

Evolution de la connectivité sédimentaire d'un versant suite au recul des glaciers. Le cas du versant de la Grande et la Petite Lire à Otemma, Valais, Suisse

Nicoletta Trabucchi

Sous la direction de : Prof. Stuart Lane
MER. Christophe Lambiel

Expert : Pascal Egli



Ph. Nicoletta Trabucchi

« Ce travail n'a pas été rédigé en vue d'une publication, d'une édition ou diffusion. Son format et tout ou partie de son contenu répondent donc à cet état de fait. Les contenus n'engagent pas l'Université de Lausanne. Ce travail n'en est pas moins soumis aux règles sur le droit d'auteur. A ce titre, les citations tirées du présent mémoire ne sont autorisées que dans la mesure où la source et le nom de l'auteur-e sont clairement cités. La loi fédérale sur le droit d'auteur est en outre applicable. ».

Remerciements

Des nombreuses personnes ont contribué au développement de cette recherche. En particulier, j'aimerais remercier :

- Le Prof. Stuart Lane et le MER. Christophe Lambiel, mes co-directeurs de mémoire, pour leur disponibilité au cours de la réalisation de mon projet, leurs précieux conseils et les bons moments de discussion
- Le doctorant Pascal Egli, pour sa grande disponibilité, son encouragement et pour avoir accepté d'expertiser ce mémoire
- Le doctorant Davide Mancini, pour m'avoir énormément aidé le long du traitement des données, pour sa disponibilité et ses conseils
- Le Maître assistant François Mettra, pour la relecture attentive et ses conseils
- Le doctorant François Noël, pour les conseils informatiques
- Thierry, pour la relecture et son encouragement
- Ma famille, pour leur soutien
- Et toutes les personnes avec laquelle j'ai partagé des bons moments pendant mes années à l'UNIL

Merci Beaucoup !

Résumé

Les environnements de haute montagne sont particulièrement sensibles au changement climatique. Le réchauffement climatique influence entre autre le rapide recul des glaciers. Le paysage libéré suite au recul des glaciers est instable à cause de la disparition de contraintes exercées par la masse de glace et il est très riche en sédiments potentiellement mobilisables, soit dans la plaine que dans le versant. Les processus de type paraglaciale contribuent à la production d'un environnement plus stable. Pendant la « période paraglaciale », la disponibilité sédimentaire augmente comme aussi le possible transfert des sédiments. A l'intérieur de la cascade sédimentaire, la connectivité sédimentaire permet de relier une source des sédiments avec un bassin de stockage. Elle est donc une composante fondamentale pour entrainer le transfert sédimentaire. Notre recherche a permis d'analyser le versant de la Grande Petite lire (Otemma, Valais, Suisse) dans une période de réajustement paraglaciale. A travers la cartographie géomorphologique et les données InSAR, nous avons pu définir les conditions actuelles du versant : il est fortement affecté par le passage des glaciers. Les dépôts morainiques et les formes glaciaires sont affectés par les processus de type hydrologique, torrentielle mais aussi gravitaire. Le remaniement sédimentaire se fait pour la plupart en dessous de la limite d'extension du PAG. L'analyse historique du versant a été possible grâce à l'application des techniques de photogrammétrie aérienne d'archive. Ici, l'analyse s'est basé sur l'évolution morphologique et de la connectivité sédimentaire à l'intérieur du versant. Nous avons constaté une évolution assez rapide de la morphologie du versant, entraînée principalement par les processus torrentiels. La variation plus importante était provoquée par la libération de la partie aval du versant, ensuite à la fonte du glacier. L'évolution assez rapide de la connectivité sédimentaire fait suite à l'ajustement de la pente, à la disparition des éléments de déconnection et à la formation des cônes de déjection vers l'aval. L'impact du rapide recul des glaciers est par contre réduit à cause de la présence des éléments de disconnection d'origine glaciaire qui ne sont pas encore soumis à une forte érosion régressive. Malgré l'abondante disponibilité sédimentaire, ceci empêche l'expansion de l'aire de contribution sous l'aspect de la connexion sédimentaire mais aussi le remaniement et le transfert des sédiments.

Mots-clés

Réchauffement climatique ; recul des glaciers ; ajustement paraglaciale ; connectivité sédimentaire ; évolution historique.

Abstract

High mountain environments are particularly sensitive to climate change. Climate warming affect, among other, rapid glacier recession. The resulting deglaciated landscape is often unstable because of glacial debuitressing and rich in unconsolidated sediment accumulations on the slope and in the valley-bottom. Paraglacial processes contributes to the landscape stabilization. During the “paraglacial period”, sediment availability is increased as well as the potential of sediment transfer. Within the sediment cascade, sediment connectivity allows to link a sediment source to a sediment storage. It is therefore fundamental to allow sediment transfer. Our study allowed us to analyze *Grand Lire* and *Petite Lire* slopes (Otemma, Valais, Switzerland) in a context of paraglacial adjustment. Through geomorphological mapping and InSAR data, we were able to define the current slope conditions: it is strongly affected by glaciated conditions. Morainic deposits and glacial landforms are affected by hydrological, torrential but also by gravity processes. Sediment reworking is mostly concentrated down the LIA limit. Historical slope analysis was possible thank to the application of archival aerial photogrammetry. Here, the slope analysis was performed to both morphological and sedimentary connectivity evolution. We found a rapid morphological evolution mainly driven by debris flow. The most important change was the deglaciation downslope. Sediment connectivity evolution was also quite rapid and followed the slope adjustment, the decrease of disconnectors and the alluvial cones formation downslope. However, the impact of rapid glacier recession is decreased because of some glacial landforms acting as morphological disconnectors that are not affected by high regressive erosion. Despite high sediment availability, these latter prevent the increase of the contributing area in terms of sediment connectivity but also sediment reworking and transfer downslope.

Keywords

Climate warming; glacier recession; paraglacial adjustment; sediment connectivity; historical evolution.

Table des matières

1. Introduction.....	9
2. Site d'étude	12
2.1. Evolution de l'état des glaciers	13
3. Matériel et méthodes	15
3.1. Dimension temporelle de la recherche.....	15
3.2. Photogrammétrie aérienne d'archive	16
3.2.1. Points de contrôle.....	17
3.2.2. Production des MNTs	17
3.2.3. Post-traitement	18
3.3. MNTs de différence	18
3.4. Indice de Connectivité sédimentaire (IC)	19
3.4.1. Calcul de l'Indice de Connectivité sédimentaire	20
3.5. Cartographie géomorphologique	20
3.6. Interférométrie radar satellitaire	22
4. Résultats.....	23
4.1. Formes et processus récentes	23
4.2. Qualité du produit photogrammétrique.....	26
4.3. Changements morphologiques.....	28
4.4. Connectivité sédimentaire.....	33
4.5. Synthèse	38
5. Discussion	40
5.1. Evolution du versant suite au recul des glaciers	40
5.1.1. Evolution de la connectivité sédimentaire	41
5.2. Améliorations et perspectives	43
6. Conclusions.....	43
7. Bibliographie.....	45
Annexe	53

1. Introduction

Les environnements de haute montagne sont particulièrement sensibles au changement climatique (Haebeli et Beniston, 1998 ; Fischer et al., 2015 ; Beniston et al., 2018). Depuis plusieurs années, la majeure partie des glaciers suivis en Suisse est en phase de décrue (GLAMOS, 2018a). Entre 1980 et 2010, la perte de volume des glaciers suisses est de -22.51 km^3 (Fischer et al., 2015). La marge entre 2700 et 2800 m semble être la plus affectée par le changement (Fischer et al., 2015). Les études suisses sur le permafrost attestent aussi un réchauffement des couches plus profondes du sol et un épaissement de la couche active (PERMOS, 2016). Cette dernière est définie comme la couche du sol qui subit des phases de dégel saisonnier (Gruber et Haeberli, 2009).

Au cours des dernières décennies, les changements climatiques globaux ont induit un réchauffement de plus en plus marqué au niveau de la Suisse (Beniston, et al., 1994 ; Haebeli et Beniston, 1998 ; Allen et al., 2018 ; MétéoSuisse, 2019). Les données concernant l'évolution des températures en Suisse (Figure 1) montrent en effet une tendance générale au réchauffement avec une augmentation de l'écart des températures par rapport à la norme 1961-1990 (MétéoSuisse, 2019). Ceci est surtout visible depuis les années 1980 (MétéoSuisse, 2019). La moyenne pondérée sur 20 ans (ligne noire, Figure 1) indique qu'à partir des années 2000 l'écart de la norme est supérieur à $+1^\circ\text{C}$ (MétéoSuisse, 2019). A l'échelle globale, l'écart de la température moyenne de la norme 1961-1990 est plus faible (MétéoSuisse, 2019). La tendance à la hausse des températures est par contre plus régulière par rapport à la Suisse (MétéoSuisse, 2019). La différence entre l'évolution globale et celle enregistrée en Suisse est principalement causée par la topographie très irrégulière du Pays (CH2018, 2018). Dans les régions de haute altitude comme la chaîne des Alpes, le réchauffement est plus intense à cause d'une combinaison entre différents facteurs. Un de ces facteurs est le « *Snow-Albedo-Feedback* ». Grâce à la grande capacité de réflexion du rayonnement solaire, les surfaces couvertes par une couche de neige ou de glace sont généralement plus fraîches par rapport aux surfaces pas couvertes par la neige ou la glace (Pepin et al., 2015). Avec la hausse des températures, la limite de neiges se déplace vers les hautes altitudes et les surfaces en dessous de cette limite augmentent leur capacité d'absorption du rayonnement solaire comme aussi leur température (Pepin et al., 2015). La même situation se produit dans le cas du recul des glaciers. Ceci comporte un réchauffement plus marqué des régions de montagne (Pepin et al., 2015 ; CH2018, 2018).

Le paysage qui a été libéré suite au recul des glaciers est caractérisé par une grande quantité des sédiments et par des fortes pentes (Ballantyne, 2002 ; Laute et Beylich, 2014). Depuis 1850, cette surface s'étend sur 920 km^2 des territoires de Suisse et d'Autriche (Carrivick et al., 2018). Suite à la disparition des contraintes exercés par le glacier, cet environnement dévient instable (Sigurdsson et Williams, 1991 ; Ballantyne, 2002 ; McColl, 2012). Cette instabilité augmente suite à la progressive dégradation du pergélisol (Fischer et al., 2010). Les processus de type paraglaciale permettent à cet environnement d'acquérir une meilleure stabilité

(Church et Ryder, 1972; Cossart, 2008; Porter et al., 2010; Carrivick et Heckman, 2017). Ces processus se développent dans la marge proglaciaire (Church et Ryder, 1972) mais aussi sur les versants (Ballantyne, 2002 ; Cossart et Fort, 2008 ; Cossart et al., 2018), et agrandissent la possibilité d'augmentation du transfert sédimentaire vers l'aval (Ballantyne, 2002 ; Cossart et Fort, 2008). Les processus ont différentes origines. La décompression des affleurements et des parois rocheuses provoque une diminution du stress et une augmentation de l'instabilité de la roche, ce qui augmente la probabilité des éboulements (André, 2002 ; McColl et al., 2010 ; McColl, 2012 ; Cossart et al., 2013 ; Laute et Beylich, 2013). L'érosion torrentielle et les glissements remanient les sédiments meubles dans le versant, et donnent origine à des surfaces d'accumulation à l'aval de la pente (Ballantyne et Benn, 1994 ; Ballantyne, 2002 ; Cossart et Fort, 2008 ; Davis et al., 2013). De ce fait, la connexion entre le versant et la marge proglaciaire s'améliore (Micheletti et Lane, 2016 ; Lane et al., 2017).

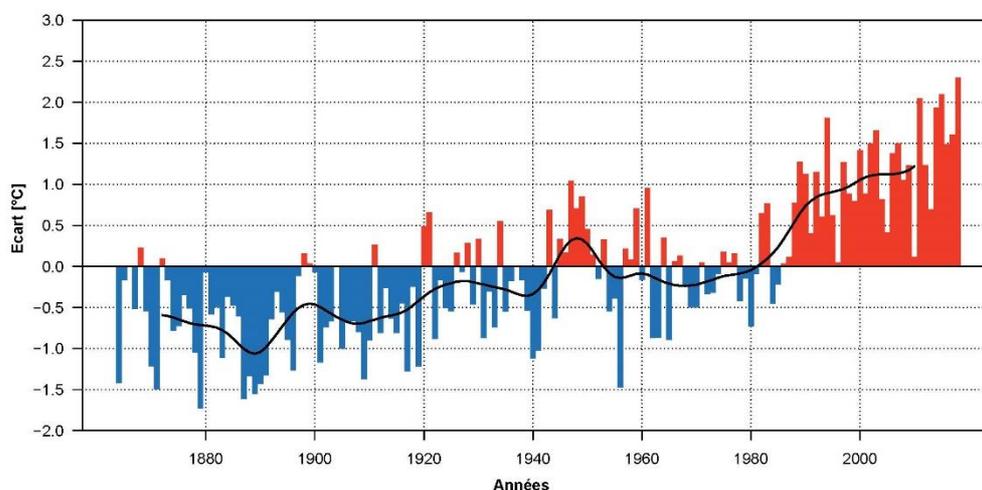


Figure 1: Evolution de l'écart de la température moyenne annuelle en Suisse de la norme 1961-1990 ; valeurs négatifs en bleu, valeurs positifs en rouge, moyenne pondérée sur 20 ans ligne noire (Source: MétéoSuisse, (2019)).

Ballantyne (2002) propose l'introduction des notions de disponibilité, libération et transport sédimentaire dans le concept paraglaciale. La cascade sédimentaire est le terme plus souvent utilisé pour décrire des toposéquences qui illustrent les processus et les zones de stockage des sédiments impliqués dans le transfert sédimentaire (Caine 1974 ; Cavalli et al., 2012 ; Kummert, 2012 ; Heckmann et Schwanghart, 2013). Pour que le transfert sédimentaire ait lieu, il est nécessaire d'avoir un certain degré de connexion (Cavalli et al., 2012 ; Micheletti et al., 2015 ; Lane et al., 2017). La connexion représente le degré de liaison du transfert sédimentaire entre une source vers un bassin de stockage des sédiments. A l'intérieur de la cascade sédimentaire, la connexion sédimentaire permet la correspondance entre la sortie (*output*) du sous-système amont avec l'entrée (*input*) du sous-système aval (Figure 2), sans laquelle le transfert sédimentaire serait possible (Chorley et Kennedy, 1971; Wichmann et al., 2009; Heckmann et Schwanghart, 2013 ; Bracken et al., 2015).

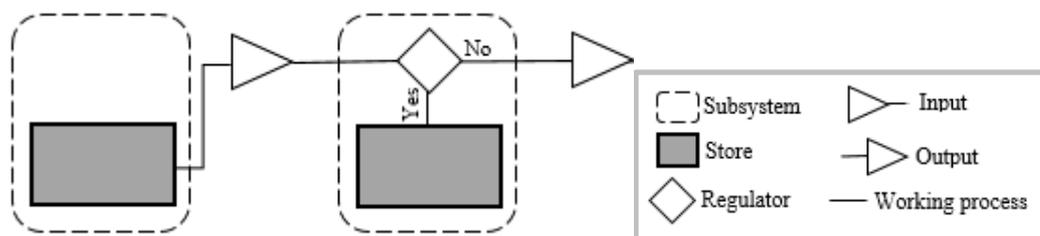


Figure 2: Simplification de la structure de la cascade sédimentaire. La correspondance entre le Input et le Output n'est possible que grâce à la connectivité sédimentaire (Modifié d'après Wichmann et al., 2009).

La mobilisation des sédiments peut par contre être empêchée par des disconnecteurs. Fryirs et al. (2007) en identifient trois types : 1) Les « *Buffers* » sont les éléments géomorphologiques qui empêchent l'entrée des sédiments dans le système. 2) Les « *Barriers* » coupent le flux sédimentaire à l'intérieur du réseau et 3) les « *Blankets* » empêchent le remaniement des sources sédimentaires qui sont momentanément stockées. Pendant la période paraglaciale, le transfert sédimentaire peut aussi être perturbé par la distribution diffusive du matériel dans les cônes de déjection à l'aval du versant et de la plaine alluviale (Church et Ryder, 1972 ; Ballantyne, 2002 ; Fryirs et al., 2007 ; Cossart et Fort, 2008 ; Lane et al., 2017).

Les recherches dans le domaine de la connexion sédimentaire sont assez récentes, elles sont principalement focalisées sur la méthode de calcul d'un index de connexion (Borselli et al., 2008 ; Cavalli et al., 2012 ; Cossart et Fressard, 2017 ; Lane et al., 2017 ; Heckmann et Vericat, 2018), sur l'évaluation de son application (Messenzehl et al., 2014), sur la compréhension de sa relation avec la complexité morphologique (Cossart, 2008 ; Baartman et al., 2013) ou encore pour la compréhension du transfert des sédiments (Cossart et Fort, 2008 ; Bracken et al., 2015). Peu d'études visent à la compréhension de l'évolution de la connectivité sédimentaire des versants paraglaciaux suite au changement climatique. Dans ce cadre, l'objectif du travail est de comprendre l'évolution spatiale et temporelle de cette connectivité sédimentaire pendant la période de réajustement paraglaciale et dans le contexte du recul rapide des glaciers. Au vu de la forte influence de la connectivité sédimentaire sur le transfert des sédiments, cette recherche contribuerait à mieux comprendre l'évolution possible du transfert sédimentaire lors d'une phase de déglaciation.

Dans un premier temps, le travail sera focalisé sur l'analyse des conditions actuelles du versant. A travers une cartographie géomorphologique du site, les formes et les processus seront identifiés et spatialisés. Les données radar satellitaire serviront à l'identification et à la quantification des variations topographiques récentes. Dans un deuxième temps, l'analyse de l'évolution morphologique du versant sera entreprise. Pour se faire, les images aériennes d'archive seront utilisés pour créer des modèles 3D du relief à l'échelle décennale. D'une part, les zones d'accumulation et d'érosion sédimentaire seront identifiées dans le site, en faisant la différence entre deux modèles. D'autre part, la connexion sédimentaire sera évaluée pour chaque année étudiée en appliquant l'Indice de Connectivité (*Connectivity Index*) développé par Borselli (2008) et adapté au contexte de montagne par Cavalli et al. (2012).

2. Site d'étude

Le versant du *Grand Lire* et du *Petit Lire* constitue le site d'étude de la recherche. Il se situe au Nord du Glacier d'Otemma, dans le val de Bagnes (Valais), dans le Sud-Ouest des Alpes Suisses (Figure 3). Le site se prête bien pour répondre à la question de recherche pour trois raisons principales : 1) Au fil du temps, le versant a subi plusieurs modifications notamment à cause de l'avancé et du retrait des masses de glace. Dans la partie aval, à environ 200 mètres du fond de la vallée, les restes du cordon morainique datant de la Petite Age Glaciaire (PAG) sont témoins de la dernière avancée du Glacier d'Otemma. Depuis la fin du PAG, le glacier a commencé à libérer progressivement cette partie du versant, conduisant à l'augmentation des processus paraglaciers. Dans la partie amont, trois petits glaciers (Grand Lire, Les Portons et Petite Lire) ont contribué à la modification morphologique du versant ainsi qu'à la mise en place des processus paraglaciers de moins grande importance mais tout aussi récents (voir section 2.2.). 2) Aucune trace d'aménagement anthropique n'est présente sur le site à l'exception de la prise d'eau à l'Ouest de la zone d'étude. Ceci laisse supposer que tout transfert sédimentaire a été provoqué de manière naturelle. 3) La région dispose d'une bonne couverture en géodonnées telles que des images d'archive mises à disposition par l'Office Fédéral de Topographie - Swisstopo.

Suite aux constatations faites ci-dessus, le périmètre d'étude part du fond de la vallée - au niveau de la prise d'eau située à 2354 m – et longe la ligne de crête au Nord, pour enfin arriver à proximité du Glacier d'Otemma vers 2986 m. Au Sud, la limite est constituée par la marge Sud du Glacier d'Otemma et par la rive gauche de la branche principale de la rivière qui coule dans la marge proglaciaire (Figure 3). Ce périmètre a été défini en considérant l'importance du glacier et de la rivière dans la cascade sédimentaire. La zone d'étude s'étend sur une surface d'environ 9,58 km² et présente un relief assez hétérogène. Les altitudes varient entre 2354 m et 3510 m. Des zones de parois rocheuses, pour la plupart des gneiss, s'alternent avec des surfaces constituées par des sédiments meubles. Les pentes sont très variables, des angles plus prononcés caractérisent la partie aval du versant tout comme les parois rocheuses. Des surfaces de faible pente sont aussi visibles vers 3000 mètres. A ce même endroit, des lacs sont présents. Plusieurs torrents traversent le versant et jouent un rôle important dans le transfert des sédiments.

