Bossons en 2014.....	177
Fig. 5.18 Evolution topographique de la marge proglaciaire des Bossons, par comparaison des MNT LiDAR : (1) entre juin 2013 et octobre 2013 ;(2) entre octobre 2013 et octobre 2014.	178
Fig. 5.19 Caractéristiques morphométriques des moraines latérales du glacier des Bossons : (1) localisation des ravines et du profil BB' ; (2) hauteur des ravines en fonction de la pente.	180
Fig. 5.20 Evolution du couvert végétal au front du glacier des Bossons entre 1996, 2004 et 2012.....	181
Fig. 5.21 Profil de pente des ravines des moraines latérales du vallum PAG du Glacier des Bossons (Fig. 6.19). En vert, les tronçons végétalisés.....	182
Fig. 5.22 Evolution topographique de la marge proglaciaire des Bossons, dans le secteur de la Creusaz, au cours entre octobre 2013 et octobre 2014, par comparaison des MNT LiDAR.	183
Fig. 5.23 La marge proglaciaire latérale du glacier des Bossons : (1) au niveau du torrent de la Creusette ; (2) au niveau du torrent de la Creusaz.....	184
Fig. 6.1 Profil géomorphologique de l'Arveyron d'Argentière.....	189
Fig. 6.2 Le lit de l'Arveyron d'Argentière en 2014 : (1) et (2) morphologie de ressaut-vasque ; (3) L'émergence de l'Arveyron du glacier d'Argentière en 2014 dans un verrou glaciaire ; (4) morphologie en cascade à la sortie des gorges ; (5) morphologie en step-pool à l'amont du vallum du PAG ; (6) morphologie en step-pool dans la plage de dépôt naturelle de la DZ d'Argentière.....	190
Fig. 6.3 Débits de l'Arveyron d'Argentière durant la crue du 26/08/2014.....	191
Fig. 6.4 La crue du 27 aout 2014 sur l'Arveyron d'Argentière : (1) l'érosion latérale à proximité du vallum du PAG du glacier d'Argentière ; (2) la divagation en rive gauche, zone a3.1, Fig. 6.6 ; (3) la confluence de l'Arveyron d'Argentière et de l'Arve le 27 aout 2014.....	192
Fig. 6.5 Evolution de l'Arveyron d'Argentière à l'amont immédiat de sa confluence avec l'Arve par prise de vue automatique : (1) Avant la crue du 26/07/2014; (2) le lendemain de la crue, avec la plage de dépôt pleine ; (3) et (4) au cours et à la fin des opérations de curage.....	193
Fig. 6.6 Evolution topographique de l'Arveyron d'Argentière entre octobre 2013 et octobre 2014, par comparaison des MNT LiDAR.....	194
Fig. 6.7 Synthèse des volumes d'érosion et de dépôt au cours de la crue du 26/08/2014 sur l'Arveyron d'Argentière.	195
Fig. 6.8 L'incision de l'Arveyron d'Argentière entre 1913 et 2009 (Berthet, 2012).....	196
Fig. 6.9 L'Arveyron de la Mer de Glace : (1) les gorges du Mauvais Pas ;(2) tronçon en step-pool à l'aval du tronçon en cascade ; (3) tronçon en step-pool au niveau du vallum morainique du PAG, ponctué de blocs erratiques.....	197
Fig. 6.10 Profil géomorphologique de l'Arveyron de la Mer de Glace.....	198
Fig. 6.11 Le découplage de la marge proglaciaire de l'Arveyron de la Mer de Glace par le captage sous-glaciaire EDF : (1) la transition très marquée entre le tronçon court-circuité et le tronçon en eau ; (2) le tronçon à l'aval immédiat de la restitution permanente ; (3) l'exutoire de la dérivation permanente le lendemain de la crue du 26/07/2014.....	199
Fig. 6.12 Débits de l'Arveyron de la Mer de Glace à la station des Bois les 26 et 27 aout 2014.....	200
Fig. 6.13 Evolution topographique de l'Arveyron de la Mer de Glace entre octobre 2013 et octobre 2014, par comparaison des MNT LiDAR.....	201
Fig. 6.14 La plage de dépôt de l'Arveyron de la Mer de Glace avant et après la crue du 26/08/2014 où les blocs repères ont disparus, enfouis sous les dépôts.....	202