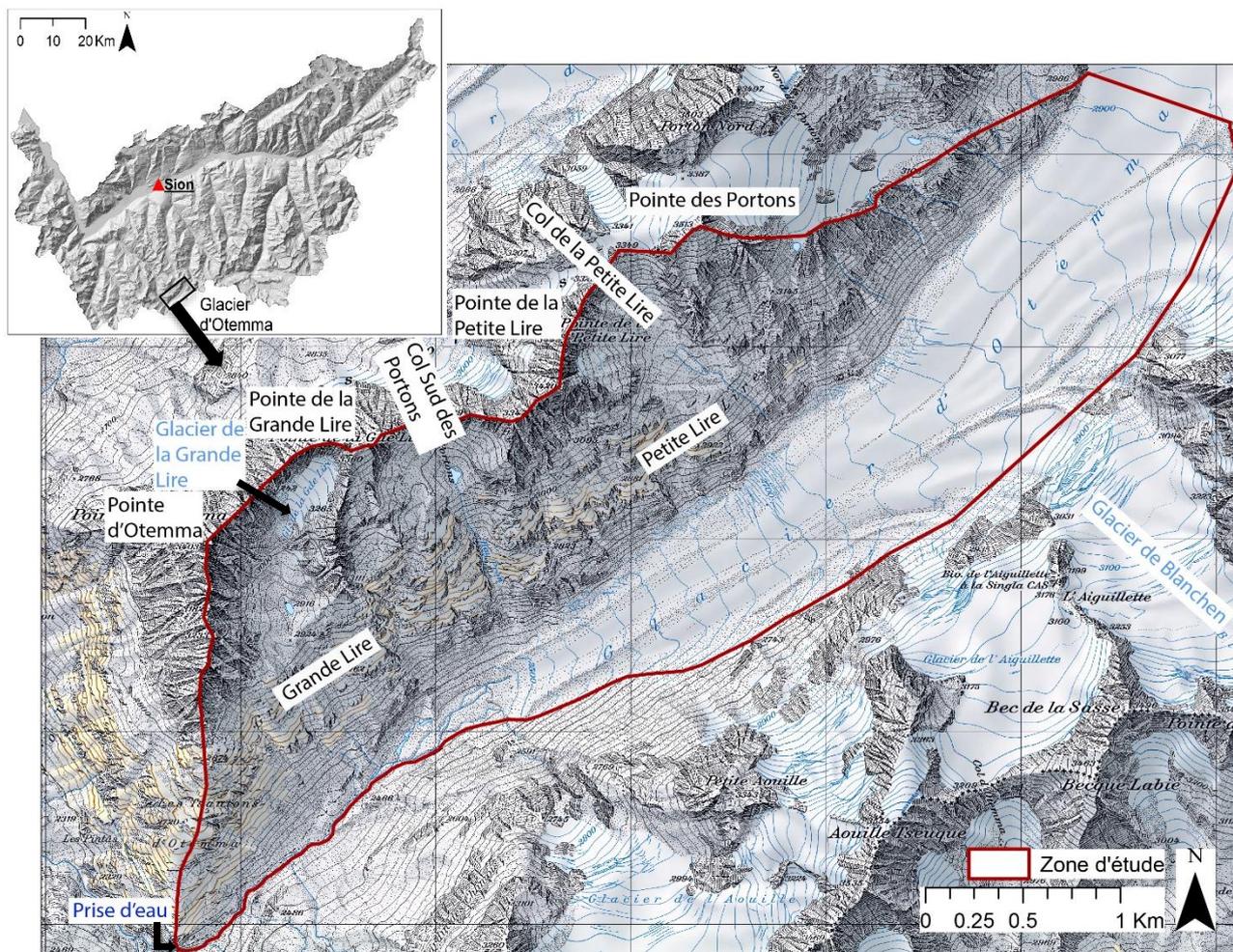


Figure 3: Site d'étude avec indications des repères dans le texte : Prise d'eau 2354 m, pointe d'Otemma 3402 m, Pointe de la Grande Lire 3359 m, Col Sud des Portons 3179 m, Pointe de la Petite Lire 3442 m, Col de la Petite Lire 3316 m et Pointe des Portons 3512 m. Le Glacier de la Grande, dans le site d'étude, et le Glacier de Blanchen sont aussi indiqués sur la carte.

2.1. Evolution de l'état des glaciers

Il est important de souligner l'importance de la présence des glaciers non seulement au fond de la vallée mais aussi dans le versant. L'évolution de l'extension des glaciers (Figure 4) est importante, notamment pour les glaciers des Portons et de la Petite Lire qui ont totalement disparu entre 1973 et 2010. La réduction de la longueur du Glacier de la Grande Lire entre 1850 et 2010 est estimée à environ -530 m. Le glacier se trouve actuellement dans un cirque glaciaire entouré par des parois rocheuses.

Concernant le Glacier d'Otemma, à la fin du PAG, sa limite frontale dépassait la zone d'étude à l'ouest (Figure 4, limite rouge). L'extension comprenait aussi une bonne partie de la Grande et Petite Lire. La limite est du versant était totalement couverte par la masse de glace. Depuis, la liaison entre le versant et le glacier est devenue de moins en moins importante. Le glacier a libéré progressivement la partie aval du versant tout comme la marge à l'est. Le glacier se trouve actuellement presque tout au fond de la vallée. Aucune phase d'avancée de ceci n'est enregistrée depuis le PAG (Figure 5). Le complexe glaciaire Otemma/Crête Sèche a perdu une superficie de 10,5 km² et un volume de glace de 1,77 km³ (Lambiel et Talon, 2019). La perte de

longueur du Glacier d’Otemma a été de 2,29 km en 2016 (Figure 5) (GLAMOS, 1881-2018). Le retrait du glacier est devenu de plus en plus important à partir des années 1970. La perte de superficie mesurée entre 1973 et 2010 a atteint les 4.05 km² ce qui équivaut 24.33% de la surface du glacier d’Otemma (GLAMOS 1881-2018).

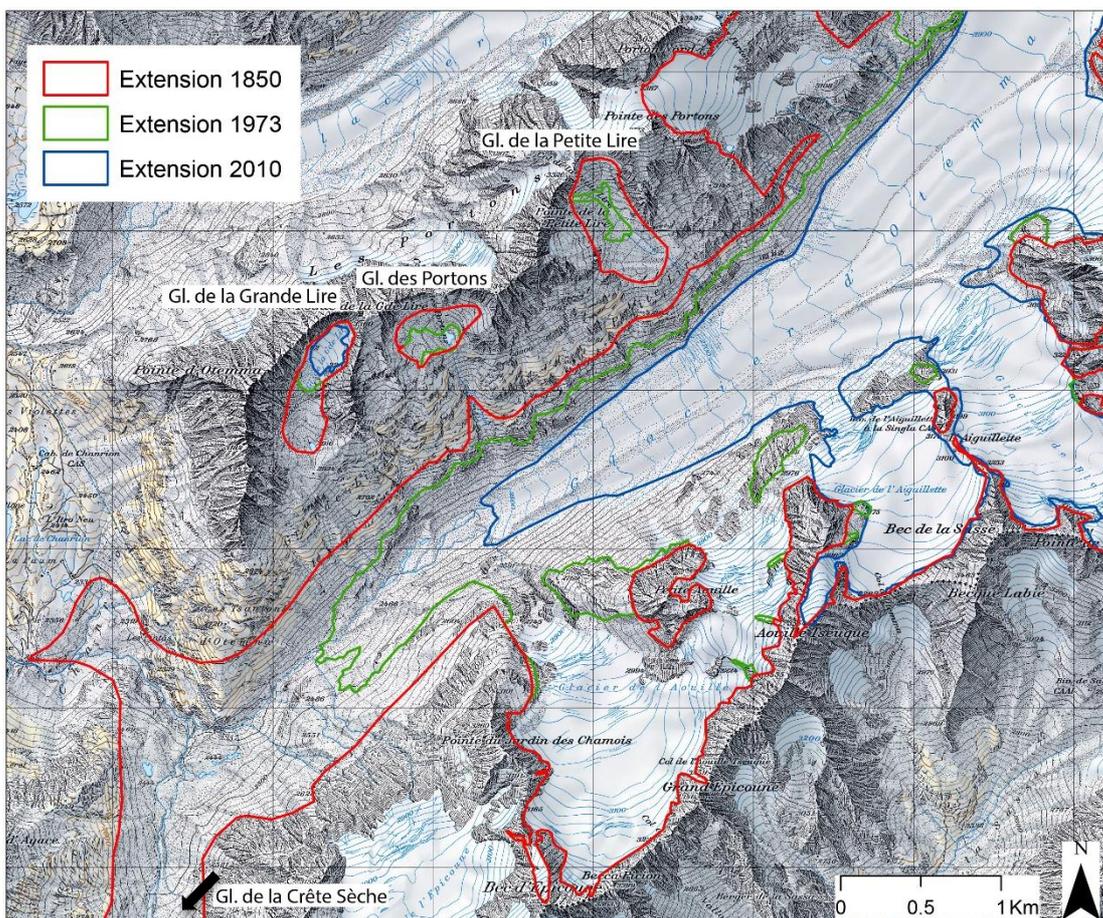


Figure 4: Evolution du retrait des glaciers entre 1850 et 2010 (Données reprises par : Müller at al. (1977); Maisch et al. (2000) ; Paul, (2004) ; Fischer et al. (2014) Lambiel et Talon (2019), modifié).

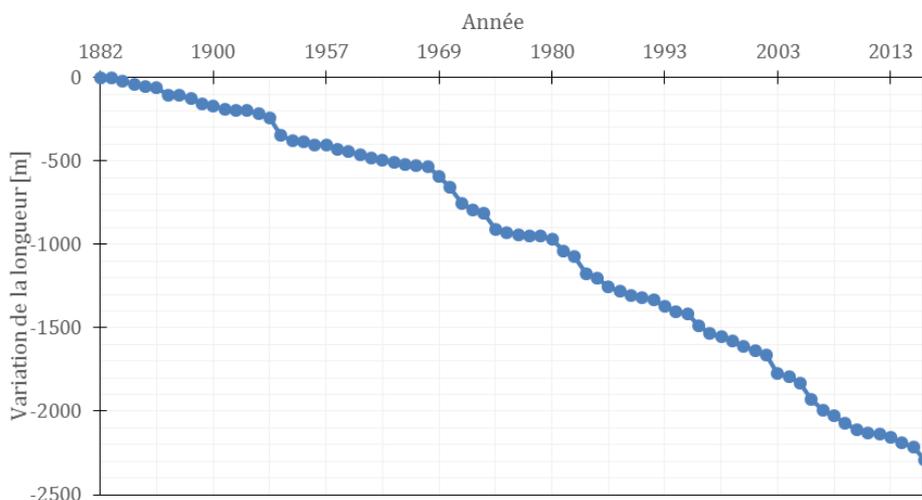


Figure 5: Variation de la longueur du Glacier d’Otemma depuis 1881. (Modifié d’après GLAMOS (2018b)).

3. Matériel et méthodes

3.1. Dimension temporelle de la recherche

La dimension temporelle est une composante fondamentale pour élargir la connaissance des processus géomorphologiques (James et al., 2012). A ce propos, la connectivité sédimentaire du versant du Grand et du Petit Lire est calculée à différentes dates. La temporalité a été choisie en fonction de la disponibilité des images aériennes d'archive sur la totalité du versant. Quatre années ont ainsi été choisies : 1964, 1977, 1988 et 2009 (Figure 6, carré gris). Les images, prises dans la période de l'année avec le moins de neige ont servi à la production des Modèles Numériques de Terrain (MNT) à l'aide de la technique de la photogrammétrie aérienne d'archive (voir section 3.2), ils ont ensuite été traités pour minimiser les erreurs (Figure 6). Ces données ont été ensuite utilisées pour calculer les changements morphologiques annuels sur les périodes 1964-1977, 1977-1988 et 1988-2009 et pour calculer l'indice de connectivité sédimentaire des années respectifs.

Etant donné l'importance de connaître l'état actuel du versant, une carte géomorphologique a été produite sur la base des données cartographiques et les images aériennes les plus récentes (Figure 6, carré bleu). Cette situation récente a permis la compréhension morphogénétique actuelle du site. A travers la cartographie géomorphologique, les formes ainsi que les processus actuellement présents dans le versant ont été identifiés et spatialisés. De plus, les données interférométriques radar satellitaires disponibles pour les années 2010 et 2017 ont été utilisées pour identifier les modifications morphologiques récentes. Une comparaison entre les données anciennes et récentes a permis d'identifier les changements des conditions du versant entre 1964 et aujourd'hui (Figure 6).

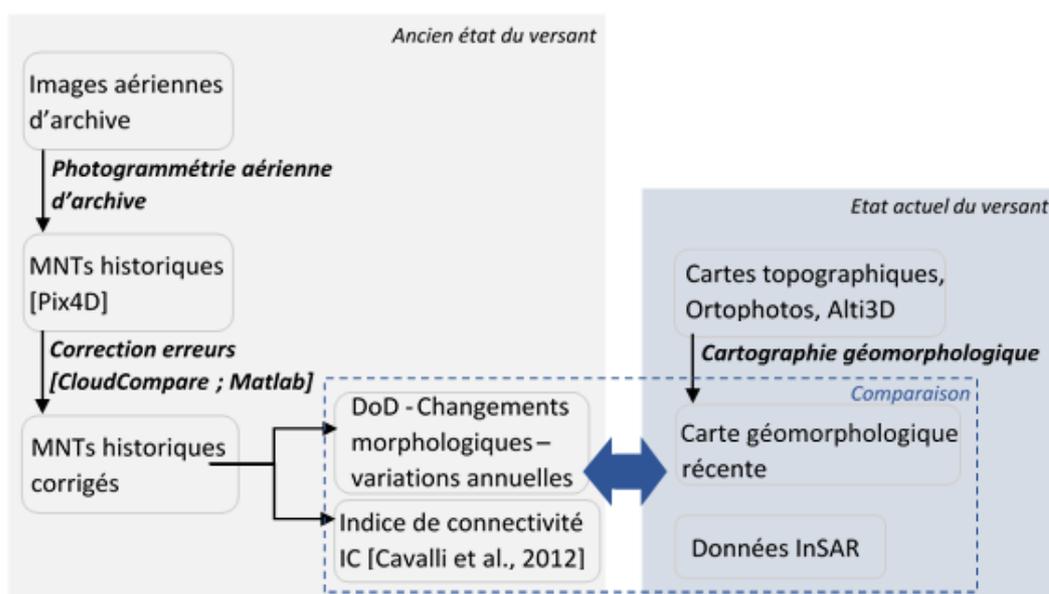


Figure 6: Synthèse des méthodes et du déroulement du travail dans le cadre de cette recherche. Le carré gris représente les étapes qui ont été menés pour connaître l'ancien état du versant, l'e carré bleu représente la démarche et les données utilisées pour connaître l'état actuel du versant.

3.2. Photogrammétrie aérienne d'archive

La photogrammétrie aérienne d'archive est une technique qui permet la reconstruction des changements géomorphologiques sur une longue période. Dans le domaine Alpin, cette technique est par exemple utilisée pour analyser l'évolution des plaines alluviales (Lane et al., 2010 ; Bakker et Lane, 2017), des glaciers (Pellikka et Rees, 2010 ; Gabbud et al., 2016), des laves torrentielles (Bennet et al., 2013), des glissements de terrain (Schwab et al., 2008) et des régions périglaciaires (Micheletti et al., 2015 ; Micheletti et Lane, 2015 ; Lane et al., 2017). La reconstruction du MNT se fait à partir d'un logiciel de photogrammétrie *Structure-from-Motion* (SfM). Au contraire de la photogrammétrie classique, cette technique ne nécessite pas d'une prise d'image à travers des vols structurés. De même, les images peuvent avoir des résolutions ou bien des gradients de couleurs différentes (Fonstad et al., 2013). L'algorithme *SIFT* (*Scale-Invariant Feature Transform*) permet l'identification de points conjugués à partir d'images prises à différents points de vue. Ceci permet l'auto-calibration des paramètres d'orientation internes et externes (Micheletti et al., 2015) et l'amélioration du *bundle adjustment*. Les équations de colinéarité sont ensuite résolues dans un système de coordonnées arbitraire. Le *stéréo-matching* permet ensuite la densification du nuage de point. Finalement, l'insertion des points de contrôle permet le passage au système de coordonnées réelles (Fonstad et al., 2013).

Les images aériennes d'archive utilisées dans cette recherche ont été obtenues par l'Office Fédéral de Topographie (Swisstopo) avec une caméra photogrammétrique de grand format. Il s'agit des photos noir et blanc 23x23cm (18x18cm dans le cas du 1964) prises dans la période avec le moins de neige (fin août début septembre). Les données ont été scannées par Swisstopo avec une résolution de 21µm pour 1964 et de 14µm pour les autres années. La prise d'image a été effectuée avec différents types de caméra ainsi qu'à différents échelles (voir Tableau 1). A chaque caméra un certificat de calibration était associé. Ils ont été utilisés pour définir la géométrie interne de la caméra, comme le suggèrent Bakker et Lane (2017).

Tableau 1: Détail des images utilisées pour la production des MNTs.

Date	Caméra	N° images	Echelle [1:x]	Distance focale calibrée [mm]
25.08.1964	Lens 29 11.5 AG	14	1 :17700	115,29
14.09.1977	Lens 3004 15 UAG II	17	1 :8600	153,02
08.09.1977	Lens 3008 UAG II	4	1 :19000 1 :20900	153,02
09.08.1988	Lens 13018 15/4 UAG	18	1 :8600	153,37
07.09.1988	Lens 13018 15/4 UAG	5	1 :19600 1 :22200	153,37
07.09.2009	Lens 13220 15/4 UAG-S	14	1 :19800	152,52

Les MNTs de la région ont déjà été créés lors du travail de Mancini (2019) pour ces quatre années. Par contre, à cause du manque de représentation de la partie Nord du site d'étude dans la reproduction 3D du terrain, il a été décidé d'inclure des images prises à une plus petite échelle pour la création des MNTs de 1977 et 1988.

Pour les années 1964 et 2009 la production des MNT n'as pas été nécessaire, les MNTs ont été repris du travail de Mancini (2019). Le post-traitement a finalement été effectué sur les quatre modèles.

3.2.1. Points de contrôle

Les points de contrôle (GCP) servent à la fois à déterminer la résolution des équations de colinéarité dans l'espace réel mais aussi à améliorer la qualité du produit de photogrammétrie (Micheletti et al., 2015 ; Sanz-Ablanedo et al., 2018). Le positionnement des GCPs doit se faire 1) à des endroits facilement identifiables sur les images, 2) sur des zones stables au cours du temps (Micheletti at Lane, 2015).

Les GCPs utilisés ont été repris du travail de Mancini (2019). Ils ont été récoltés à l'aide du Trimble© R10 dGPS. La station de base a été positionnée à un point fixe et a récolté des données pendant 12 heures. 13 GCPs ont été mesurés dans la zone sud-ouest du site d'étude selon des critères de distribution spatiale et de stabilité à long terme (Figure 7). Toutes les données GPS ont ensuite fait l'objet d'un traitement à l'aide du réseau SwissPos© (Mancini, 2019).

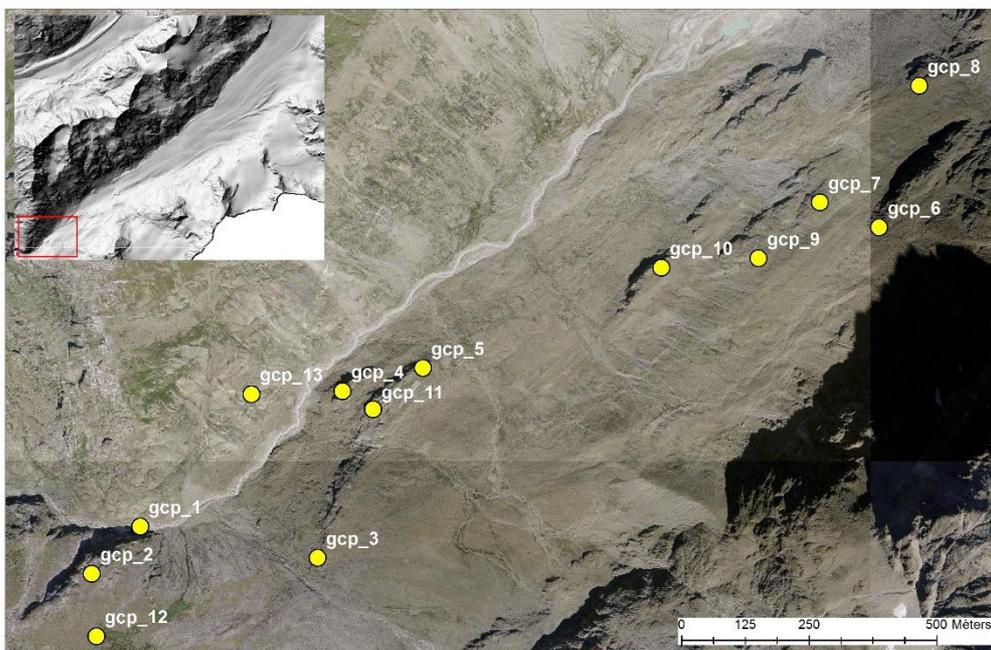


Figure 7: Répartition des GCPs dans la zone d'étude.

3.2.2. Production des MNTs

La création des MNT historiques a été faite à l'aide du logiciel Pix4D© en suivant la procédure décrite par Bakker et Lane (2017) et reprise par Mancini (2019). Les certificats de calibration ont servi à définir la distance focale et à spécifier les distorsions radiales et tangentielles du champ (Mancini, 2019). Pour chaque image utilisée, les coordonnées X et Y ont été manuellement insérées en faisant référence au système de projection suisse CH1903. Initialement, 3 GCPs ont été insérés pour permettre le géoréférencement et la mise à l'échelle du nuage de points (Fonstad et al., 2013 ; Smith et al., 2016). Les GCPs additionnels ont ensuite été combinés manuellement afin d'améliorer la erreur quadratique moyenne (*RMSE*). Le traitement des

données historiques avec Pix4D a produit des MNTs, les ortho-images respectives ainsi que les nuages de points pour chaque année.

3.2.3. Post-traitement

Le post-traitement est essentiel pour la correction des erreurs systématiques et aléatoires. Ces erreurs se produisent lors de la résolution incorrecte des équations de colinéarité (Lane et al., 2000 ; Lane et al., 2004 ; Micheletti et al., 2015) ou bien à cause de la présence de l'erreur aléatoire dans l'estimation de paramètres, qui provoque un erreur systématique (Lane et al., 2004 ; Bakker et Lane, 2017).

Afin de pouvoir identifier l'erreur, Lane et al. (2004) soulignent l'importance d'avoir un bon réseau de GCPs distribué dans l'entier de la zone d'étude. Cependant la distribution spatiale des GCPs fait défaut sur la partie nord de notre site d'étude. C'est pour cette raison que d'autres points stables – c'est-à-dire des endroits qui ne sont pas censés subir de changements d'altitude importants pendant la période étudiée (notamment des parois rocheuses) – ont été identifiés sur les nuages de points. Ces points stables ont permis la correction de l'erreur systématique grâce à l'enregistrement des nuages de points sur un MNT de référence, à l'aide du logiciel CloudCompare®. Sur une base visuelle, le nuage de points de 1988 semblait représenter le relief de manière plus détaillé, il a donc été choisi comme référence. Ce processus d'alignement a permis de minimiser le *RMSE* de chaque nuage de point par rapport à la référence. Deuxièmement, l'erreur systématique linéaire a été corrigée à travers une méthode de multi-régression tout en utilisant les valeurs d'altitude des points stables. Cette deuxième étape a permis de minimiser l'inclinaison entre les MNTs et la référence.

Suite à la correction des erreurs, les MNTs avec une résolution de 1 mètre ont été importés sur ArcGIS®. Une fenêtre d'interpolation 4x4 pixels en se basant sur la moyenne du plus proche voisin a été appliquée, pour faire face à la présence des zones sans valeurs d'altitude.

3.3. MNTs de différence

Les MNTs de différence (DoD) ont été créés pour permettre la spatialisation des zones d'accumulation et d'érosion (Lane et al., 2003). Il s'agit d'une soustraction entre deux MNTs. Un seuil de confiance a été appliqué au DoD pour pouvoir s'assurer que l'accumulation/érosion soit liée à des changements réels et non à du bruit (Lane et al., 2003). L'erreur de l'altitude Z et l'écart type de l'erreur ont été calculés sur la base de l'altitude des 36 points stables spatialement distribués dans la zone d'étude et identifiables sur chaque MNT. La limite de détection (LoD) a ensuite été déterminé sur la base de l'équation proposée par Lane et al., (2003) :

$$LoD = t \sqrt{(\sigma_{MNT1})^2 + (\sigma_{MNT2})^2}, \quad (1)$$

où t correspond au seuil de l'intervalle de confiance (1 pour 68% ou 1.96 pour 95%), $\sigma_{MNT1/2}$ sont les écarts types de l'erreur en Z du MNT1 et du MNT2. Le seuil t a été défini en utilisant l'intervalle de confiance à

68% afin de donner moins de poids aux changements morphologiques spatialement homogènes mais de faible importance (Wheaton et al., 2010 ; Mancini, 2019).

3.4. Indice de Connectivité sédimentaire (IC)

L'indice de connectivité sédimentaire utilisé ici a été défini par Borselli et al., (2008). Les modifications apportées par Cavalli et al. (2012) ont surtout concerné le calcul de la pente (S), le coefficient de pondération (\bar{W}) ainsi que l'aire contributive (A). Celles-ci ont permis d'adapter l'IC au contexte alpin.

L'indice est calculé de la façon suivante pour chaque pixel :

$$IC = \log_{10} \left(\frac{D_{up}}{D_{dn}} \right), \quad (2)$$

où D_{up} et D_{dn} représentent respectivement la partie haute et basse de la pente par rapport à un pixel défini (2) (Figure 8). D_{up} est le potentiel de cheminement des sédiments vers le bas, il est calculé de la manière suivante :

$$D_{up} = \bar{W} \bar{S} \sqrt{A}, \quad (3)$$

où \bar{W} , \bar{S} et A correspondent respectivement au coefficient de pondération, à la pente moyenne [m/m] et à l'aire [m²] de la surface contributive (3). D_{dn} représente le chemin de flux que le sédiment doit parcourir avant d'arriver à la dépression la plus proche (par exemple un cours d'eau) :

$$D_{dn} = \sum_i \frac{d_i}{W_i S_i}, \quad (4)$$

où d_i est la longueur du trajet d'écoulement [m] dans le pixel i le long de la ligne de plus grande pente. W_i et S_i sont respectivement le coefficient de pondération et la pente du pixel i (Cavalli et al., 2012 ; Borselli et al., 2008).

Les données concernant la pente proviennent du MNT. La mise en place des seuils minimums et maximums (respectivement de 0.005m/m et 1m/m) permettent d'éviter la présence des valeurs infinies dans l'équation (4) et de ne pas prendre en considération les parois très raides ou verticales. En effet, dans ces endroits les processus ne rentrent pas sous la définition de connectivité sédimentaire (Cavalli et al., 2012).

Les caractéristiques de rugosité topographique, tirées par les MNTs, sont utilisées pour déterminer l'indice de rugosité (RI) qui contribue au calcul du coefficient de pondération \bar{W} :

$$W = 1 - \left(\frac{RI}{RI_{max}} \right), \quad (5)$$

où RI_{max} correspond à la rugosité maximale de l'aire (5). Celle-ci est mesurée sur la base de la différence entre le MNT de base et un MNT basé sur les valeurs moyennes des MNTs créés à des temps différents. Une valeur minimum de W de 0.001 est appliquée au modèle afin d'exclure les valeurs de $W=0$ (Cavalli et al., 2012). L'introduction du RI dans la détermination du W est avantageuse car, elle donne objectivement un poids à W et nécessite simplement des MNTs pour son calcul (Cavalli et al., 2012). Par contre, plus la

résolution spatiale du MNT est grande, plus les valeurs de rugosité sont influencées par le bruit des données du MNT (Lane et al., 2017). Pour le calcul de A, un flux de direction multiple est appliqué au modèle à la place d'un flux unidirectionnel. Ceci permet une estimation plus réaliste des flux de sédiments dans les régions montagneuses (Cavalli et al., 2012).

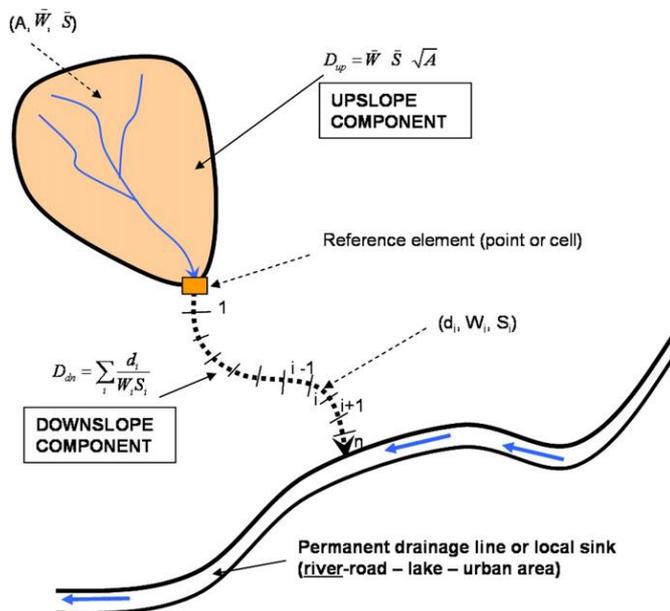


Figure 8: Paramètres pour le calcul de l'indice de connectivité (Source :Borselli et al., 2008).

3.4.1. Calcul de l'Indice de Connectivité sédimentaire

L'indice de connectivité a été calculé dans ArcGIS avec l'outil *Connectivity-Index-ArcGIS-toolbox*, (disponible sur <http://www.sedalp.eu/download/tools.shtml>) qui utilise l'algorithme de Tarboton (TauDEM 5.2 tool). Les MNTs ont été extraits sur le site d'étude. Une zone tampon de 100 m a été appliquée pour enlever les effets d'approximation liées aux effets de bordure à l'intérieur du périmètre effectif du site d'étude (Cavalli et al., 2014).

Le calcul de l'indice a été fait en trois étapes : 1) Les dépressions des MNTs ont été remplies en appliquant un seuil de remplissage fixé à 3 mètres. Ceci a permis d'éliminer les dépressions artificielles issues par des artefacts mais aussi de calculer la direction du flux de manière plus réaliste (Cavalli et al., 2014). 2) La rugosité a été calculée sur la base de l'écart type (5x5 pixels) de la topographie résiduelle (Cavalli et Marchi, 2008 ; Cavalli et al., 2012). A partir de ceci, le facteur W a été calculé en appliquant l'équation (5). 3) L'IC a finalement été déduit sur la base du MNT avec les dépressions remplies et du facteur W.

3.5. Cartographie géomorphologique

La carte géomorphologique permet de représenter et spatialiser à un moment donné les formes et les processus responsables de leur formation (Theler et al., 2010 ; Verstappen, 2011 ; Kummert, 2012 ; ECOTEC et IGD, 2012). De plus, elle permet de comprendre la distribution du réseau de transfert sédimentaire à

l'intérieur du bassin-versant (Theler et al., 2010). Il s'agit par contre d'une méthode d'interprétation géomorphologique, elle est donc affecté par la subjectivité du cartographe (Van Asselen et Seijmonsbergen, 2006 ; Theler et al., 2010). Deux catégories de cartes géomorphologiques peuvent être distingués : 1) Les cartes géomorphologiques basiques ou analytiques (*Basic or Analytical Geomorphological Mapping*) (Dramis et al., 2011 ; Otto et Smith, 2016) et 2) les cartes géomorphologiques dérivées ou spécialisées (*Derived or Specialized Geomorphological Mapping*) (Dramis et al., 2011 ; Otto et Smith, 2016). La première catégorie s'occupe de la cartographie de l'ensemble du relief (Otto et Smith, 2016). Ceci permet de prendre en considération la morpho-évolution ainsi que la morphodynamique du site en se basant sur des facteurs endogènes et exogènes, le changement climatique et les aménagements anthropiques (Dramis et al., 2011). La deuxième catégorie se focalise sur des thématiques spécifiques comme les dangers naturels ou la stabilité du sol. Elle s'adapte bien à un public moins expert en géomorphologie mais qui nécessite de connaître des caractéristiques spécifiques de la surface (Dramis et al., 2011).

La variété des légendes géomorphologiques existantes est assez remarquable (par exemple, Klimaszewski, 1956 ; Galon, 1962 ; Pecsí et al., 1964 ; Tricart, 1972). Pour pouvoir comparer les différentes cartes au niveau national et international, pendant les années 1960 il a été décidé d'unifier les légendes géomorphologiques des différents pays (Verstappen, 2011). Sur une plus grande échelle spatiale il est par contre plus approprié d'appliquer seulement les concepts de base à la légende géomorphologique, et d'adapter les concepts secondaires en fonction besoins et des caractéristiques du site (Verstappen, 2011).

Cette recherche utilise la légende géomorphologique de l'UNIL, un système de cartographie des domaines morphogénétiques qui a été développée à partir des années 1980 (Schoeneich, 1993 ; Lambiel et al., 2013). La légende reprend le code des couleurs de la carte géomorphologique *GMK 25* (Geomorphologische Karte 1 :25'000, reprise par la méthode de cartographie allemande) (Tableau 2) qui permet la représentation des domaines morphogénétiques (Otto et al., 2011). Les zones d'érosion sont sous fond transparent. Les formes du relief sont représentées à l'aide des symboles, colorés en fonction du domaine morphogénétique (Kummert, 2012 ; Lambiel et al., 2013 ; Légende géomorphologique de l'UNIL, 2018). Finalement, la carte est bien adaptée au contexte de montagne où la morphologie est généralement très hétérogène. De plus, elle conserve les données géomorphologiques essentielles (Kummert, 2012).

La légende est adaptée au logiciel SIG ArcGIS. Il s'agit d'une géodatabase divisée en trois classes qui permettent la représentation des unités ponctuelles, linéaires et des surfaces (Lambiel et al., 2013 ; Légende géomorphologique de l'UNIL, 2018).

La production de la carte géomorphologique du site d'étude a été développée à l'aide du logiciel ArcGIS à partir des données topographiques, des images aériennes, des MNTs repérés sur le portail topographique suisse (Swisstopo, 2019). Elle a ensuite été validée par une analyse sur le terrain, aux endroits où cela était possible. La cartographie a été faite sur une grande échelle (1:3'000) afin d'apercevoir aussi les plus petites

formes et processus. Au figuré de base, une unité linéaire a été ajoutée, elle représente les positions glaciaires. Le figuré indique une zone de rupture de pente qui a été créé lors du recul des glaciers. Cette forme est différente du typique cordon morainique parce que la pente plus raide est présente que d'une côté de la forme (Figure 9).

Tableau 2: Code de couleur GMK 25 utilisé par la Légende géomorphologique de l'UNIL, chaque couleur représente un domaine morphogénétique.

Domaine morphogénétique	Couleur
Structural	Rouge
Hydrographique	Bleu clair
Gravitaire	Ocre
Glaciaire	Violet
Périglacière	Mauve
Nivale	Rouge-Bordeau
Karstique	Turquoise
Lacustre	Bleu foncé
Anthropique	Gris
Organogène	Olive

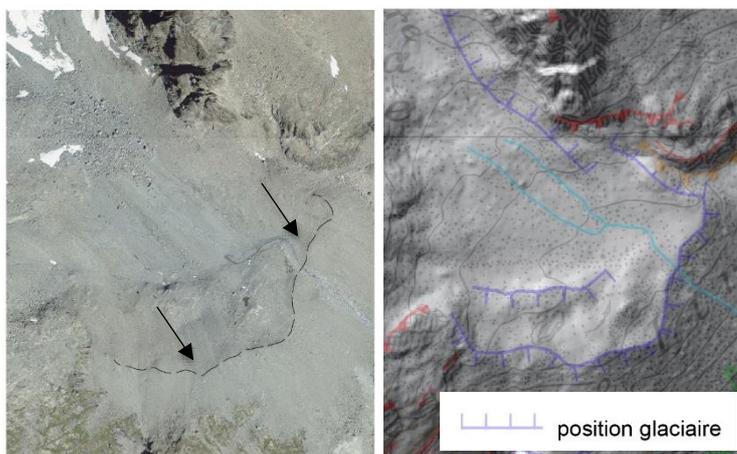


Figure 9: Illustration de la forme "position glaciaire" vers le Col de la Petite Lire. A gauche: orthophotos du site en 2010, à droite: hillshade du MNT Alti3D. Ici, la position glaciaire indique une augmentation de la pente seulement vers l'aval.

3.6. Interférométrie radar satellitaire

L'interférométrie radar satellitaire (*InSAR*) est une technique géodésique satellitaire qui permet d'obtenir des données cinématiques avec une bonne résolution (Strozzi et al., 2010). La technique est utilisée dans différents domaines géophysiques, pour détecter par exemple les déformations volcaniques (Hooper et al., 2004 ; Pinel et al., 2011 ; Brunori et al., 2013), la variations des glaciers (Landes et al., 2007; Gray, 2011) ou

les mouvements de versant (Strozzi et al., 2010 ; Barboux et al., 2014 ; Barboux et al., 2015). Pour la prise d'image SAR (*Synthetic Aperture Radar*), le radar envoie un signal vers la surface qui retourne ensuite vers le satellite. Le temps entre l'envoi et la réception du signal définit la proximité entre le radar et la surface (Ferretti et al., 2007). La comparaison des deux images SAR d'une même surface obtenues par deux passages du radar à des temps différents, permet de détecter les variations topographiques. L'échelle de déformation donné par l'interférogramme se compose par un vecteur de déplacement compris entre $-\pi$ et $+\pi$. Le changement dans l'échelle de couleur indique respectivement une déformation de la surface en direction du satellite (positif) ou bien une déformation dans la direction opposée (négatif) (Barboux, 2014). La cinématique peut être transformée sur une échelle centimétrique en fonction de la longueur d'onde utilisée par le satellite pendant la prise d'image (Strozzi et al., 2010). Une décorrélation complète entre les pixels voisins indique le déplacement de la surface de plus d'une demi-longueur d'onde (Barboux et al., 2013).

Actuellement, les satellites SAR sont sur une orbite polaire. La ligne de vision (*Line Of Sight, LOS*) des satellites est orientée est ou ouest en fonction du mouvement ascendant ou descendant du satellite (Barboux et al., 2014). La technique InSAR s'applique par conséquent plus difficilement sur des versants totalement orientés nord ou sud. Dans le cas des surfaces en pente, l'angle d'incidence du signal affecte la distorsion du relief. Pour cette raison cette technique ne peut pas être appliquée sur des zones très pointues par rapport à l'angle d'incidence du signal (Barboux, 2014).

Les données InSAR utilisés ici ont été produites par Gamma Remote Sensing©. Cinq périodes estivales de 2010 et 2017 ont été choisies (Tableau 3). Les images ont permis de voir les variations morphologiques récentes dans la zone d'étude et sur différentes échelles temporelles. Dans le cas des mouvements de versant, les images ont servi pour définir l'ampleur du déplacement.

Tableau 3: Données d'interférométrie satellitaire.

Satellite	Date	Intervalle [jours]	Longueur d'onde [cm]
TerraSAR	18.07.2010 – 29.07.2010	12	1,5
TerraSAR	29.07.2010 – 09.08.2010	12	1,5
TerraSAR	18.07.2010 – 09.08.2010	24	1,5
Sentinel	20.06.2017 – 14.07.2017	24	2,8
Sentinel	15.07.2017 – 20.08.2017	36	2,8

4. Résultats

4.1. Formes et processus récentes

La carte géomorphologique (Figure 10, Annexe 1) identifie les formes actuelles et les processus actifs dans la zone d'étude. Le glacier, dont le front atteint les 2500 m d'altitude, est en partie couvert par des cônes de débris surtout sur sa marge sud. Du côté du versant d'étude, la bordure du glacier est couverte par les

sédiments qui descendent de la paroi. Le fond de la vallée est caractérisé par une plaine alluviale qui s'étend dans la marge proglaciaire. A l'ouest de la plaine alluviale, le cours d'eau principale se définit et creuse son lit dans les sédiments morainiques.

La partie ouest du versant est affectée par la présence des éboulis végétalisés (Figures 10 et 11, (1)). Des éboulis et des dépôts d'éboulements sont toujours présents en bas des parois rocheuses et dans les zones de replat (Figures 10 et 11, (2) et (3)). Les ravines sont assez bien définies, elles traversent les secteurs végétalisés et donnent origine vers l'aval à des cônes de déjection (Figures 10 et 11, (4)). Le cordon morainique de la limite d'extension du Glacier d'Otemma pendant le PAG longe la Grande Lire vers 2700 m. Ce dernier est en partie soumis à l'érosion régressive torrentielle (Figures 10 et 11, (5)). Des accumulations morainiques vers le haut du versant sont témoins des phases d'extension des Glaciers de Portons et de la Grande Lire. Dans ce dernier cas, un bastion morainique est visible à l'Ouest vers 2900 m (Figures 10 et 11, (6)). Le cirque glaciaire du Glacier de la Grande Lire est entouré par des parois rocheuses. Elles sont traversées par différents couloirs d'éboulis qui atteignent le bas des parois. A l'Est de la Pointe de la Grande Lire, les parois rocheuses sont moins importantes et donnent origine à un cirque d'éboulis juste au-dessus d'une zone de replat constituée par des dépôts morainiques (Figures 10 et 11, (7)).

La région de la Petite Lire, tout comme la partie en dessous de la limite du PAG, sont caractérisées par l'abondante présence des dépôts morainiques. Dans le premier cas, les sédiments morainiques déposés par le Glacier de la Petite Lire sont traversés par des cours d'eau. Ici, plusieurs positions glaciaires caractérisent les changements de la pente (Figures 10 et 11, (8)). Dans le deuxième cas, de nombreuses ravines creusent les dépôts glaciaires et donnent origine à plusieurs cônes de déjection (Figures 10 et 11, (9)). La Petite Lire est aussi caractérisée par la présence de parois et de gradins rocheux, surtout dans la région de la Pointe des Portons. De manière générale, le secteur est du versant est peu affecté par la présence des dépôts végétalisés.

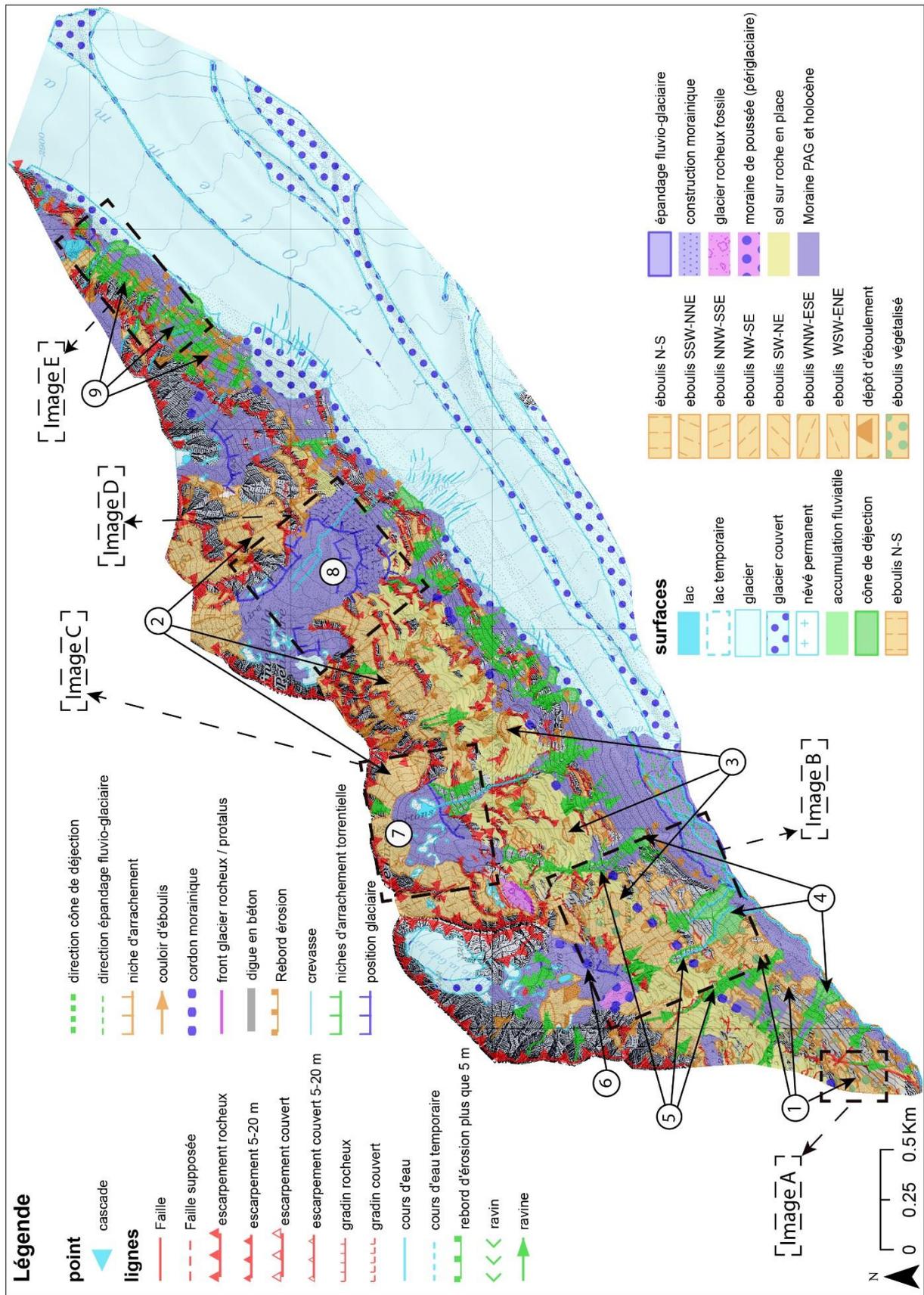


Figure 10: Carte géomorphologique du site d'étude (En plus grande format dans l'annexe 1). Les numéros représentent des exemples d'emplacement des formes et des processus cités dans le texte, les images relatives aux exemples sont reportées dans la figure 11. L'emplacement des images A-E (Figure 11) est défini par le carré hachuré.