Fig. 6.15 Evolution de la bande active de l'Arveyron de la Mer de Glace à l'aval des gorges du Mauvais Pas entre 1920 et 2014.....	204
Fig. 6.16 Evolution des largeurs de bande active de l'Arveyron de la Mer de Glace entre les gorges du Mauvais Pas et le vallum morainique du PAG. Les largeurs quantifiées correspondent au tronçon encadré en pointillées.....	205
Fig. 6.17 L'incision de l'Arveyron de la Mer de Glace entre 1913 et 2008.....	206
Fig. 6.18 L'incision de l'Arveyron de la Mer de Glace consécutive à la crue du 25 septembre 1920.....	207

Fig. 6.19 Le front de la Mer de Glace le 25/09/1920.....	209
Fig. 6.20 Méthode de recalage des photographies sur le modèle TIN.....	211
Fig. 6.21 Méthode de recalage des photographies sur le modèles TIN : (1) Le MNT TIN LiDAR ; (2) la photographie de 1919 projeté sur ce même MNT. La distinction entre la paroi et le lit du torrent, plus clair, est très nette ; (3) Dessin des profils sur la paroi depuis les différentes photographies utilisées ; (4) reconstitution du lit du torrent à partir du profil de 1919 et dessin du profil de la terrasse ; (5) reconstitution du profil de la terrasse ; (6) volumes sédimentaires reconstitués (en bleu) et extrapolés (en vert).....	213
Fig. 6.22 L'Arveyron de la Mer de Glace à l'aval des gorges du Mauvais Pas en 1890 et 2014.....	215
Fig. 6.23 Modèle d'ajustement morphologique par incision après une GLOF.....	216
Fig. 6.24 Synthèse des volumes d'érosion et de dépôt au cours de la crue du 26/08/2014 sur l'Arveyron de la Mer de Glace.....	218
Fig. 6.25 Profil géomorphologique du torrent des Bossons.....	219
Fig. 6.26 Situation hydrologique et météorologique autour du 7/08/2014 : (1) Températures et précipitations à Chamonix les 6 jours précédents la crue du 7 aout 2014 ; débits du 07/08/2014 au 08/08/2014 : (2) du torrent de la Creusaz ; (3) du torrent de la Creusette ; (4) du torrent des Bossons.....	221
Fig. 6.27 L'incision du torrent de la Creusaz dans ses gorges : (1) la zone de départ de la lave du 7 aout 2014 ; (2) incision dans les gorges ;(3) encoche d'un bloc déchaussé dans un rétrécissement de la gorge.....	222
Fig. 6.28 Les dépôts sur le torrent de la Creusaz après la crue du 07/08/2014 : (1) bourrelet de matériaux à l'aval des gorges ; (2) blocs obstruant le verrou de la plage de dépôt du tunnel ; (3) plage de dépôt de la confluence avec l'Arve.....	224
Fig. 6.29 Evolution topographique du torrent de la Creusaz entre octobre 2013 et octobre 2014, par comparaison des MNT LiDAR.....	225
Fig. 6.30 Changements géomorphologiques avant et après la crue du 07/08/2014 sur le torrent de la Creusaz à partir des clichés des appareils de prise de vue automatique : (1) et (2) sur le tronçon entre le pont de l'ATMB et la confluence avec l'Arve ; (3) et (4) à l'amont du pont de l'ATMB.....	226
Fig. 6.31 Evolution topographique du torrent de la Creusaz entre juin et octobre 2013, par comparaison des MNT LiDAR.....	227
Fig. 6.32 Identification et datation des terrasses dans les gorges du torrent de la Creusaz : (1) situation de la terrasse datée ; (2) profil en travers de la terrasse datée ; (3) dates minimum d'installation des 13 arbres échantillonnés sur la terrasse.....	228
Fig. 6.33 La reconstitution du lit du torrent de la Creusaz dans les gorges avant sa phase d'incision : (1) Extraction du profil du torrent reconstitué grâce aux terrasses identifiées ; (2) carte des hauteurs d'incision (vue oblique).....	229
Fig. 6.34 Contraction de la bande active du torrent de la Creusaz : (1) Evolution des bandes actives entre 1949 et 2013.....	230