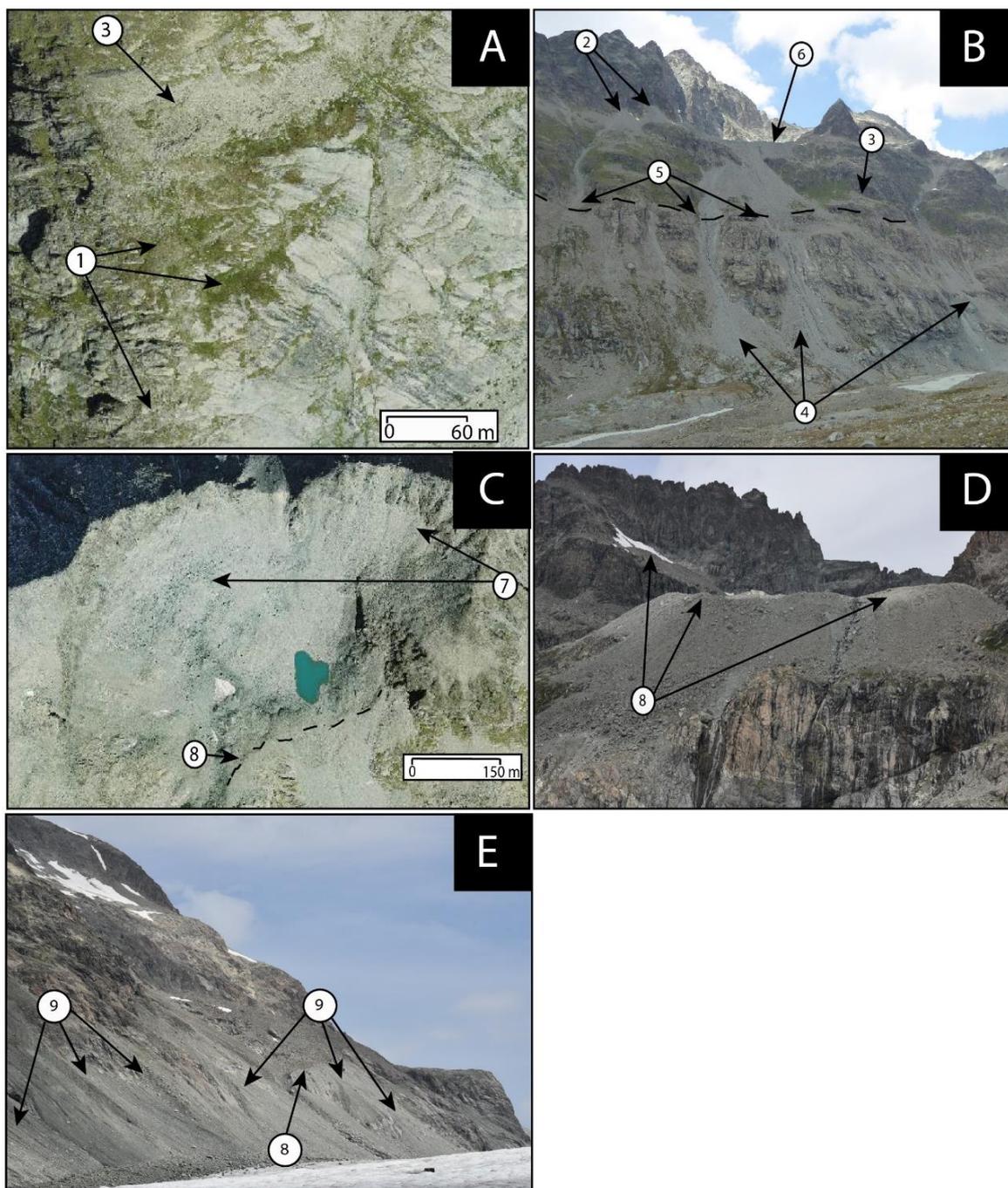


Figure 11: Formes et processus récentes dans le versant. Image A) 1. Éboulis végétalisés et 2. Dépôts d'éboulement à la limite ouest de la zone d'étude. Image B) 2. Eboulis en bas des parois rocheuses 3. Dépôts d'éboulement 4. Ravinements et cônes de déjections majeurs 5. Cordon morainique de la PAG entaillé par l'érosion régressive. Image C) 7. Cirque d'éboulis dans la zone du Col sud des Portons 8. Position glaciaire (mise en évidence par la ligne noire hachurée). Image D) 8. Positions glaciaires dans la région du Col de la Petite Lire. Image E) 8. Position glaciaire 9. Ravinements et cônes de déjection dans la limite est de la zone d'étude. L'emplacement des images est visible à la figure 10. (Images A et C, reprises par Swisstopo (2019), modifiés. Photos B, D, E Nicoletta Trabucchi, modifiés).

4.2. Qualité du produit photogrammétrique

Le tableau 4 résume le nombre des GCPs et des points cible utilisés pour le *Bundle ajustment*, ainsi que la surface totale couverte par le modèle.

Tableau 4: Résultat du Bundle ajustment.

Année	Surface couverte [km ²]	N° GCPs	N° points-cible par image
1964	28,656	4	36341
1977	32,692	4	86041
1988	30,895	10	91906
2009	87,469	4	78913

La surface totale couverte est généralement grande par rapport à la surface du site. La superposition des images est meilleure vers le fond de la vallée. Pour 1964 et 1988, la superposition des images dans le versant est plus faible par rapport aux autres années et donne probablement origine à des zones non modélisés plus importantes. Le *Bundle ajustment* a utilisé entre 4 et 10 GCPs et entre 36'341 et 91'906 points cible par image. Le nombre de points cible est assez faible en 1964 à cause de la faible résolution de l'image numérisée. Ceci provoque une qualité amoindrie du MNT ainsi que des erreurs moyennes plus importantes dans les trois dimensions (Tableau 5). Dans le cas de 1964 et de 2009, les MNTs sont généralement plus lissés (Figure 12). Cette situation est probablement en partie issue du faible nombre de points-cible par images mais aussi par la résolution au sol de ces MNTs.

Tableau 5: Qualité des MNTs.

Année	RMS moyen [m]	Erreur moyenne [m]		
		X	Y	Z
1964	±0,457	0,193	0,245	0,957
1977	±0,096	0,097	0,062	0,148
1988	±0,275	0,204	0,082	0,585
2009	±0,081	0,031	0,023	0,195

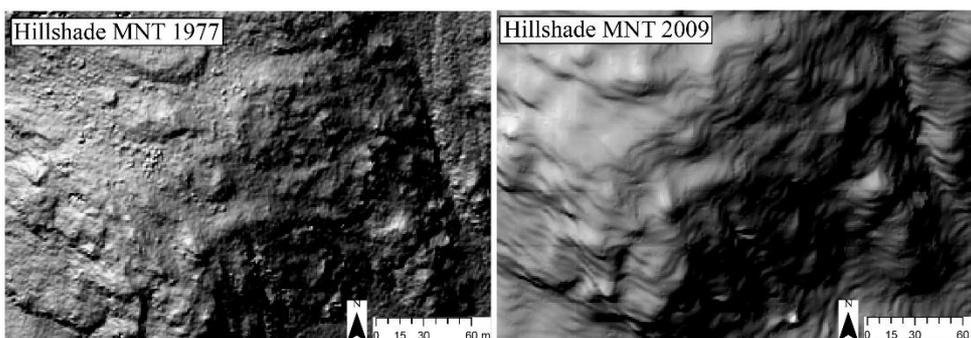


Figure 12: Comparaison entre les ombres des MNTs de 1977 et 2009 pour la même portion de surface. En comparant les données, la rugosité est mieux définie sur l'ombrage de 1977. L'ombrage de 2009 apparaît effectivement plus lissé.

Le *Bundle ajustment* a produit une *RMSE* moyenne comprise entre $\pm 0,081$ et $\pm 0,457$ mètres (Tableau 5). L'erreur moyenne est généralement assez faible en X et Y mais devient plus importante en Z. Ceci suggère la présence d'une erreur systématique dans le modèle. L'alignement des MNTs sur la base des points stables se révèle alors indispensable.

L'alignement des MNT par rapport à la référence a permis de diminuer l'erreur en Z des zones stables de manière assez significative (Tableau 6). Des différences plutôt importantes entre les zones stables des MNTs par rapport à la base ont permis d'identifier la présence d'une erreur issue de l'inclinaison des modèles. Suite à cette correction, la différence en Z des zones stables a significativement diminué.

Tableau 6: Erreur moyenne avant et après l'alignement.

		1964	1977	1988	2009
Avant correction	Erreur moyenne Z [m]	48,97	14,67	-	39,98
	Ecart-type [m]	±45,77	±13,07	-	±21,17
Après correction	Erreur moyenne Z [m]	-0,69	-0,71	-	0,86
	Ecart-type [m]	±8,26	±3,36	-	±4,82

Les valeurs obtenues après la correction reflètent la moins bonne qualité des images surtout en 1964. La limite de confiance pour la détection des changements significatifs dans les MNTs de différence - qui se base sur les valeurs d'écart-type de l'erreur (1) – reste donc assez élevée dans le cas de cette année (Tableau 7). Etant donnée la différente grandeur des trois périodes, il a été décidé de travailler sur des moyennes annuelles. Le LoD a donc été divisé par la durée des périodes afin d'obtenir un intervalle de confiance moyen annuel (Tableau 7).

Tableau 7: Intervalle de confiance pour les DoD.

Périodes	LoD au 68% [m]	LoD moyen annuel [m]
1964-1977	±8,92	±0,686
1977-1988	±3,36	±0,305
1988-2009	±4,82	±0,229

4.3. Changements morphologiques

Les MNTs de différence produits pour trois périodes distinctes entre 1964 et 2009 montrent l'évolution morphologique annuelle de la surface (Figures 13-15).

Les changements morphologiques les plus importants sont clairement enregistrés au fond de la vallée, là où se situe le Glacier d'Otemma. Le retrait du front du glacier est aux alentours de -1,5 km sur une période d'un demi-siècle (Figures 13-15). Les différences les plus importantes entre 1964 et 2009 concernent la libération totale de l'ouest du site (Figure 15, I) et la libération de la partie aval du versant (Figure 15, II). La perte d'épaisseur du glacier est en moyenne supérieure à -2,5 m/an pour les périodes 1964-1977 et 1988-2009, et entre 0,5 et 1,5 m/an entre 1977-1988. Le front du glacier est toujours plus affecté par la fonte (Figures 13-

15, III). Entre 1964 et 1977, la fonte du glacier est plus importante vers sa marge sud (Figure 13, I). Un changement négatif est aussi enregistré à la limite ouest de la zone d'étude (Figure 13, II). Les années entre 1977 et 1988 sont caractérisés par une fonte moins prononcée du glacier, surtout pour ce qui concerne la marge entre 2550 et 2800 m (Figure 14, I). Ici la perte d'épaisseur est inférieure à 0,9 m. Dans cette marge, les images montrent la présence des débris supraglaciaires du côté sud du glacier (Figure 14, A) comme aussi la présence du Glacier de Blanchen qui entre en connexion avec le Glacier d'Otemma (Figure 14, A). Entre 1988 et 2009, la fonte du front du glacier est plus importante (autour des 5,7 m par an) (Figure 14, III). La perte d'épaisseur du Glacier de la Grande Lire est autour de 1 m/an (Figure 15, IV).

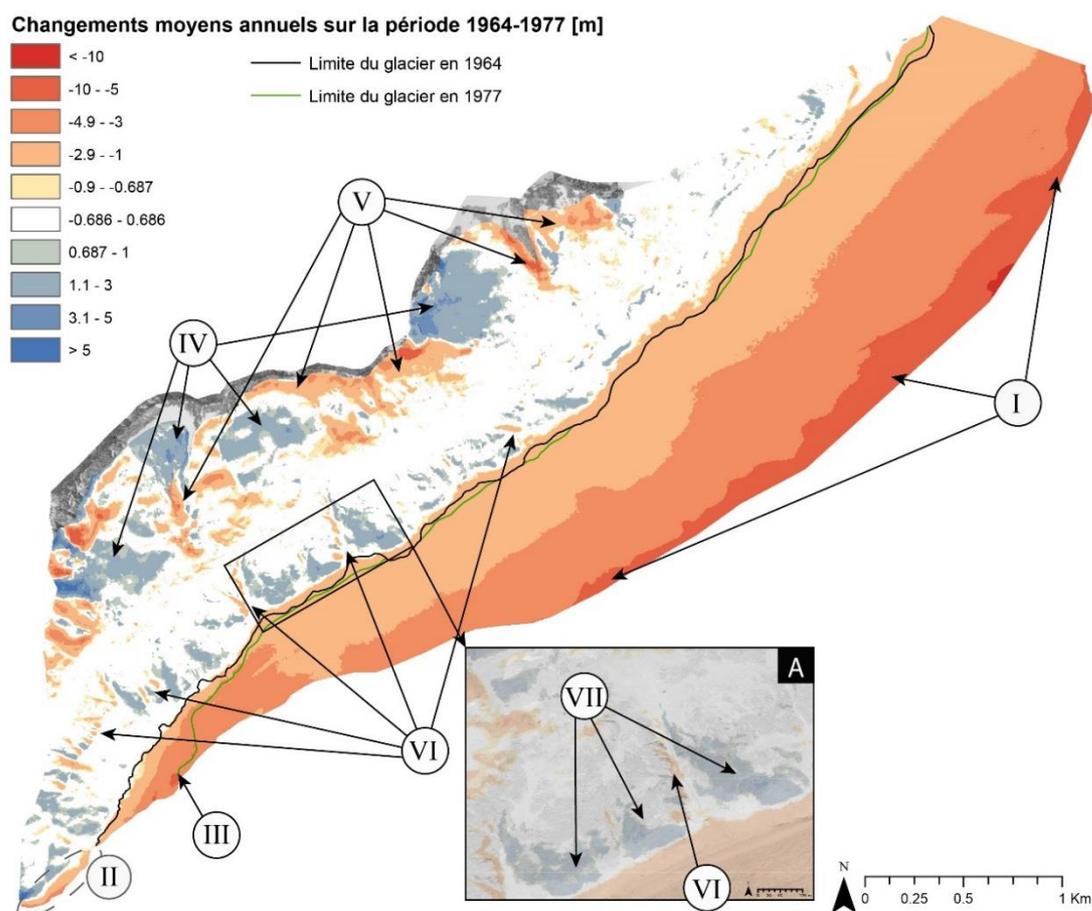


Figure 13: Variation moyenne annuelle d'altitude sur la période 1964-1977. Variations négatives en rouge, variations positives en bleu. I) perte d'épaisseur de la marge sud du glacier, II) perte d'épaisseur dans la limite ouest du site, III) front de glacier d'Otemma, IV) variations positives autour des sommets, V) variations négatives autour des sommets, VI) variations négatives à proximité des ravines et des couloirs d'éboulis, VII) variations positives à proximité des gradins rocheux en dessous de la limite du PAG. La figure A. montre de manière plus détaillée la zone dans l'encadré noir.

Dans le versant, les variations les plus importantes concernent les surfaces autour des sommets. Ces changements sont à la fois positifs (Figure 13, IV ; Figure 14, II) et à la fois négatifs (Figure 13, V ; Figure 14, IV) entre 1964-1977 et 1977-1988. Pendant la période 1988-2009 les variations autour des sommets sont pour la plupart négatifs (Figure 15, V). Plus en bas dans le versant, les zones d'érosion correspondent à des ravines et des couloirs d'éboulis (Figures 13 et 15, VI ; Figure 14, V). L'érosion annuelle entre 1964 et 1977

est généralement moins fréquente mais plus intense par rapport autres périodes. La période 1977-1988 est caractérisée par une érosion très répandue sur les marges ouest et est du site d'étude (Figure 14, V). A l'est, le secteur qui a été le plus récemment libéré par le glacier, plusieurs ravines se définissent dans la moraine (Figure 11E (9)). A cet endroit, l'érosion est moins prononcée mais tout autant présente entre 1988 et 2009 (Figure 15, VI). Les sédiments transportés vers l'aval se déposent ensuite au-dessus du glacier (Figure 10, Annexe 1).

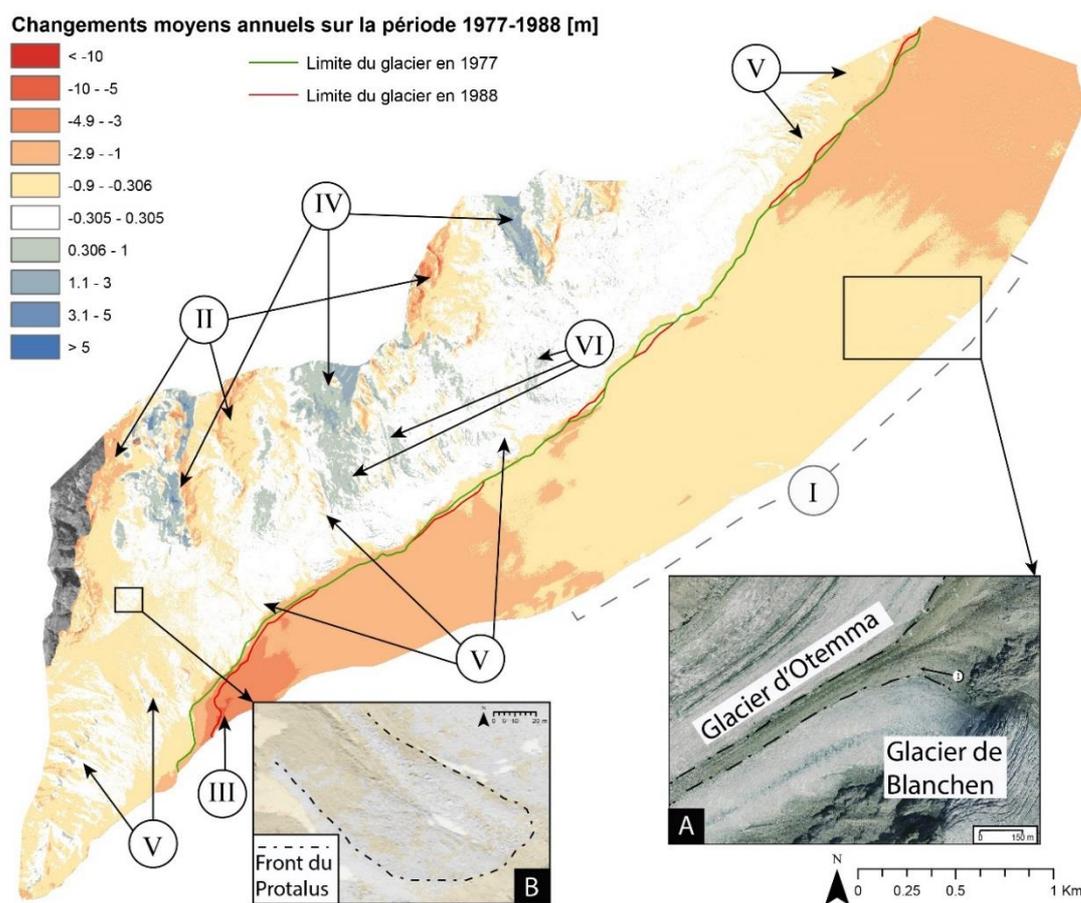


Figure 14: Variation moyenne annuelle d'altitude sur la période 1977-1988. Variations négatives en rouge, variations positives en bleu. I) marge du glacier comprise entre 1550 et 1800 m, II) variations négatives autour des sommets, III) front du glacier, IV) variations positives autour des sommets, V) surfaces d'érosion, VI) surfaces d'accumulation. Les figures A. et B. montrent de manière plus détaillée les zones dans les carrés noirs. A. le cône de débris est délimité par la ligne noire hachurée. (Figure B. reprise par Swisstopo, (2019), modifié).