Fig. 6.35 L'incision du torrent de la Creusaz à proximité de sa confluence avec l'Arve (carte Fig. 6.31). (2) le torrent de la Creusaz près de sa confluence en 1960 ; (3) le torrent de la Creusaz près de sa confluence, en 1970, après la construction de la route d'accès au tunnel du Mont-Blanc.....	231
Fig. 6.36 Synthèse des volumes d'érosion et de dépôt au cours de la crue du 26/08/2014 sur les torrents de Bossons et de la Creusaz.....	233
Fig. 7.1 Synthèse du fonctionnement sédimentaire de l'Arveyron d'Argentière lors de la crue décennale du 26/08/2014....	237
Fig. 7.2 Synthèse du fonctionnement sédimentaire de l'Arveyron de la Mer de Glace lors de la crue décennale du 26/08/2014.....	238
Fig. 7.3 Synthèse du fonctionnement sédimentaire des torrents des Bossons et de la Creusaz lors de la crue décennale du 26/08/2014.....	239
Fig. 7.4 Evolution de la torrentialité proglaciaire dans la vallée de Chamonix adapté de Ballantyne (2002).....	241
Fig. 7.5 L'entrée des gorges du mauvais pas : (1) profil en long et projection des différents scenarii envisageables ; (2) volume sédimentaire « suspendu » à l'entrée de gorges.....	244
Fig. 7.6 L'extinction de torrents proglaciaires, le remplissage colluvial des gorges : (1) et (2) gorges du torrent du Groumot le 14/09/2014 ; (3) les gorges de l'affluent du torrent des Favrans provenant du glacier des Pèlerins, le 24/10/2015 ; (3) les gorges du torrent des Platière, massif de la Vanoise, le 22/08/2015.....	246
Fig. 7.7 Synthèse de l'évolution des zones de fourniture et de stockage sédimentaire avec le retrait glaciaire.....	250
Fig. 7.8 Exemple des conséquences de l'allongement des torrents avec le retrait glaciaire sur le continuum sédimentaire....	251

Fig. 7.9 Granulométrie de deux moraines latérales : (1) le placage morainique d'Argentière à l'étendue granulométrique très hétérogène avec la présence de nombreux blocs plurimétriques ; (2) la moraine latérale droite du glacier de Gamchi (Suisse), à la granulométrie est homogène ~20/30 cm ; (3) Le lit de l'Arveyron de la Mer de Glace, récemment dégagé des glaces, composé de blocs plurimétriques. 253

Table des Tableaux

Tab. 2.1 Typologie des morphologies glaciaires des glaciers étudiés du Massif du Mont-Blanc.....	56
Tab. 2.2 Bilan des curages sur les torrents de la Creusaz et des Arveyron d'Argentière et de la Mer de Glace source : SM3A, rapport du PPR de Chamonix	81
Tab. 4.1 Principales caractéristiques techniques des acquisitions LiDAR (données constructeurs et prestataires).	137
Tab. 4.2 Caractéristiques des surfaces tests.	141
Tab. 4.3 Comparaison des bilans sédimentaires sur le cône du Nant-Blanc sur la période 10-2013/10-2014 en fonction de la résolution et du filtrage du nuage.	143
Tab. 5.1 Bilans sédimentaires de la Marge proglaciaire de la Mer de Glace : (1) période juin 2013 - octobre 2013 ; (2) octobre 2013 - octobre 2014 ; cartes Fig. 6.10.	164
Tab. 5.2 Bilans sédimentaires de la Marge proglaciaire d'Argentière : (1) période juin 2013 – octobre 2013 ; (2) octobre 2013 – octobre 2014 ; carte Fig. 5.14.	173
Tab. 5.3 Bilans sédimentaires de la Marge proglaciaire des Bossons : (1) période juin 2013 – octobre 2013 ; (2) octobre 2013 - octobre 2014 ; carte Fig. 6.16 et 6.18.	179
Tab. 6.1 Bilans sédimentaires de l'Arveyron d'Argentière entre octobre 2013 et octobre 2014.	194
Tab. 6.2 Bilans sédimentaires de l'Arveyron de la Mer de Glace entre octobre 2013 et octobre 2014.	202
Tab. 6.3 Principales caractéristiques du MNT, de l'image et du recalage.	211
Tab. 6.4 Bilan sédimentaire du torrent de la Creusaz entre octobre 2013 et octobre 2014.	225