Entre 1964-1977 et 1988-2009, les surfaces d'accumulation sédimentaire se situent autour des gradins rocheux en dessous de la limite du PAG et tout à l'aval du versant (Figures 13, A VII ; Figure 15, A VII et VIII). Au contraire, les principales surfaces d'accumulation entre 1977-1988 se situent au-dessus de la limite du PAG (Figure 14, VI). Des faibles changements, pour la plupart négatifs, sont aussi visibles auprès de la moraine de poussée/protalus rempart (Figures 14 et 15, B). Les variations annuelles concernent tout d'abord la partie sommitale de la forme périglaciaire et dans les années suivantes les marges latérales.

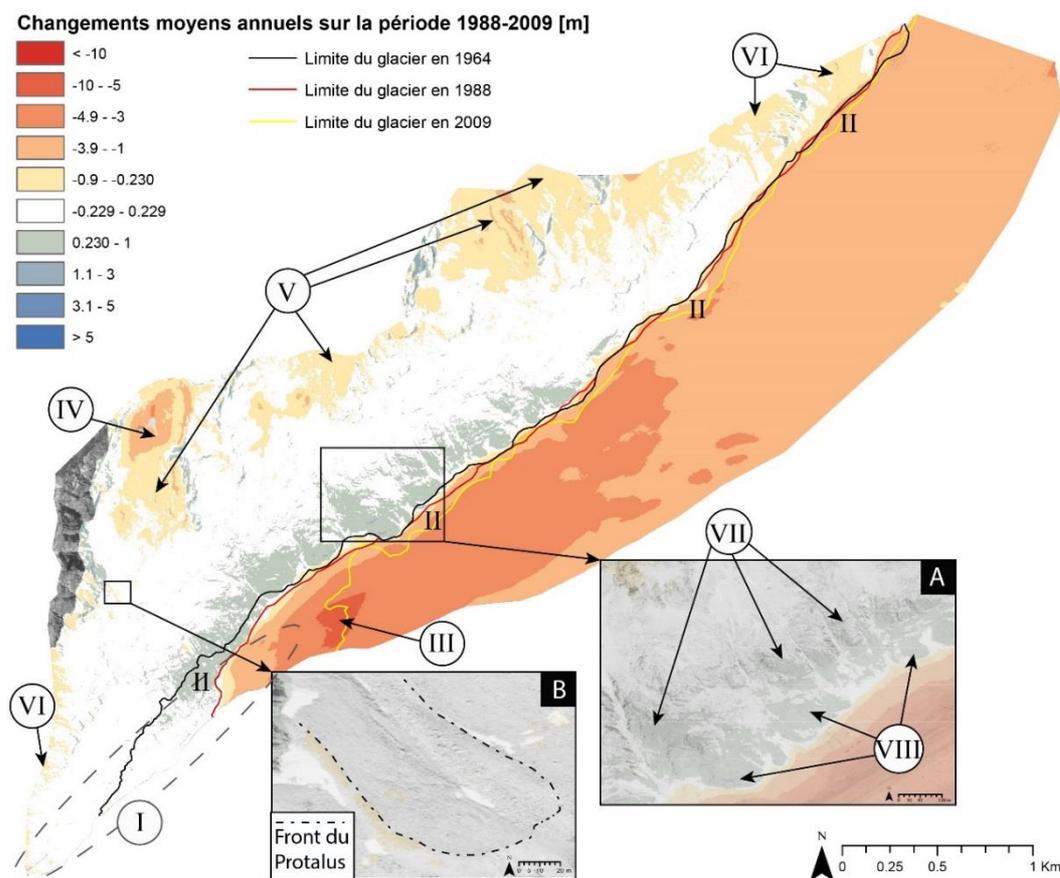


Figure 15: Variation moyenne annuelle d'altitude sur la période 1988-2009. Variations négatives en rouge, variations positives en bleu. I) surface totalement libérée par le Glacier d'Otemma, II) principaux secteurs du versant qui ont été libéré par le Glacier d'Otemma, III) front du glacier, IV) Glacier de la Grande Lire, V) variations négatives autour des sommets, VI) surfaces d'érosion, VII) surfaces d'accumulation autour des parois rocheuses en dessous de la limite du PAG, VIII) surfaces d'accumulation vers la limite du glacier. Les figures A. et B. montrent de manière plus détaillée les zones dans les carrés noirs.

Deux surfaces ont été choisies pour analyser les variations cinématiques les plus récentes (Figures 16 et 17). Elles représentent les changements les plus significatifs. Dans la surface A (Figure 16) les variations topographiques sont assez importantes au fond de la vallée (Figure 16, (1)) et dans le versant (Figure 16, (2)). Ceci est respectivement lié à la fonte du glacier et à la stabilisation de la pente. Dans le versant, le signal est fortement décorrélié vers le bas de la pente, aux endroits où l'action torrentielle est plus intense. Plus vers le haut, la décorrélation est aussi visible mais elle concerne des petites surfaces.

Dans le cas de la moraine de poussée/protalus rempart, le signal varie entre 2010 et 2017 (Figure 17). En 2010, le signal corrélé à 12 et 24 jours indique que la vitesse de déplacement est autour des 20 cm/an. Au contraire, le signal qui est décorrélié en 2017 indique que la vitesse de déplacement est potentiellement plus grande que 3 cm en 24 jours. La vitesse de déplacement annuelle est ici est autour des 40 cm. Il ne faut pas oublier que la forme périglaciaire se situe juste en bas des parois rocheuses. Cet endroit peut être encore affecté par la présence de neige pendant le mois de juin. Le signal décorrélié pourrait donc être influencé par la fonte de neiges. Ceci est par contre assez improbable au vu du fait que le signal est corrélé dans les environs de cette forme.

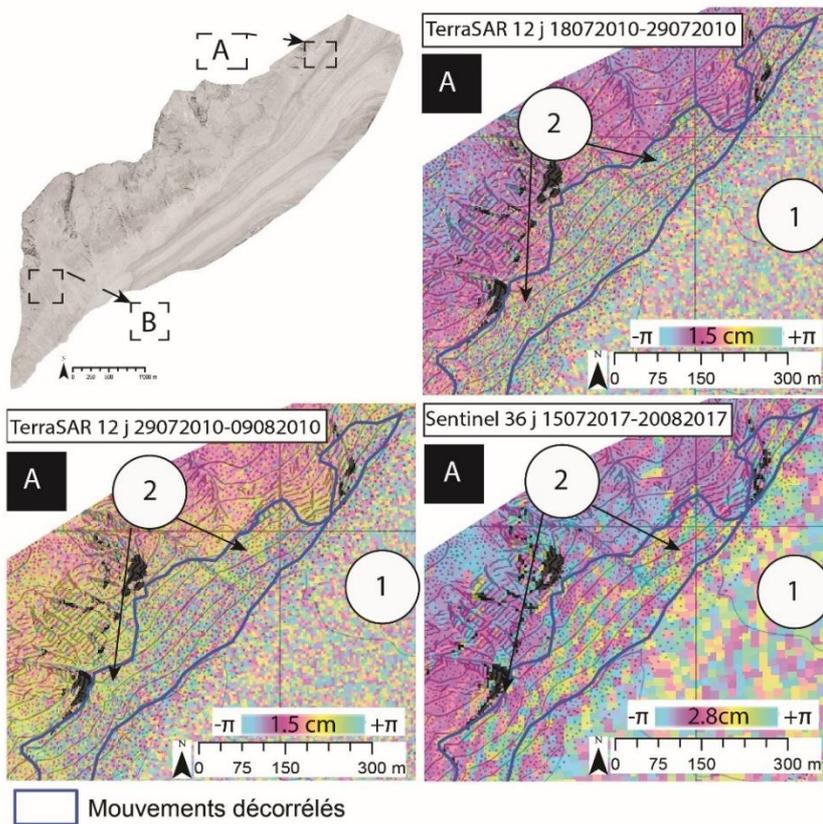


Figure 16: Données InSAR pour la surface A, à l'est du site d'étude. La première figure montre l'emplacement des sites A et B (Figure 17). 1) Glacier d'Otemma, 2) Versant (voir image 11e). Les mouvements décorrélés indiquent que le mouvement de cette portion de surface est plus grand que 1,5cm (TerraSAR) et 2,8 cm (Sentinel) (Source : Gamma Remote Sensing, modifié).

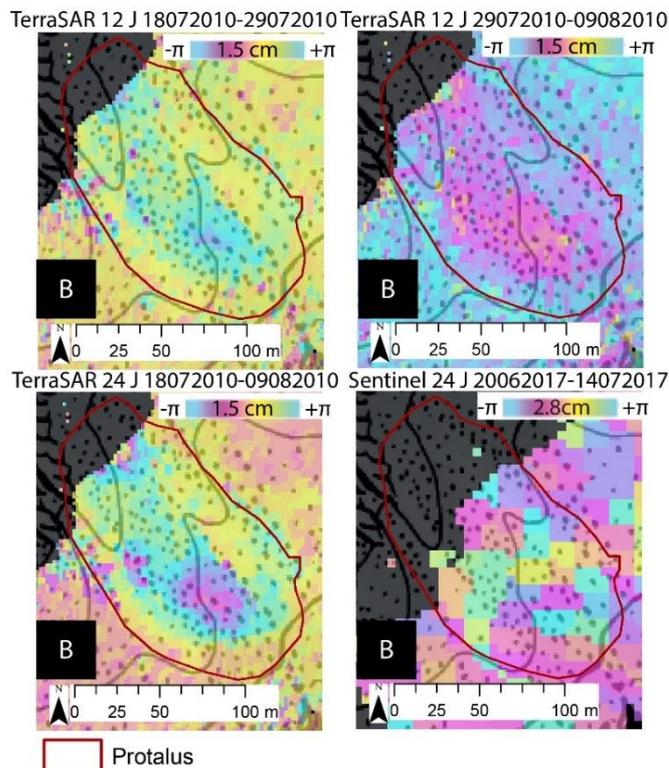


Figure 17: Données InSAR pour la surface B du site d'étude : Moraine de poussée/Protalus rempart (voir Figure 16) (Source : Gamma Remote Sensing, modifié).

4.4. Connectivité sédimentaire

Les résultats concernant la connectivité sédimentaire pour chaque année étudiée sont présentés par les figures 18-21. Au premier regard, le résultat pour 1977 et 1988 sont plus irréguliers par rapport aux mêmes résultats obtenus pour les années 1964 et 2009. L'effet de la rugosité, bien défini sur les MNTs des années respectives (1977 et 1988), a probablement beaucoup influencé le calcul de l'IC (Figure 12).

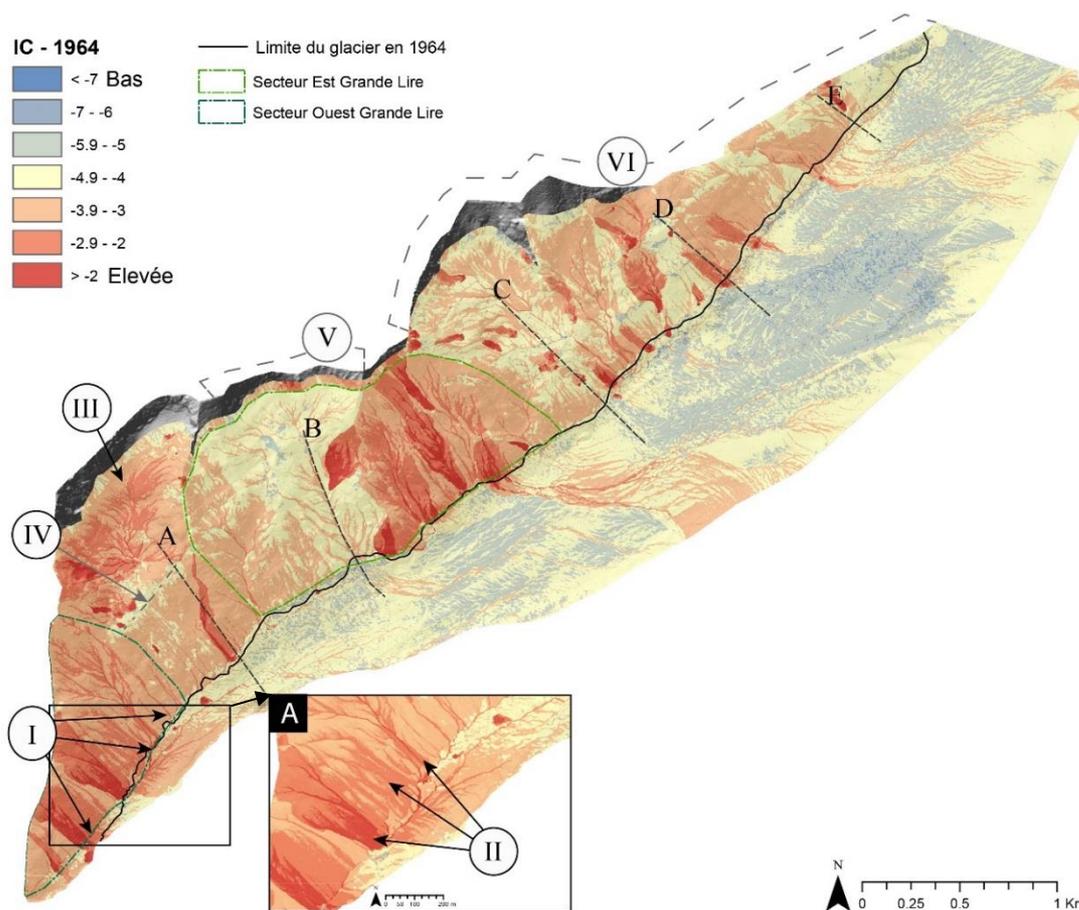


Figure 18 : Connectivité sédimentaire (IC) pour l'année 1964, valeurs faibles en bleu, valeurs élevées en rouge. I) forte connectivité entre le versant et la plaine, II) valeurs d'IC pas encore bien définis dans les secteurs de ravines, III) cirque glaciaire du glacier de la Grande Lire, IV) bastion morainique du glacier de la Grande Lire, V) secteur à l'aval du Col sud des Portons, VI) Petite Lire. La figure A. montre de manière plus détaillée la zone dans le carré noir.

Vers le glacier, la plaine alluviale (Figures 19-21A, I) est assez clairement déconnectée du versant. Cette situation se provoque suite à la réduction de la pente ainsi qu'à l'abondante présence des dépôts glaciaires (Figure 21, I) Les chenaux temporaires présents dans la plaine alluviale ont toujours des plus hautes valeurs d'IC (Figures 19-21A, II).

La connectivité du versant est assez variable en fonction du temps et des différents sous-secteurs. Le secteur ouest de la Grande Lire est très fortement connecté au fond de la vallée en 1964 (Figure 18, I). Sa connectivité diminue assez sensiblement au fil du temps (Figures 19-21). Dans ce secteur, les valeurs moyennes d'IC passent de -2.96 en 1964 à -3.69 en 2009. Par rapport à 1964, la connectivité en 2009 est par contre mieux

définie à l'emplacement de ravines (Figures 18A, II et 21B, III). De même, la connectivité diminue généralement aussi dans la partie est de la Grande Lire (Figures 18 et 21). Ici, les valeurs moyennes passent de -3.55 en 1964 à -4.52 en 2009. Il est par contre intéressant de constater comme le versant en dessous du col Sud des Portons (Figures 18 et 21, V) présente toujours des valeurs moyennes d'IC comprises entre -4.9 et -4. Seulement le cours d'eau (qui correspond au profil B) présente des valeurs plus élevées (Figures 18 et 21).

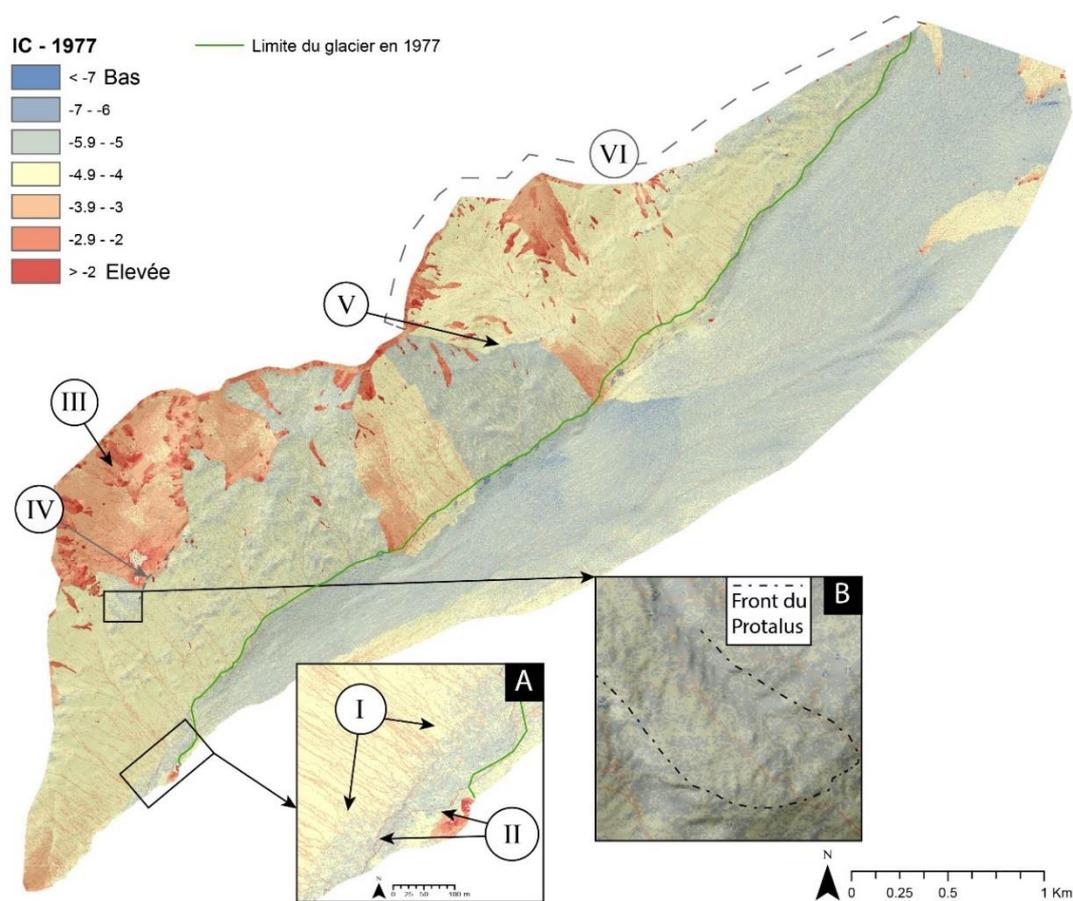


Figure 19: Connectivité sédimentaire (IC) pour l'année 1977, valeurs faibles en bleu, valeurs élevées en rouge. I) déconnection entre le versant et la plaine alluviale, II) chenaux temporaires dans la plaine alluviale qui ont une connectivité plus élevée, III) cirque glaciaire du glacier de la Grande Lire, IV) bastion morainique du glacier de la Grande Lire, V) limite entre la Grande et la Petite Lire, VI) Petite Lire. Les figures A. et B. montrent de manière plus détaillée les zones dans les carrés noirs.

Le cirque glaciaire du Glacier de la Grande Lire, présente toujours de hautes valeurs d'IC (Figures 18-20, III et 21, IV). Ce dernier est isolé du reste du versant à cause de la présence du bastion morainique (Figures 10, 18-20, IV et 21, VI). Le flux de connectivité est dirigé vers le point le plus bas, à proximité du lac (voir Figure 10, Annexe 1). A l'aval du cirque glaciaire de la Grande Lire, la moraine de poussée/protalus rempart présente généralement des basses valeurs de connectivité (Figures 19 et 20, B).

Contrairement à la Grande Lire, la connectivité sédimentaire dans la région de la Petite Lire évolue de manière positive (Figures 18-20, VI et 21 VII). Ici, la connectivité est assez irrégulière en 1964 à cause de

l'hétérogénéité de la morphologie du versant liée à la présence des disconnecteurs. Ceci est assez visible par la figure 22C et D, qui montre l'évolution de la connectivité en fonction des changements du versant entre 1964 et 2009. Ici, les disconnecteurs empêchent le flux de sédiments d'arriver jusqu'en fond de vallée. Suite à l'homogénéisation de la pente en 2009 (Figure 22C et D), la connectivité le long du profil devient moins variable. Le degré différent de connexion entre la Grande et la Petite Lire est plutôt bien défini à partir de 1977 (Figures 19 et 20, V et 21, VIII). La limite, qui se trouve à proximité du profil C, est définie par un changement d'orientation du versant ainsi que par la présence des disconnecteurs (Figure 10).