Tab. 6.5 Bilan sédimentaire du torrent de la Creusaz entre juin et octobre 2013.	227

Tables des Matières

Résumé.....	1
Abstract.....	2
Remerciements.....	3
Abréviations.....	5
Introduction générale.....	7
Etudier les torrents proglaciaires pour comprendre les conséquences du changement climatique.....	8
Les enjeux de la dynamique torrentielle dans la vallée de Chamonix.....	8
La genèse du projet de recherche.....	9
Les objectifs de la thèse.....	10
Organisation du mémoire.....	11
Chapitre 1 Etat de l'art : les conséquences de la récession des glaciers dans les bassins versants torrentiels.....	13
1.1 Introduction : une problématique à l'interface entre deux champs de la géomorphologie.....	14
1.2 Les dynamiques géomorphologiques du retrait glaciaire.....	14
1.2.1 Le paraglaciaire, une période d'ajustements géomorphologique.....	14
1.2.2 Les systèmes fluviaux et torrentiels actifs dans les marges proglaciaires.....	16
1.2.3 Les sources sédimentaires potentielles dans les espaces désenglacés.....	18
1.3 Le torrent comme objet d'étude.....	21
1.3.1 Le torrent, un cours d'eau particulier.....	21
1.3.2 La notion d'équilibre géomorphologique des hydrosystèmes : un subtil jeu entre forçage et réponse.....	23
1.3.2 Une diversité morphologique dépendante des processus de transport et de la fourniture sédimentaire.....	25
1.3.4 La connectivité et la fourniture sédimentaire, éléments clés de la morphogénèse.....	30
1.4 Les conséquences du retrait glaciaire dans les systèmes torrentiels.....	32
1.4.1 Le torrent proglaciaire, un hydrosystème particulier.....	32
1.4.2 L'héritage glaciaire vecteur de discontinuités géomorphologiques.....	34
1.4.3 Vers une plus grande activité torrentielle ? La crise torrentielle post-déglaciation.....	37
1.4.4 Vers une plus grande activité torrentielle ? Le cas des GLOFs.....	38
1.4.5 Lire le retrait glaciaire sous l'angle du système torrentiel.....	40
1.5 Conclusion de l'état de l'art et hypothèses.....	42
Chapitre 2 Définition des forçages de la morphogénèse torrentielle de la vallée de Chamonix.....	45
2.1 Introduction.....	46
2.2 Les fluctuations glaciaires dans le massif du Mont Blanc.....	46
2.2.1 Historique de la connaissance des glaciers à Chamonix.....	46
2.2.2 Les fluctuations glaciaires Holocènes.....	48
2.2.3 L'avancée glaciaire du Petit Age Glaciaire.....	48
2.2.4 Le recul des glaciers depuis la fin du PAG.....	51
2.2.3 La diversité de l'englacement des bassins versants.....	53
2.3 Description géomorphologique des bassins étudiés.....	56

2.3.1 La géomorphologie glaciaire dans la vallée de Chamonix : état des connaissances.....	56
2.3.2 Méthodologie de la réalisation des cartes géomorphologiques	59
2.4 Le poids des actions humaines.....	64
2.4.1 La nécessité de comprendre l'action des hommes sur les torrents	64
2.4.2 Les captages sous-glaciaires	66
2.4.3 La correction torrentielle.....	71
2.4.5 Les curages	80
2.5 Conclusions du chapitre 2.....	82
Chapitre 3 L'évolution du réseau hydrographique d'origine glaciaire depuis la fin du Petit Age Glaciaire.....	85
3.1 Introduction	86
3.2 La reconstitution du réseau hydrographique d'origine glaciaire	86
3.2.1 La simulation du réseau hydrographique proglaciaire	86
3.2.2 Les données	88
3.2.3 La nécessité d'implémenter les données historiques.....	89
3.3 Les résultats par bassins torrentiels.....	90
3.3.1 Le torrent du Bisme (glacier du tour).....	90
3.3.2 L'Arveyron d'Argentière	92
3.3.3 Les torrents émissaires des glaciers de Lognan et de la Pendant.....	94
3.3.4 La Mer de Glace	97
3.3.5 Le Plan de l'Aiguille.....	100
3.3.6 Les torrent de la Creusaz et des Bossons	103