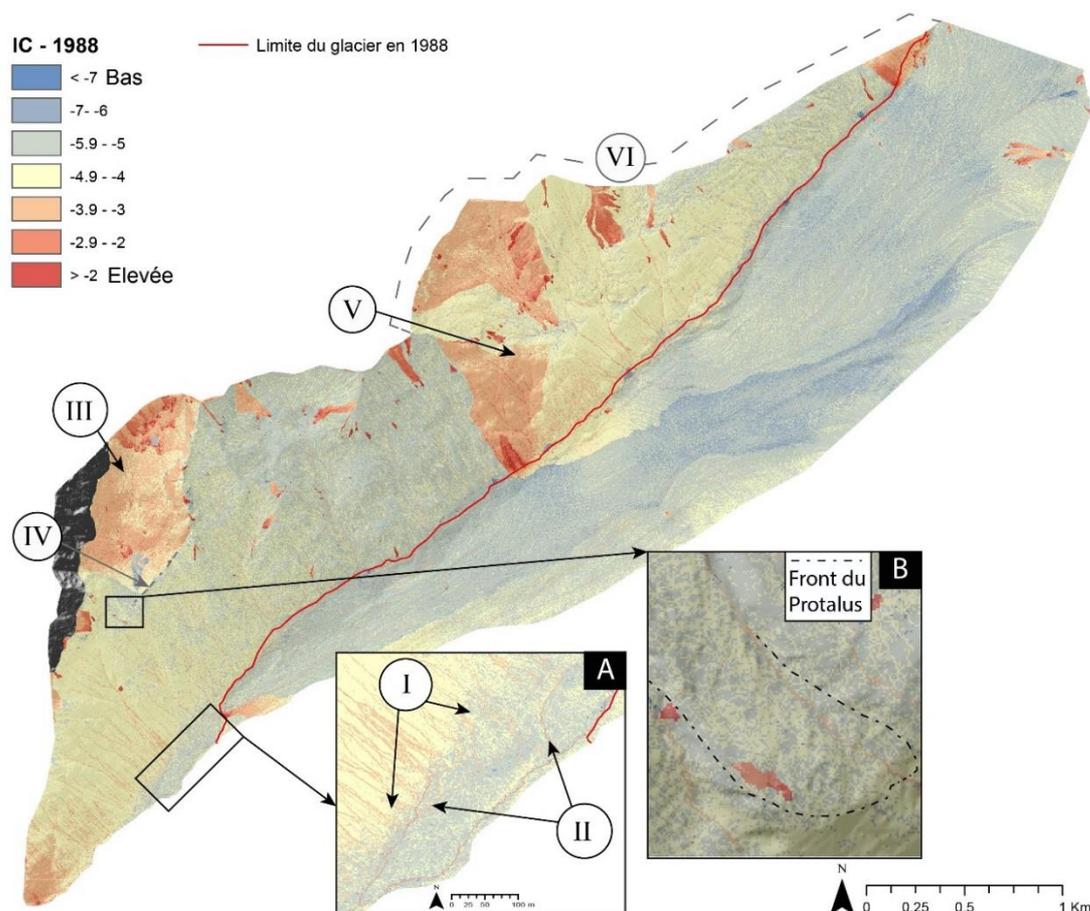


Figure 20: Connectivité sédimentaire (IC) pour l'année 1988, valeurs faibles en bleu, valeurs élevées en rouge. I) déconnexion entre le versant et la plaine alluviale, II) chenaux temporaires dans la plaine alluviale qui ont une connectivité plus élevée, III) cirque glaciaire du glacier de la Grande Lire, IV) bastion morainique du glacier de la Grande Lire, V) limite entre la Grande et la Petite Lire, VI) Petite Lire. Les figures A. et B. montrent de manière plus détaillée les zones dans les carrés noirs.

Entre 1964 et 2009, la modification du fond de la vallée est assez nette, en relation avec le retrait du Glacier d'Otemma (Figure 21, IX). La perte d'épaisseur du glacier est effectivement assez bien représentée par la modification de la pente vers l'aval dans le cas de tous les profils (Figure 22). Ce changement implique l'augmentation de la connectivité (Figure 22A III, B II, C III), surtout vers la partie est du versant (Figure 22D II et E I).

Le flux de connectivité s'interrompt là où des disconnecteurs sont présentes. L'exemple de déconnexion le plus évident sur le versant est représenté par le bastion morainique du Glacier de la Grande Lire, vers le haut

du versant (Figure 22A I). Ici, une dépression morphologique naturelle se forme à l'amont du bastion morainique et contribue à l'interruption du flux de connectivité vers l'aval autant en 1964 qu'en 2009. La même situation se produit à proximité du cordon morainique du PAG (Figure 22A, II). Ici la diminution de la connectivité est moins importante par rapport au cas précédent. Les autres éléments de déconnexion sont la plaine alluviale (Figures 21A, I et 22A, III) et les positions glaciaires (Figure 22B I, C II et D I). A proximité de ces formes, les profils ne sont pas caractérisés par la formation d'une zone dépressionnaire mais par une assez forte diminution de la pente.

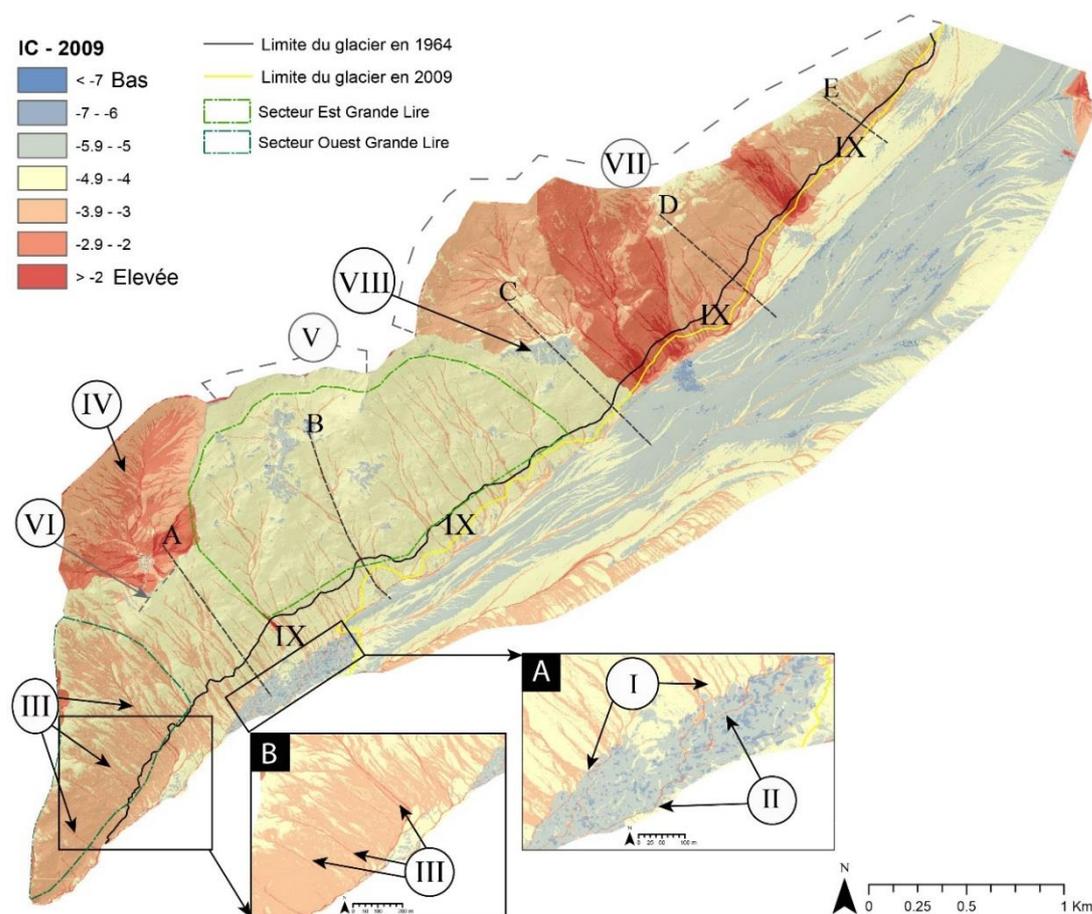


Figure 21: Connectivité sédimentaire (IC) pour l'année 2009, valeurs faibles en bleu, valeurs élevées en rouge. I) déconnexion entre le versant et la plaine alluviale, II) chenaux temporaires dans la plaine alluviale qui ont une connectivité plus élevée, III) connectivité définie dans les secteurs des ravines, IV) cirque glaciaire du glacier de la Grande Lire, V) secteur à l'aval du Col sud des Portons, VI) bastion morainique du glacier de la Grande Lire, VII) Petite Lire, VIII) limite entre la Grande et la Petite Lire. Les figures A. et B. montrent de manière plus détaillée les zones dans les carrés noirs.

Le profil B est situé dans la région la moins affectée par le changement de connectivité. Ici, la modification du chenal torrentiel entre 1964 et 2009 est assez faible (Figure 22B). La connectivité le long de la pente est comprise dans la même gamme de valeurs pendant les deux années. La modification des profils C et D concerne surtout l'homogénéisation de la pente. En effet, sur les profils C et D les disconnecteurs identifiables en 1964, ne sont presque plus présents en 2009 (Figure 22C II et D I). La connectivité évolue par conséquent de manière positive à proximité de ces formes lissées au cours du temps. Le profil E met plutôt en évidence la perte d'épaisseur du glacier autour des 100 mètres. Suite à la libération du versant par le retrait du glacier,

la longueur du versant non couvert par la glace, augmente. A ce même endroit, la variabilité des valeurs d'IC est moins importante en 2009 le long du versant et augmente à proximité du glacier (Figure 22E, I).

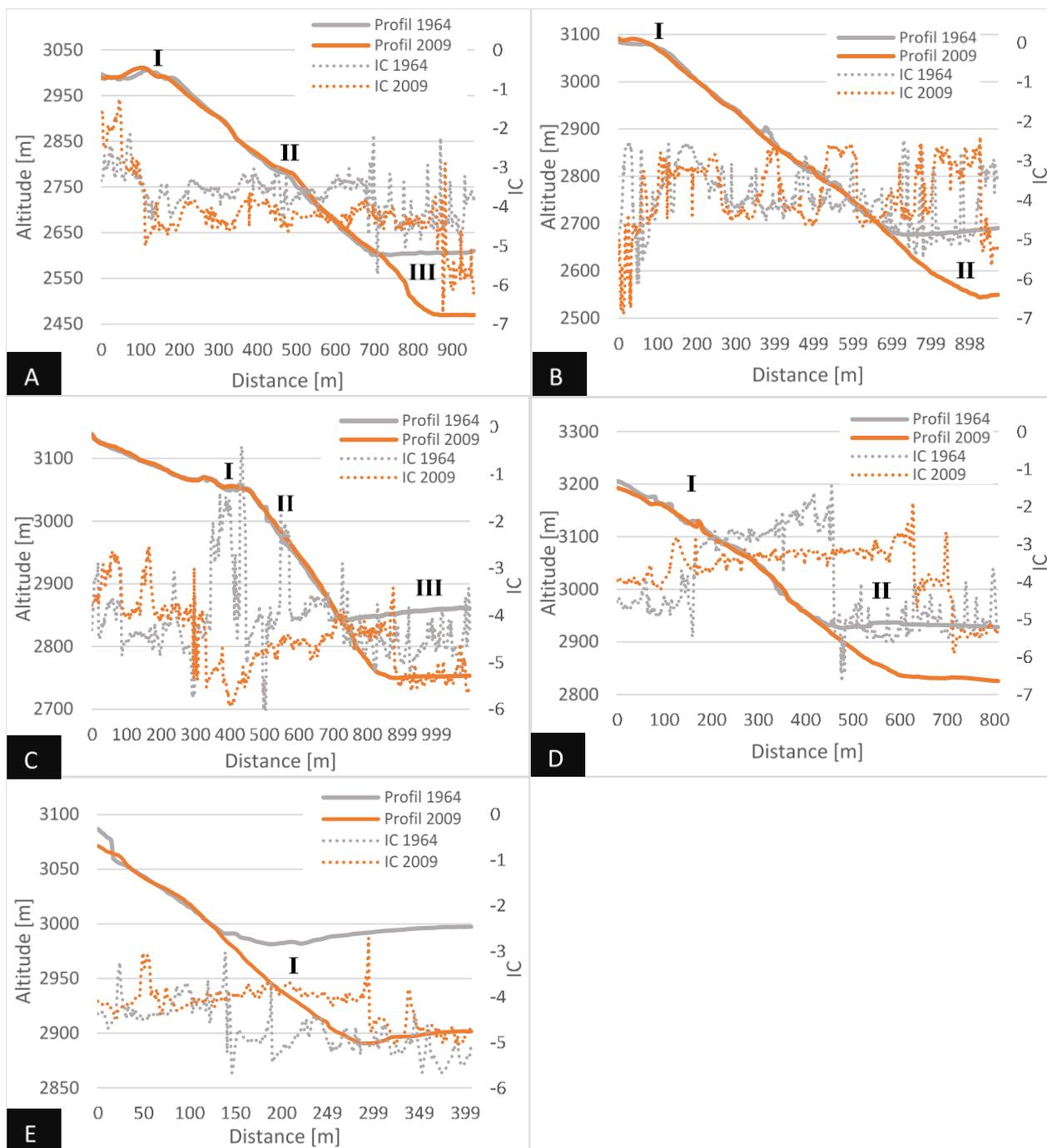


Figure 22: Profils A-E en 1964 (gris) et en 2009 (orange) et variation des valeurs de IC le long des profils (ligne pointillée grise 1964, ligne pointillée orange 2009). Figure A : I) Cordon morainique de la Grande Lire, II) Cordon morainique PAG Glacier d'Otemma, III) Plaine alluviale. Figure B : I) Position glaciaire Glacier des Portons, II) Glacier d'Otemma. Figure C : I et II) Positions glaciaires Glacier de la Petite Lire, III) Glacier d'Otemma. Figure D : I) Position glaciaire, II) Glacier d'Otemma. Figure E : I) Glacier d'Otemma.

4.5. Synthèse

La présence des erreurs résiduelles dans les données n'est pas à exclure. Ceci peut être liée à la faible répartition des points de contrôle dans l'ensemble de la zone d'étude tout comme à la faible qualité des images qui ont été utilisées pour la production des MNTs. Ceci peut expliquer les grandes variations d'altitude autour des sommets et le long des parois rocheuses (Figures 13 IV et V ; 14 II et IV et 15 V). Une accumulation dans les zones rocheuses, identifiée entre 1964-1977 et entre 1988-2009 (Figures 13 et 15, A) est très probablement à exclure, étant donnée la forte pente de ces zones qui empêche le dépôt de sédiments (Figure 23B (3)). L'accumulation des sédiments se fait plutôt à l'aval du versant (Figures 15 VIII et 23 (2)). Il n'est par contre pas à oublier que les effets de lissage des MNTs de 1964 et de 2009 peuvent avoir affecté les changements.

D'après la carte géomorphologique s'aperçoit que le sol se développe au-dessus du cordon morainique du Glacier d'Otemma datant de la PAG (Figures 10 et 23 (5)), soit dans des zones non affectés par la présence de glace pendant les années 1850 (voir figure 4). Il est possible ici que les processus de la cascade sédimentaire ne soient pas très récentes et actifs par rapport à la marge proglaciaire. Ceci explique la présence de végétation et du sol au-dessus de cette limite. Au contraire, aussi la marge ouest du site présente des endroits couverts par la végétation. On trouve ici plutôt des éboulis végétalisés qui se situent dans la partie aval du versant (Figures 10 et 11, I). Il peut être aussi supposé que les processus ne sont pas très récents et que le versant est donc assez stable. La seule différence par rapport au cas auparavant est qu'ici on n'est pas en présence du sol. En dessous du cordon morainique de la Grande Lire, l'absence de végétation indique que la mobilisation des sédiments est tout autant récente. InSAR identifie une zone assez décorrélée à l'est de la zone d'étude (Figure 16). Ici, le rapide recul du Glacier d'Otemma pendant les dernières années contribue probablement à la déstabilisation de la partie aval du versant. De plus, cette zone est assez fortement affectée par l'action torrentielle. Les niches d'arrachement torrentielles sont en effet bien visibles (Figure 11E).

Concernant la cryosphère, la présence des débris supraglaciaires sur la marge sud du Glacier d'Otemma peut avoir affecté le changement d'altitude montré par les figures 13-15. Cette variation peut par contre aussi avoir été provoquée par la présence du Glacier de Blanchen, qui alimente la marge sud du Glacier d'Otemma. La cinématique détectée sur la moraine de poussée/protalus rempart indique une possible augmentation de la vitesse de déplacement de cette forme entre 2010 et 2017, provoquée par le réchauffement du pergélisol.

La connectivité sédimentaire évolue de manière différente en fonction de la proximité au glacier. A l'ouest de la Grande Lire, le transfert sédimentaire se développe toujours plus dans les zones de ravine. Le secteur en dessous du Col sud des Portons (Figures 18 et 21, V) présente une morphologie caractérisée par des parois et des gradins rocheux et une pente assez prononcée. Il est donc assez probable que la direction de flux ait très faiblement changé au cours du temps. La connectivité sédimentaire dans ce secteur évolue donc de manière très faible entre 1964 et 2009. Il est aussi intéressant d'apercevoir comme le recul progressif du

glacier influence la connectivité. D'une côté, l'importante perte d'épaisseur du glacier mis en évidence par les profils A-E (Figure 22) favorise l'exposition du versant et une augmentation de la pente. L'évolution de la connectivité suite à la disparition du glacier est positive. Ceci implique aussi la possible augmentation du transport sédimentaire (Figure 22D, II et E, I). De l'autre côté, la formation des cônes de déjection à l'aval du versant contribue à la réduction de la pente et à une distribution diffusives des sédiments (Figure 23C).

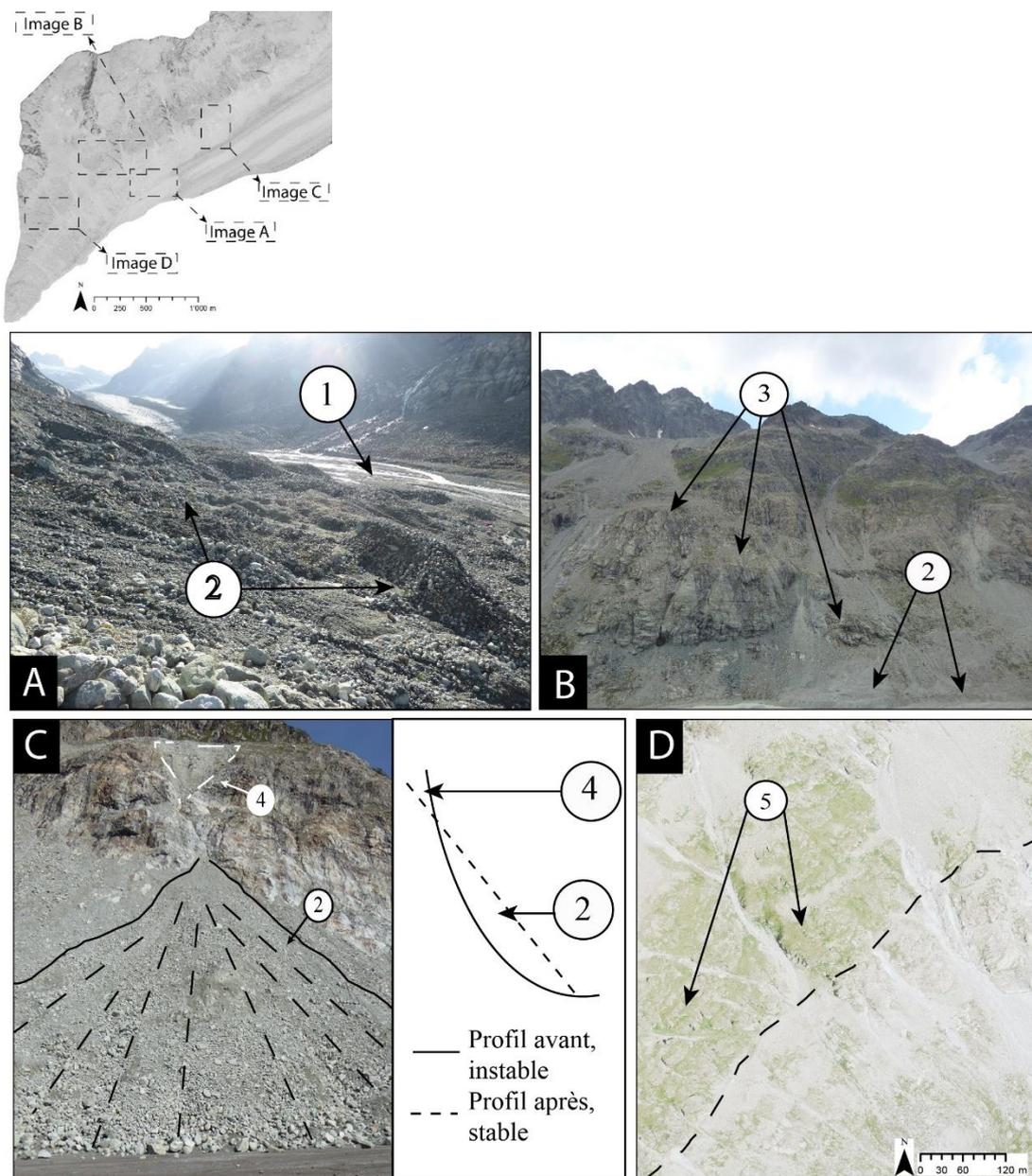


Figure 23: Exemples de formes présentes dans le versant. L'emplacement des images est indiqué par la figure en haut. 1) plaine alluviale, 2) accumulations sédimentaires qui contribuent à la réduction de la pente vers l'aval, 3) zones rocheuses très pointues, où l'accumulation des sédiments n'est pas possible, 4) érosion à l'amont qui contribue au rééquilibrage de la pente, 5) sol sur roche en place au-dessus de la limite du PAG (ligne noire hachurée).

Les plus grands disconnecteurs concernent principalement les deux cordons morainiques (Figure 22A, I et II). Etant donné la forte diminution des valeurs d'IC à proximité du bastion morainique du Glacier de la Grande Lire (Figure 22A, I), ce bastion ne semble pas encore affecté par l'érosion torrentielle. Ici, le transfert

de sédiments du bassin de la Grande Lire vers l'aval est interrompu. Au contraire, la moraine de la limite du PAG est assez segmentée à cause de l'influence du ravinement (Figure 11, (5)). Ceci explique pourquoi la connectivité est moins fortement interrompue à proximité de cette forme (Figure 22A, II). Les deux formes sont soumises à l'érosion de manière différente. Ceci peut être expliqué par la forte pente en amont comme à l'aval du cordon morainique du PAG. De plus, l'aire de contribution à l'amont du bastion morainique de la Grande Lire est beaucoup moins étendue.

Comme le montre la nette déconnexion entre la Grande et la Petite Lire, l'extension de l'aire contributive dans la Petite Lire permet le développement d'un réseau de connectivité beaucoup plus large. Ceci, combiné avec le changement d'orientation de la partie haute du versant et la présence des disconnecteurs dans la partie aval, empêche probablement aux deux sous-bassins d'être connectés entre eux.

5. Discussion

5.1. Evolution du versant suite au recul des glaciers

Pendant le demi-siècle étudié par cette recherche, le recul des Glaciers de la Grande Lire et d'Otemma sont évidents. L'estimation du bilan de masse moyen des glaciers alpins d'Europe pour la période 1970-1980 est de +0,11m.w.e/an (Huss, 2012). Ceci est en accord avec la tendance à la baisse des températures et à l'augmentation des précipitations estimées pendant cette décennie par Micheletti et Lane (2016) dans une région à proximité et par Mancini (2019) dans le cas d'Otemma. Contrairement à la tendance estimée par Huss (2012) dans le cas des glaciers alpins d'Europe et par Micheletti et al. (2015) pour des autres glaciers suisses, les résultats obtenus ici montrent un retrait continu des deux glaciers. La grande perte de hauteur du glacier enregistrée entre 1988 et 2009 correspond par contre à une diminution toujours plus importante du bilan de masse pendant ces décennies (Huss, 2012). Le Glacier d'Otemma s'inscrit dans la catégorie des glaciers avec une grande longueur et une faible pente. En accord avec Hoelzle et al. (2002), le recul de ce type de glaciers est continu depuis le début des mensurations du bilan de masse.

Tout en considérant la présence d'une erreur linéaire résiduelle, le taux de fonte du glacier peut dépendre de l'épaisseur de la couche des débris au-dessus du glacier (Bosson et Lambiel, 2016 ; Mayr et Hagg, 2019). A Otemma, la présence des débris supraglaciaires influence localement la fonte de la marge sud du glacier (Figures 14 et 15). Ici, la fonte moins prononcée du glacier peut par contre aussi être liée à l'accumulation des sédiments qui faussent le changement d'altitude. La perte d'épaisseur enregistrée à la limite ouest du site (Figure 13, II) est liée à la fonte de glace morte, comme en témoignent les anciennes cartes de Swisstopo (2019).

En accord avec Church et Ryder (1972), Ballantyne et Benn (1994) et Ballantyne (2002), suite au recul des glaciers le remaniement des sédiments se fait principalement par l'action hydrologique et torrentielle. Le

versant de la Grande et Petite Lire présente des caractéristiques idéales pour le déclenchement des laves torrentielles : 1) La pente très prononcée, 2) la grande disponibilité en sédiments mobilisables, notamment les dépôts morainiques et 3) les sources en eau provenant de la fonte des neiges (Ballantyne et Benn, 1994). Dans le dernier cas, les précipitations intenses contribuent aussi au déclenchement des laves torrentielles (Haeberli et al., 1997). La carte géomorphologique identifie plusieurs processus torrentiels qui sont actifs surtout à l'aval du cordon morainique de la PAG (Figure 10) (Ballantyne et Benn, 1994 ; Ballantyne, 2002). Au vu des changements morphologiques détectés par InSAR à l'est du site d'étude (Figure 16), la recherche suggère que des autres processus peuvent entraîner la mobilisation des sédiments. Suite au rapide recul du Glacier d'Otemma (Figure 22), le manque de soutien du matériel sédimentaire sur le versant entraîne le développement des mouvements gravitaires vers l'aval (Ravanel et al., 2018). La stabilisation du versant s'aperçoit dans les marges affectées par la végétation et la présence du sol sur la roche en place. La présence du sol de type inconnu au-dessus de la limite du PAG nous suggère que son développement a eu lieu en au moins 150 ans (Egli et al., 2006).

La morphologie du versant paraglaciaire varie au cours du temps, tout comme la connectivité sédimentaire. Comme documenté par d'autres auteurs, ceci traduit d'un côté la hausse de la production sédimentaire (Bennet et al., 2013 ; Micheletti et al., 2015 ; Lane et al., 2017) et de l'autre côté l'efficacité du transfert sédimentaire en fonction de la connexion (Micheletti et al., 2015 ; Lane et al., 2017).

5.1.1. Evolution de la connectivité sédimentaire

La recherche souligne l'influence de l'activité glaciaire sur la connexion sédimentaire du bassin. En effet, la plupart des éléments de déconnexion est issue de la présence plus ou moins récente des glaciers. La connectivité sédimentaire est fortement influencée par la topographie ainsi que par la rugosité du terrain (Fryirs, 2007 ; Cossart, 2016 ; Micheletti et Lane, 2016 ; Lane et al., 2017 ; Cossart et al., 2018). Les éléments disconnecteurs identifiés dans le site sont en effet capables de réduire sensiblement l'indice de connectivité. Comme il a été observé ailleurs, le cordon morainique datant de la PAG affecte de manière assez importante le flux de connexion entre l'amont et l'aval du versant (Cossart, 2008 ; Cossart et Fort, 2008 ; Lane et al., 2017 ; Cossart et al., 2018). A Otemma, le développement des ravines dans la moraine du PAG a permis de connecter les deux parties du versant, en augmentant l'aire de contribution vers l'amont (Curry et al, 2006 ; Lane et al., 2017 ; Mancini, 2019). Au contraire, les figures 18-20, (IV) et 21 (VI) montrent comme le bastion morainique du Glacier de la Grande Lire interrompte encore actuellement les liens entre le cirque glaciaire de la Grande Lire et le reste de la pente. A l'intérieur du cirque glaciaire le transport sédimentaire est par conséquent limité (Bosson et al., 2015). Le versant d'Otemma présente des formes inusuelles, créées par les glaciers présentes dans le versant pendant la PAG. Comme le montre la figure 22, les positions glaciaires caractérisent les changements de pente dans des surfaces dont la disponibilité sédimentaire est importante. Même si le potentiel de libération des sédiments est important, la réduction de la connectivité sédimentaire

vers l'aval comporte une diminution du transport sédimentaire. Un scénario similaire se vérifie en présence du « *Blanket* » défini par la moraine de poussée/protalus rempart. Ici, le transfert sédimentaire est diminué à cause du potentiel de stockage de sédiments de cette forme périglaciaire (Fryirs, 2007). Au vu de l'augmentation de sa vitesse de déplacement (Figure 17), la capacité de stockage des sédiments de cette forme diminue toujours plus. Vers le fond de la vallée, la plaine alluviale déconnecte les liens latéraux et longitudinaux au vu de la réduction de la pente ainsi que de l'abondante présence des sédiments (Figure 22A). Au vu de la variabilité morphologique de cette forme, les dépressions temporelles qui se forment à l'intérieur de la plaine empêchent le développement d'un réseau de connexion (Figures 19-21A). Ces considérations nous laissent supposer deux choses : d'une côté, le rapide recul du glacier, le passage à une phase de réajustement paraglaciale et l'influence des processus hydrologiques et torrentiels, contribuent à une augmentation de la connectivité et du transfert sédimentaire (Lane et al., 2017). De l'autre côté, la présence des éléments disconnecteurs diminue l'ampleur de l'évolution de la connectivité et du transport sédimentaire suite au retrait du glacier (Fryirs, 2007 ; Cossart, 2016 ; Lane et al., 2017 ; Cossart et al., 2018).

Concernant la temporalité de l'ajustement paraglaciale, Ballantyne et Benn (1994) soulignent la rapidité de son changement fixé entre plusieurs décennies et un siècle. Les changements qui ont eu lieu à Otemma dans une période d'environ un demi-siècle montrent effectivement que les variations morphologiques et de connectivité sédimentaire sont assez importantes et rapides suite au recul du glacier (Figures 13-15 et 18-21). Concernant la temporalité de la connectivité suite au recul des glaciers, Lane et al., (2017) identifient l'affaiblissement de la déconnexion au fil du temps. A Otemma, le cas est quasiment similaire. L'évolution en termes de connectivité sédimentaire qui se perçoit à l'est du site entre 1964 et 2009 suggère que cet affaiblissement a lieu assez rapidement suite au retrait du glacier. La déconnexion qui était toujours bien présente en 2009 à cause du bastion morainique du Glacier de la Grande Lire, suggère que la temporalité de cet affaiblissement varie en fonction de l'élément disconnecteur. La rapidité de l'évolution du versant paraglaciale ne concerne pas seulement le point de vue morphologique. Il concerne aussi l'aspect de la connectivité sédimentaire. Par contre, les changements enregistrés dans la partie ouest du versant (qui a été libéré par le glacier il y a plus longtemps), indiquent que la connectivité sédimentaire évolue aussi après la stabilisation du versant, en relation au changement morphologique du fond de la vallée (Schmidt et Morche, 2006 ; Cavalli et al., 2012 ; Baartman et al., 2013).

En relation à ce qui a été proposé par Ballantyne (2002) concernant la spatialité du changement, cette recherche suggère que la connectivité sédimentaire évolue de manière différente en fonction de l'endroit et du sous bassin versant. Ceci est lié : 1) à la proximité entre le glacier et le versant (Figures 18-20, VI et 21, VII), 2) à la différente rugosité de la topographie (Figure 22), 3) à la complexité morphologique (Figure 10). La même suggestion concerne aussi les changements morphologiques et le transfert sédimentaire. Comme ce dernier évolue en fonction de la connectivité sédimentaire (Cavalli et al., 2012 ; Micheletti et al., 2015 ; Lane et al.,

2017), il est censé augmenter dans les marges proglaciaires récemment libérées par le glacier et se définir à l'intérieur d'un réseau au fil du temps.

5.2. Améliorations et perspectives

La recherche présente des points de faiblesse. Au vu de la qualité des images d'archive, de la grandeur et de la complexité morphologique de la surface et de la faible distribution des GCPs dans la zone d'étude, il n'a pas été possible d'apercevoir les petites différences en altitude pendant les périodes analysées (Tableau 7, Figures 13-15). En ce qui concerne la connectivité sédimentaire, les incertitudes concernent principalement la rugosité du terrain (Figure 12). En effet, les différentes résolutions des MNTs entre 1977/1988 et 1964/2009 ont très probablement influencées la définition de la rugosité ainsi que le coefficient W , impliqué dans le calcul de la connectivité avec l'indice de Cavalli. De plus, même si une résolution de 1 mètre permet de mieux définir le réseau de flux et de connectivité, les caractéristiques de rugosité pourraient être liées à la présence des erreurs et non pas à la réalité du terrain (Lane et al., 2017). Pourtant, en vue des prochaines recherches liées à des versants, il serait idéal de travailler avec une plus faible résolution afin de diminuer l'influence des erreurs dans le calcul de connectivité avec l'indice de Cavalli.

Au vu de la prise de conscience de l'importance de la connectivité dans le transfert sédimentaire pendant ces dernières années, différentes recherches pourraient être entreprises dans ce domaine. Une des possibilités pourrait être l'évaluation des différents indices de connectivité sédimentaire récemment développés (par exemple Cavalli et al., 2012 ; Cossart et Fressard, 2017 ; Lane et al., 2017 ; Heckmann et Véricat, 2018). Etant donné l'importance du pergélisol dans la stabilité des versants (Haberli, 1973 ; McColl, 2012 ; Fischer et al., 2010), il serait aussi important d'analyser cette composante et de la mettre en relation avec la connectivité sédimentaire. A cet endroit, l'impossibilité d'analyser les conditions et l'évolution du pergélisol suite au changement climatique est donnée par l'absence des données temporelles provenant des forages ou des mesures de températures au sol. Au vu de la présence de la prise d'eau à l'Ouest du profil, les données concernant la fréquence des purges et la quantité de sédiments relâchés pourraient être utiles pour la compréhension de l'évolution du transport sédimentaire en relation à l'évolution de la connectivité.

6. Conclusions

Grâce à l'emploi des images d'archive pour la production photogrammétrique des modèles de terrain, les observations faites ici concernent à la fois le changement morphologique du versant soumis à l'activité paraglaciale, tout comme l'évolution de sa connectivité et du possible transfert sédimentaire. Les résultats obtenus par les analyses des différences en termes d'érosion/accumulation et de connectivité sont assez strictement liées à la présence plus ou moins récente des glaciers. D'une part, la disparition des contraintes glaciaires donne origine à des processus paraglaciaux principalement d'origine torrentielle. D'autre part, la déconnexion dans le versant et dans la plaine est généralement liée à la présence des formes glaciaires. Les

ajustements du versant influencent la connectivité sédimentaire. En effet, un réseau de connectivité se développe principalement à l'emplacement des ravines, des cours d'eau, des couloirs d'éboulis et des zones de faille. Par contre, les disconnecteurs empêchent le transfert de sédiments vers l'aval et ainsi une importante modification morphologique.

Dans le versant, la connectivité augmente suite au retrait du glacier. Ceci est lié au différent degré de pente de la partie du versant qui est découvert par le glacier. Ensuite, une diminution générale connectivité s'aperçoit au moment où le glacier n'est plus en contact avec le versant. Ceci est lié à la fois à la nature diffusives des cônes de déjection comme aussi à cause de la réduction de la pente au fond de la vallée. La connectivité sédimentaire se définit ensuite dans un réseau défini par les ravines et varie en fonction de la modification morphologique du fond de la vallée.

En accord avec Ballantyne (2002), cette recherche souligne l'importance de la contribution du versant dans l'ajustement paraglaciale. Les modifications morphologiques et aussi la connectivité sédimentaire varient en fonction du temps et de l'espace suite au retrait des glaciers. De plus, l'indice de connectivité proposé par Cavalli et al. (2012) se révèle être une assez bonne méthode même si dans le cas de l'application d'un modèle de terrain avec une bonne résolution spatiale, elle est fortement influencée par la rugosité topographique. Comme suggéré par Messenzehl et al. (2014), une analyse de terrain se révèle fondamentale pour la compréhension de l'évolution de la connectivité.

7. Bibliographie

- Allen, M.R., Dube, O.P., Solecki, W., Aragón-Durand, F., Cramer, W., Humphreys, S., Kainuma, M., Kala, J., Mahowald, N., Mulugetta, Y., Perez, R., Wairiu, M., et Zickfeld, K. (2018). Chapter 1- Framing and Context. Dans V. Masson-Delmotte, P. Zhai, H.O. Pörtner, D. Roberts, J. Seka, , P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péran, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.L. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, T. Waterfield (éd.), *Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty* (pp. 49-91). In Press.
- André, M-F. (2002). Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions?, *Geomorphology*, 52, 149-164. DOI: 10.1016/S0169-555X(02)00255-6.
- Baartman, J.E.M., Masselink, R., Keesstra, S.D., Temme, A.J.A.M. (2013). Linking landscape morphological complexity and sediment connectivity. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 1457-1471, DOI: 10.1002/esp.3434.
- Bakker, M., et Lane, S.N. (2017). Archival photogrammetric analysis of river-floodplain systems using Structure from Motion (SfM) methods. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42, 1274-1286, DOI: 10.1002/esp.4085.
- Ballantyne, C.K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18-19), 1935-2017, DOI: [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00005-7](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00005-7).
- Ballantyne, C.K. et Benn, D.I. (1994). Paraglacial slope adjustment and resedimentation following recent glacier retreat, Fåbergstølsdalen, Norway. *Artic and Alpine Research*, 26, 3, 255-269. DOI: 10.1080/00040851.1994.12003065.
- Barboux, C., Delaloye, R., Lambiel, C., Strozzi, T., Collet, C. and Raetzo, H. (2013). Surveying the activity of permafrost landforms in the Valais Alps with InSAR. Dans C., Graf (éd.) Mattertal – ein Tal in Bewegung. Publikation zur Jahrestagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft 29. Juni – 1. Juli 2011, St. Niklaus. Birmensdorf, Eidg. Forschungsanstalt WSL. 7–19.
- Barboux, C., Delaloye, R., Lambiel, C. (2014). Inventorying slope movements in an Alpine environment using DInSAR. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39, 2087-2099. DOI: 10.1002/esp.3603.
- Barboux, C., Strozzi, T., Delaloye, R., Wegmüller, U., Collet, C. (2015). Mapping slope movements in Alpine environments using TerraSAR-X interferometric methods, *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 109, 178-192. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2015.09.010>.
- Beniston, M., Rebetez, M., Giorgi, F., Marinucci, M.R. (1994). An analysis of regional climate change in Switzerland, *Theoretical and Applied Climatology*, 49, 135-159.
- Beniston, M., Farinotti, D., Stoffel, M., Andreassen, L.M., Coppola, E., Eckert, N., Fantini, A., Giacona, F., Hauck, C., Huss, M., Huwald, H., Lehning, M., López-Moreno, J-I., Magnusson, J., Marty, C., Morán-Tejeda, E., Morin, S., Naain, M., Provenzale, A., Rabatel, A., Six, D., Stötter, J., Strasser, U., Terzago, S., Vincent, C. (2018). The European mountain cryosphere: a review of its state, trends, and future challenges, *The Cryosphere*, 12, 759-794. DOI: <https://doi.org/10.5194/tc-12-759-2018>.
- Bennett, G., Molnar, P., McArdeall, B., Schlunegger, F., Burlando P. (2013). Patterns and controls of sediment production, transfer and yield in the Illgraben. *Geomorphology*, 188, 68–82. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.11.029>.

- Borselli, L., Cassi, P., Torri, D. (2008). Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. *Catena*, 75, 268-277. DOI: 10.1016/j.catena.2008.07.006.
- 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, 666-680. DOI: 10.1002/esp.3666.
- Bosson, J-B. et Lambiel, C. (2016). Internal structure and current evolution of very small debris-covered glacier system located in Alpine permafrost environment. *Frontiers in Earth Science*, 4, 39. DOI:10.3389/feart.2016.00039.
- Bracken L.J., Turnbull, L., Wainwright, J., Bogaart, P. (2015). Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transfer at multiple scales, *Earth Surface and Landforms*, 40, 177-188, DOI: 10.1002/esp.3635.
- Brunori, C.A., Bignami, C., Stramondo, S., Bustos, E. (2013). 20 years of active deformation on volcano caldera: Joint analysis of InSAR and AInSAR techniques, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 23, 279-287. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jag.2012.10.003>.
- Caine, N. (1974). The geomorphic processes of the alpine environment. Dans, J.D., Ives, R.G., Barry, (ed.). *Arctic and Alpine Environments*. Methuen, London, 721-748.
- Carrivick, J.L. and Heckmann, T. (2017). Short-term geomorphological evolution of proglacial systems, *Geomorphology*, 287, 3-28. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.01.037>.
- Carrivick, J.L., Heckmann, T., Turner, A., Fischer, M. (2018). An assessment of landform composition and functioning with the first proglacial system dataset of the central European Alps, *Geomorphology*, 321, 117-128. DOI : <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.08.030>.
- Cavalli, M., et Marchi L. (2008). Characterisation of the surface morphology of an alpine alluvial fan using airborne LiDAR, *Natural Hazards Earth System Sciences*, 8, 323-333. DOI: <https://doi.org/10.5194/nhess-8-323-2008>.
- Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F., Marchi, L. (2012). Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. *Geomorphology*, 188, 31-41, DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.05.007.
- Cavalli, M., Crema, S., Marchi, S. (2014). Guidelines on the Sediment Connectivity ArcGIS Toolbox and stand-alone application, Sediment management in Alpine basins – SEDALP. Repéré à www.sedalp.eu [consulté le 15.10.2019].
- CH2018 (2018). *CH2018 – Climate Scenarios for Switzerland, Technical Report*. Zurich: National Centre for Climate.
- Chorley, R.J., Kennedy, B.A. (1971). *Physical geography, a systems approach*. London: Prentice-Hall International.
- Church, M., et Ryder, J.M. (1972). Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation, *Geological Society of America Bulletin*, 83(10), 3059-3072. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[3059:PSACOF\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[3059:PSACOF]2.0.CO;2).
- Cossart, E. (2008). 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*, 14, 4, 249-260. DOI: 10.4000/geomorphologie.7430.
- Cossart, E. et 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, *Norwegian Journal of Geography*, 62, 115-131. DOI: <https://doi.org/10.1080/00291950802095145>.

- Cossart, E., Mercier, D., Decauline, A., Feuillet, T. (2013). An overview of the consequences of paraglacial landsliding on deglaciated mountain slopes : typology, timing and contribution to cascading fluxes, *Quaternaire*, 24, 1, 13-24. DOI: 10.4000/quaternaire.6444.
- Cossart, E. (2016). L'(in)efficacité géomorphologique des cascades sédimentaires en question : les apports d'une analyse réseau. *Cybergeo : European Journal of Geography*, 1-23. DOI : 10.4000/cybergeo.27625.
- Cossart, E., et Fressard, M. (2017). Assessment of structural sediment connectivity within catchments: insights from graph theory. *Earth Surface Dynamics*, 5, 253-268. DOI: 10.5194/esurf-5-253-2017.
- Cossart, E., Viel, V., Lissak, C., Reulier, R., Fressard, M., Delahaye, D. (2018). How might sediment connectivity change in space and time? *Land Degradation Development*, 29, 2595-2613. DOI: 10.1002/ldr.3022.
- Curry, A.M., Cleasby, V., Zukowskyi, 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(3), 211-225. DOI: 10.1002/jqs.954.
- Davies, T.R.H., Warburton, J., Dunning, S.A., Bubeck, A.A.P. (2013). A large landslide event in a post-glacial landscape: rethinking glacial legacy, *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 1261-1268. DOI: 10.1002/esp.3377.
- Dramis, F., Guida, D., Cestari, A. (2011). Nature and Aims of Geomorphological Mapping. Dans M.J., Smith, P., Paron, J.S., Griffiths (éd), *Geomorphological mapping methods and applications* (pp. 13-39). Oxford: Elsevier, developments in earth surface processes, volume 15.
- ECOTEC et IGD (2012). Cartographie géomorphologique dynamique et systèmes torrentiels du Val d'Hérens : rapport final, Bureau d'Etudes et de Conseil en Environnement (ECOTEC), Institut de Géographie et Durabilité Université de Lausanne.
- Egli, M., Wernli, M., Kneisel, C., Haberli, W. (2006). Melting glaciers and soil development in the proglacial area Morteratsch (Swiss Alps): I. Soil type chronosequence, *Artic, Antartic and Alpine Research*, 38, 4, 499-509. DOI: [https://doi.org/10.1657/1523-0430\(2006\)38\[499:MGASDI\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1657/1523-0430(2006)38[499:MGASDI]2.0.CO;2).
- Ferretti, A., Monti-Guarnieri, A., Prati, C., Rocca, F. (2007). Interferometric SAR image processing and interpretation. Dans K. Fletcher (éd), *InSAR Principles: Guidelines for SAR Interferometry Processing and Interpretation* (pp. 3-38). Noordwijk: ESA Publications.
- Fischer, L., Amman, F., Moore, J.R., Huggel, C. (2010). Assessment of periglacial slope stability for the 1988 Tschierva rock avalanche (Piz Morteratsch, Switzerland), *Engineering Geology*, 116, 32-43, DOI: 10.1016/j.enggeo.2010.07.005.
- Fischer, M., Huss, M., Barboux C., Hoelzle, M. (2014). The Swiss Glacier Inventory SGI2010: relevance of using high-resolution source data in areas dominated by very small glaciers, *Artic, Antartic and Alpine Research*, 46, 933-945. DOI: <https://doi.org/10.1657/1938-4246-46.4.933>.
- Fischer, M., Huss, M., Hoelzle, M. (2015). Surface elevation and mass changes of all Swiss glaciers 1980-2010, *The Cryosphere*, 9, 525-540, DOI: 10.5194/tc-9-525-2015.
- Fonstad, M.A., Dietrich, J.T., Courville, B.C., Jensen, J.L. and Carbonneau, P. (2013). Topographic structure from motion: a new development in photogrammetric measurement, *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 421-430. DOI: 10.1002/esp.3366.
- Fryirs, K.A., Brierley, G.J., Preston, N.J., Kasai, M. (2007). Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades, *Catena*, 70, 49-67, DOI: 10.1016/j.catena.2006.07.007.
- Gabbud, C., Micheletti, N., Lane, S.N. (2016). Response of a temperate alpine valley glacier to climate at the decadal scale, *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 98,1, 81-95. DOI: 10.1111/geoa.12124.