3.3.7 Taconnaz.....	105
3.3.8 Les bassins du Bourgeat et de la Griaz	108
3.4 Analyse à l'échelle de la vallée de Chamonix.....	109
3.4.1 L'évolution de la longueur des torrents, un indicateur de l'impact du retrait glaciaire sur les torrents.....	109
3.4.2 L'évolution des densités de drainage	110
3.4.3 Le (dé)couplage du réseau hydrographique aux sources sédimentaires	113
3.5 Discussion et synthèse	117
3.5.1 De la dynamique du réseau hydrographique à la diminution des sources sédimentaires.....	117
3.5.2 Typologie des conséquences du retrait glaciaire sur les torrents en fonction de la morphologie glaciaire.....	118
3.5.3 L'importance de la torrentialité au PAG	120
3.6 Conclusions du chapitre 3.....	121
Chapitre 4 L'apport des données LiDAR aéroportées pour quantifier les flux sédimentaires en milieu de montagne.....	123
4.1 Introduction	124
4.2 Le LiDAR appliqué en géomorphologie.....	125
4.2.1 Le principe du lidar aéroporté.....	125
4.2.2 Différentes façons de représenter la topographie.....	127
4.2.3 Le LiDAR, un outil efficace pour quantifier les flux sédimentaires.....	129
4.3 Les limites des mesures LiDAR en géomorphologie.....	130
4.3.1 Les moyens de mesure de l'incertitude	130
4.3.2 La résolution	132

4.3.3 Les sources d'erreur des MNT LiDAR	133
4.4 Applications aux torrents de la vallée de Chamonix	137
4.4.1 Les données LiDAR sur la vallée de Chamonix	137
4.4.2 Quantification des erreurs des comparaisons des MNT LiDAR	138
4.4.3 La chaîne de traitement	143
4.4.3 La 3D, une approche complémentaire nécessaire	145
4.5 Conclusions du chapitre 4	147
Chapitre 5 Les dynamiques géomorphologiques des marges proglaciaires de la Mer de Glace, d'Argentière et des Bossons	149
5.1 Introduction	150
5.2 La marge proglaciaire de la Mer de Glace, un puits sédimentaire	151
5.2.1 Une géomorphologie typique des vallées désenglacées	151
5.2.2 Les lacs Emeraudes, des pièges sédimentaires efficaces	154
5.2.4 L'ajustement de la moraine latérale	158
5.2.5 Les cônes du Nant Blanc et des Grands Montets : sources ou puits ?	166
5.2.6 Bilan sédimentaire de la marge proglaciaire de la Mer de Glace	167
5.2.7 Le fonctionnement général de la marge proglaciaire de la Mer de Glace	168
5.3 Argentière, une marge proglaciaire restreinte	169
5.3.1 La marge proglaciaire d'Argentière, entre vallée et gorges	169
5.3.2 Le bilan sédimentaire de la marge proglaciaire d'Argentière	170
5.3.4 Une marge proglaciaire globalement peu active mais connectée au torrent	173
5.4 La faiblesse de l'activité géomorphologique de la marge proglaciaire des Bossons	174
5.4.1 La marge proglaciaire des Bossons, un système à plusieurs émissaires	174
5.4.2 L'évolution au front du glacier des Bossons	177
5.4.3 L'évolution secteur Creusaz	183
5.4.4 La marge proglaciaire des Bossons, un espace figé	184
5.5 Conclusions du chapitre 5	185
Chapitre 6 Les trajectoires géomorphologiques récentes de trois torrents proglaciaires de la vallée de Chamonix	187
6.1 Introduction	188
6.2 L'évolution de l'Arveyron d'Argentière	188
6.2.1 Géomorphologie de l'Arveyron d'Argentière	188
6.2.2 Les dynamiques sédimentaires de l'Arveyron d'Argentière au travers de l'analyse de la crue du 26 aout 2014	191
6.2.3 Conclusions sur l'Arveyron d'Argentière	194
6.3 L'évolution de l'Arveyron de la Mer de Glace	196
6.3.1 Morphologie de l'Arveyron de la Mer de Glace : un torrent découplé de sa tête de bassin	196
6.3.2 Les dynamiques sédimentaires de l'Arveyron de la Mer de Glace au travers de l'analyse de la crue du 26 aout 2014	200
6.3.3 La contraction des bandes actives et l'incision de l'Arveyron	203
Focus : Reconstitution des conséquences géomorphologiques de la crue du 25 septembre 1920	207
F.1 Introduction	207
F.2 Le déroulement des événements	208

F.3 Méthodes : quantifier des flux sédimentaire depuis des photographies terrestres.....	209
F.4 Résultats	214
F.5 Discussions : les GLOFs, des processus d’ajustement au retrait glaciaire ?	215
F.6 Conclusions sur la crue du 25 septembre 1920.....	217
6.3.4 Conclusion Arveyron de la Mer de Glace.....	218
6.4 Le torrent de la Creusaz.....	219
6.4.1 La géomorphologie du torrent de la Creusaz	219
6.4.2 Les dynamiques sédimentaires de l’Arveyron d’Argentière au travers de l’analyse de la crue du 7 aout 2014	220
6.4.3 L’incision et la contraction du torrent de la Creusaz depuis la construction du tunnel du Mont-Blanc	228
6.5.4 Conclusions : les sources sédimentaires du torrent de la Creusaz entièrement contrôlées par les actions humaines	232
6.5 Conclusions du chapitre 6.....	233
Chapitre 7 Discussion générale : l’évolution des torrents proglaciaires dans un contexte de changement global	235
7.1 Introduction	236
7.2 Synthèse des résultats dans la vallée de Chamonix.....	236
7.2.1 Les fonctionnements sédimentaires actuels des trois grands systèmes glacio-torrentiels	236
7.2.2 Une morphogénèse torrentielle en diminution depuis la fin du PAG.....	240
7.3 Comment la connaissance du fonctionnement actuel et passé des torrents permet d’établir des scenarii futurs.....	242
7.3.1 Des grands systèmes qui devraient peu évoluer.....	242
7.3.2 Le court-circuitage de la marge proglaciaire de la Mer de Glace, un point critique ?.....	243
7.3.3 Vers l’extinction des petits systèmes ?.....	245
7.4 Le retrait glaciaire sous l’angle du système torrentiel.....	247
7.4.1 Comment aborder le système torrentiel proglaciaire ?.....	247
7.4.2 L’efficacité des processus de stockage dans les marges proglaciaires.	248
7.4.4 Le rôle inattendu des gorges comme source sédimentaire	251
7.4.5 Le « problème » de la granulométrie	252
7.5 De nombreuses perspectives de recherche	255
7.5.1 Poursuive l’exploitation des données LiDAR	255
7.5.2 Reconstituer les dynamiques géomorphologiques passées pour mieux comprendre celles à venir.....	255
7.5.4 Vers des méthodes complémentaires pour comprendre la relation glacier/torrent	256
7.6 Conclusions du chapitre 7.....	257
Conclusions Générales	259
Les principaux résultats	260
Avancées scientifiques et méthodologiques.....	261
Quels résultats pour les gestionnaires ?	261
Bibliographie.....	263
Annexes.....	281
Annexe 1 : carte géologique simplifiée du massif du Mont Blanc.....	281
Annexe 2 : Légende de la carte.....	2822
Annexe 3 : Dépôt d’écroulement et ravine dans la marge proglaciaire de la Mer de Glace.....	2833

Annexe 4 : Les remplissages sédimentaires dans les systèmes « vasques-ressauts ».....	2844
Annexe 5 :L'appareil de prise de vue automatique à la confluence de l'Arveyron d'Argentière et de l'Arve pendant la crue du 26/08/2014	2855
Annexe 6 : Débordement près des infrastructures de l'Arveyron d'Argentière et du torrent de la Creusaz.....	2866
Annexe 7 : Evolution topographique de la plage de dépôt de l'Arveyron de la Mer de Glace entre juin et octobre 2013	2866
Annexe 8 : La crue de 1863 sur l'Arveyron de la Mer de Glace, photographie des frères Bissons.....	2877
Annexe 9 : Les travaux d'élargissement de la plage de dépôt du tunnel sur le torrent de la Creusaz, source : ATMB	2877
Annexe 10 : Mappe Sarde et cartes IGN type « 1950 » sur le cône du torrent de la Creusaz	288
Table des Figures	28989
Table des Tableaux.....	2955
Tables des Matières.....	2966