- Galon, R. (1962). Instruction to the detailed geomorphological map of the Polish lowland. Geography and Geomorphology Department, Polish Academy of Sciences, Torun.
- GLAMOS (1881-2018). The Swiss Glaciers 1880-2016/17, Glaciological reports No 1-138, Yearbooks of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences (SCNAT), published since 1964, Glacier Monitoring Switzerland, ETH Zurich. DOI: 10.18752/glrep_series.
- GLAMOS (2018a). Réseau Suisse des observations glaciaires. Repéré à <http://swiss-glaciers.glaciology.ethz.ch> (consulté le 06.06.2018).
- GLAMOS (2018b). Swiss Glacier Length Change, release 208, Glacier Monitoring Switzerland. DOI: 10.18750/lengthchange.2018.r2018.
- Gray, L. (2011). Using multiple RADARSAT InSAR pairs to estimate a full three-dimensional solution for glacial ice movement, *Geophysical Research Letters*, 38, 1-6. DOI: 10.1029/2010GL046484.
- Gruber, S. and Haeberli, W. (2009). Mountain permafrost. Dans R., Margesin (éd.) *Permafrost Soils Biology Series 16*, Springer, 33-44.
- Haeberli, W. (1973). Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9, 221-227.
- Haeberli, W., Wegmann, M., Vonder Mühll, D. (1997). Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps, *Eclogae Geologicae Helveticae*, 90(3), 407-414.
- Haeberli, W. et Beniston, M. (1998). Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps, *Ambio*, 27, 4, 258-265.
- Heckmann, T. et Schwanghart, W. (2013). Geomorphic coupling and sediment connectivity in an alpine catchment – Exploring sediment cascades using graph theory, *Geomorphology*, 182, 89-103. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.10.033>.
- Heckmann, T., et Vericat, D. (2018). Computing spatially distributed sediment delivery ratios: inferring functional sediment connectivity from repeat high-resolution digital elevation models, *Earth Surface Processes and Landforms*. DOI: 10.1002/esp.4334.
- Hoelzle, M., Heberli, W., Dischl, M., Peschke, W. (2002). Secular glacier mass balances derived from cumulative glacier length changes, *Global and Planetary Change*, 36, 295-306. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00223-0](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00223-0).
- Hooper, A., Zebker, H., Segall, P., Kampes, B. (2004). A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatters, *Geophysical Research Letters*, 31, 1-5. DOI: <https://doi.org/10.1029/2004GL021737>.
- Huss, M. (2012). Extrapolating glacier mass balance to the mountain-range scale: The European Alps 1900–2100, *Cryosphere*, 6, 713–727. DOI: <https://doi.org/10.5194/tc-6-713-2012>.
- James, L.A., Hodgson, M.E., Ghoshal, S., Latiolais, M.M. (2012). Geomorphic change detection using historic maps and DEM differencing: The temporal dimension of geospatial analysis. *Geomorphology*, 137, 181-198. DOI: 10.1016/j.geomorph.2010.10.039.
- Klimaszewski, M. (1963). The principles of the geomorphological map of Poland, *Geogr. Stud.* 46, 69-70.
- Kummert, M. (2012). *Cartographie géomorphologique de la dynamique sédimentaire et torrentielle de haute montagne. Le cas du bassin-versant des Aiguilles Rouges d’Arolla, Val d’Hérens (VS)* (thèse de Master non publiée), Université de Lausanne, Faculté des Géosciences et de l’Environnement, Suisse.
- Lambiel, C., Maillard, B., Martin, S., Pellitero Ondicol, R., Schoeneich, P., Reynard, E. (2013). Adaptation of the geomorphological mapping system of the University of Lausanne for ArcGIS, *8th International Conference on Geomorphology (IAG)*, Paris, 27-31 Aug. 2013.
- Lambiel, C., et Talon, P. (2019). Les glaciers du haut val de Bagnes au Petit Age glaciaire. *Annales valaisannes, Actes du colloque Giétro 1818*.

- Landes, T., Gay, M., Trouvé E., Nicolas, J.-M., Bombrun, L., Vasile, G., Hajnsek, I. (2007). Monitoring temperate glaciers by high resolution Pol-InSAR data : First analysis of Argentière E-SAR acquisitions and in-situ measurements, *Archives Ouvertes.fr*, 1-4. DOI: halshs-00264866.
- Lane, S.N., James, T.D., et Crowell, M.D. (2000). Application of digital photogrammetry to complex topography for geomorphological research, *Photogrammetric Record*, 16(95), 793-821. DOI: 10.1111/0031-868X.00152.
- Lane, S.N., Westaway, M., Hicks, M. (2003). Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing, *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 249-271. DOI: 10.1002/esp.483.
- Lane, S.N., Brookes, C.J., Kirby, M.J. et Holden, J. (2004). A network-index-based version of TOPMODEL for use with high-resolution digital topographic data, *Hydrological Processes*, 18, 191-201. DOI: 10.1002/hyp.5208.
- Lane, S.N., Widdison, P.E., Thomas, R.E., Ashworth, P.J., Best, J.L., Lunt, I.A., Sambrook Smith, G.H. Simpson, C.J. (2010). Quantification of braided river channel change using archival digital image analysis, *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 971-985. DOI: 10.1002/esp.2015.
- Lane, S.N., Bakker, M., Gabbud C., Micheletti, N., Saugy, J.N. (2017). Sediment export transient landscape response and catchment-scale connectivity following rapid climate warming and Alpine glacier recession, *Geomorphology*, 277, 210-227. DOI: 10.016/j.geomorph.2016.02.015.
- Laute, K. et Beylich, A.A. (2013). Holocene hillslope development in glacially formed valley systems in Nordfjord, western Norway. *Geomorphology*, 188, 12-30. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.11.021>.
- Laute, K. and Beylich, A.A. (2014). Environmental controls, rates and mass transfers of contemporary hillslope processes in the headwaters of two glacier-connected drainage basins in western Norway, *Geomorphology*, 216, 93-113. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.03.021>.
- Légende géomorphologique de l'UNIL (2018, 29 avril). Dans Institut de Géographie et Durabilité (IGD), Faculté des géosciences et de l'environnement, Université de Lausanne. Repéré à https://www.unil.ch/igd/legende_UNIL (consulté le 20.05.2018).
- Maisch, M., Wipf, A., Denzler, B., Battaglia, J. & Benz, C. (2000), Die Gletscher der Schweizer Alpen: Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien. (Schlussbericht NFP 31). 2. Auflage. vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich, 373 pp.
- Mancini, D. (2019). *Changes in sediment connectivity following glacial debuitressing in an Alpine valley system* (thèse de Master non publié). Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement, Institut de géographie, Suisse.
- Mayr, E. et Hagg, W. (2019). Debris-covered glaciers. Dans T. Heckmann et D. Morche, (éd), *Geomorphology of Proglacial Systems* (pp. 59-71). Cham: Springer. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-319-94184-4_4.
- McColl, S.T., Davies, T.R.H., McSaveney, M.J. (2010). Glacier retreat and rock-slope stability: debunking debuitressing. Geologically active: delegate papers 11th Congress of the International Association for Engineering Geology and the Environment, Auckland, Aotearoa, 5-10 September 2010. Auckland, New Zealand. 467-474.
- McColl S.T. (2012). Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*, 153, 1-16. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.02.015.
- Messenzehl, K., Hoffman, T., Dikau, R. (2014). Sediment connectivity in the high alpine valley of Val Mütschanus, Swiss National Park- Linking geomorphic field mapping with geomorphometric modelling, *Geomorphology*, 221, 215-229. DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.05.033.
- MétéoSuisse (2019). Rapport climatologique 2018, Zurich, Office fédéral de météorologie et climatologie MétéoSuisse.

- Micheletti, N., Lambiel, C., Lane, S.N. (2015). Investigating decadal-scale geomorphic dynamics in an alpine mountain setting, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120, 2155-2175. DOI: 10.1002/2015JF003656.
- Micheletti, N., et Lane, S.N. (2015). Application of archival aerial photogrammetry to quantify climate forcing of Alpine landscapes, *The Photogrammetric Record*, 30, 150, 143-165. DOI: 10.1111/phor.12099.
- Micheletti, N., et Lane, S.N. (2016). Water yield and sediment export in small, partially glaciated Alpine watersheds in a warming climate, *Water Resource Research*, 52, 4924-4943. DOI: 10.1002/2016WR018774.
- Müller, F., Cafilisch, T. & Müller, G. (1977). Firn und Eis der Schweizer Alpen, *Norwegian Journal of Geography*, 31:2, 87-88. DOI: 10.1080/00291957708545328.
- Otto, J-C., Gustavsson, M., Geilhausen, M. (2011). Cartography: Design, Symbolisation and Visualisation of Geomorphological Maps. Dans M.J., Smith, P., Paron, J.S., Griffiths (éd), *Geomorphological mapping methods and applications* (pp. 253-296). Oxford: Elsevier, developments in earth surface processes, volume 15.
- Otto, J-C. et Smith, M.J. (2013). Geomorphological mapping. Dans L., Clarke (éd), *Geomorphological Techniques*. British Society of Geomorphology, London, 1-10.
- Paul, F. (2004). *The new Swiss glacier inventory 2000 – application of remote sensing and GIS*. (Thèse de doctorat non publié), Department of Geography, University of Zurich, Schriftenreihe Physische Geographie, 52, 210 pp.
- Pecsi, M. (1964). Geomorphological mapping in Hungary in the service of theory and practice, *Applied Geography in Hungary*. Akad. Kiadó, Budapest, 1-18.
- Pellikka, P. and Rees, W.G. (2010). *Remote Sensing of Glaciers – Techniques for Topographic, Spatial and Thematic Mapping of Glaciers*. Taylor and Francis Group, London.
- Pepin, N.; Bradley, R.S.; Diaz, H.F.; Baraer, M.; Caceres, E.B.; Forsythe, N.; Fowler, H.; Greenwood, G.; Hashmi, M.Z.; Liu, X.D.; Miller, J.R.; Ning, L.; Ohmura, A.; Palazzi, E.; Rangwala, I.; Schöner, W.; Severskiy, I.; Shahgedanova, M.; Wang, M.B.; Williamson, S.N.; Yang, D.Q. (2015). Elevation dependent warming in mountain regions of the world, *Nature Climate Change*, 5(5), 424-430. DOI: <https://doi.org/10.1038/nclimate2563>.
- PERMOS (2016). Permafrost in Switzerland 2010/2011 to 2013/2014. Noetzli, J., Luethi, R., & Staub, B. (éd.), *Glaciological Report Permafrost No. 12-15 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences*, Fribourg: SCNAT.
- Pinel V., Hooper, A., De la Cruz-Reina, S., Reyes-Davila, G., Doin, M.P., Bascou, P. (2011). The challenging retrieval of the displacement field from InSAR for andesitic stratovolcanoes : Case study Popocatepetl and Colima Volcano, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200, 49-61. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2010.12.002.
- Porter, P.R., Vatne, G., Ng, F., Irvine-Flynn, T.D.L. (2010). Ice-marginal sediment delivery to the surface of a high-Arctic glacier: Austere Broggerbreen, Svalbard. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 92, 437-449.
- Ravanel, L., Duvillard, P-A., Jaboyedoff, M., Lambiel, C. (2018). Recent evolution of an ice-cored moraine at the Gentianes Pass, Valais Alps, Switzerland, *Land Degradation and Development*, 29, 3693-3708.
- Sanz-Ablanedo, E., Chandler, J.H., Rodriguez-Perez, J.R., Ordóñez, C. (2018). Accuracy of unmanned aerial vehicle (UAV) and SfM photogrammetry survey as a function of the number and location of Ground Control Points used, *Remote Sensing*, 10, 1606, 1-19. DOI: 10.3390/rs10101606.

- Schmidt K-H, Morche D. (2006). Sediment output and effective discharge in two small high mountain catchments in the Bavarian Alps, Germany, *Geomorphology*, 80, 131–145. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.09.013>.
- Schoeneich, P. (1993). Comparaison des systèmes de légendes français, allemand et suisse - Principes de la légende IGUL. Dans P. Schoeneich, E. Reynard, (éd), *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*. Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne, Travaux et recherches n°9, 15-24.
- Schwab, M., Rieke-Zapp, R., Schneider, H., Liniger, M., Schlunegger, F. (2008). Landsliding and sediment flux in the Central Swiss Alps: A photogrammetric study of the Schimbrig landslide, Entlebuch, *Geomorphology*, 97, 392-406. DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.08.019.
- Sigurdsson, O., Williams, R.S., (1991). Rockslides on the terminus of 'Jokulgilsjokull', Southern Iceland, *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 73, 129-140.
- Smith, M.W., Carrivick, J.L. & Quincey, D.J. (2016). Structure from motion photogrammetry in physical geography, *Progress in Physical Geography*, 40, 1-29. DOI: 10.1177/0309133315615805.
- Strozzi, T., Delaloye, R., Kääh, A., Ambrosi, C., Perruchoud, E., Wegmüller, U. (2010). Combined observations of rock mass movements using satellite SAR interferometry, differential GPS, airborne digital photogrammetry, and airborne photography interpretation, *Journal of Geophysical Research*, 115, 1-11. DOI: 10.1029/2009JF001311.
- Swisstopo (2019). Cartes de la Suisse, Wabern, Office Fédéral de Topographie Swisstopo.
- Theler, D., Reynard, E., Lambiel, C., Bardou, E. (2010). The contribution of geomorphological mapping to sediment transfer evaluation in small alpine catchments, *Geomorphology*, 124, 113-123. DOI: 10.1016/j.geomorph.2010.03.006.
- Tricart, J. (1972). Cartographie géomorphologique, *Annales de Géographie*, 81, 448, 751-753.
- Van Asselen, S. et Seijmonsbergen, A.C. (2006). Expert-driven semi-automated geomorphological mapping for a mountainous area using a laser DTM, *Geomorphology* 78, 309–320. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.01.037>.
- Verstappen, H.T. (2011). Old and New Trends in Geomorphological and Landform Mapping. Dans M.J. Smith, P. Paron, J.S. Griffiths (éd.), *Geomorphological mapping methods and applications* (pp. 13-39). Oxford: Elsevier, developments in earth surface processes, volume 15.
- Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E. and Sear, D.A. (2010). Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic survey: improved sediment budgets, *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 136-156. DOI: 10-1002/esp.1886.
- Wichmann, V., Heckmann, T., Haas, F., Becht, M. (2009). A new modelling approach to delineate the spatial extent of alpine sediment cascades, *Geomorphology*, 111, 70-78. DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.04.028.

Annexe 1: Carte géomorphologique

Légende

point

▲ cascade

lignes

— Faille

- - - Faille supposée

▲▲▲ escarpement rocheux

▲▲▲ escarpement 5-20 m

▲▲▲ escarpement couvert

▲▲▲ escarpement couvert 5-20 m

▬▬▬ gradin rocheux

▬▬▬ gradin couvert

— cours d'eau

--- cours d'eau temporaire

▬▬▬ rebord d'érosion plus que 5 m

<<<< ravin

→ ravine

--- direction cône de déjection

--- direction épandage fluvio-glaciaire

▬▬▬ niche d'arrachement

→ couloir d'éboulis

●●● cordon morainique

— front glacier rocheux / protalus

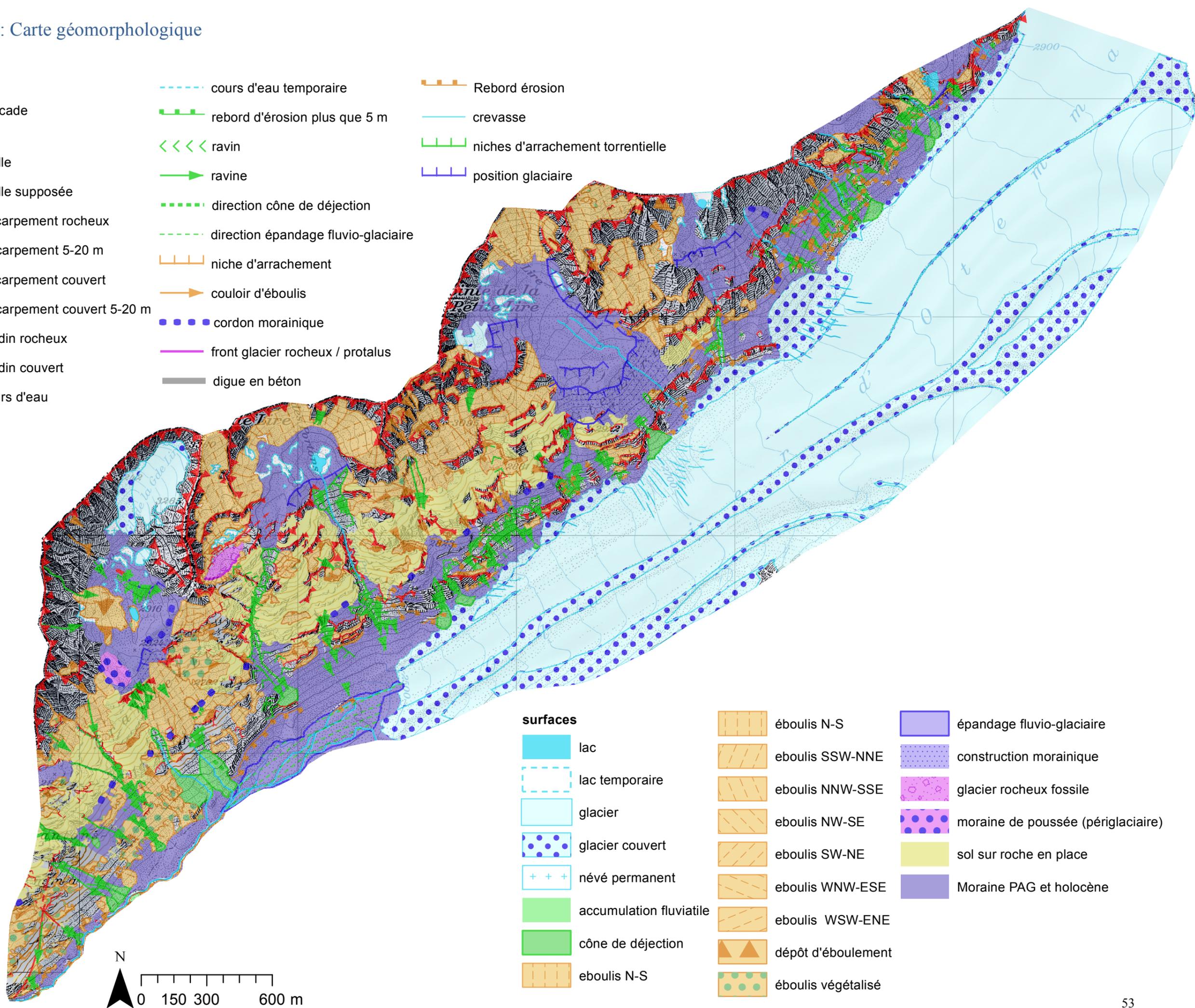
— digue en béton

▬▬▬ Rebord érosion

— crevasse

▬▬▬ niches d'arrachement torrentielle

▬▬▬ position glaciaire



surfaces

■ lac

▬▬▬ lac temporaire

■ glacier

●●● glacier couvert

+ + + névé permanent

■ accumulation fluviale

■ cône de déjection

▬▬▬ éboulis N-S

▬▬▬ éboulis N-S

▬▬▬ éboulis SSW-NNE

▬▬▬ éboulis NNW-SSE

▬▬▬ éboulis NW-SE

▬▬▬ éboulis SW-NE

▬▬▬ éboulis WNW-ESE

▬▬▬ éboulis WSW-ENE

▲▲▲ dépôt d'éboulement

●●● éboulis végétalisé

■ épandage fluvio-glaciaire

●●● construction morainique

■ glacier rocheux fossile

●●● moraine de poussée (pérglaciare)

■ sol sur roche en place

■ Moraine PAG et holocène

