

Master of Science in Geography

Cinématique des glaciers rocheux déstabilisés: le cas de Tsaté-Moiry

Aline Corpataux

Sous la direction du Dr C. Lambiel
Expert: Prof. S. Lane



Photographie de la page de couverture: les glaciers rocheux de Tsaté-Moiry

Sauf avis contraire, toutes les photographies sont de l'auteur.

Résumé

Avec le réchauffement climatique, le pergélisol se dégrade. Ce constat est à la base de nombreuses études dans les Alpes et notamment sur les glaciers rocheux, formes typiques des zones de pergélisol et parfaits indicateurs de l'état de ces dernières. Le cas particulier des glaciers rocheux déstabilisés intéresse les chercheurs car ces formes qui progressent avec des très grandes vitesses et qui présentent toutes les caractéristiques d'un glissement de terrain rotationnel en plus du fluage normal des sédiments, sont les signes évidents d'un changement dans la qualité du pergélisol.

Ce travail s'inscrit dans la continuité de la recherche sur les glaciers rocheux déstabilisés avec l'étude des deux formes de Tsaté-Moiry en Valais. La photogrammétrie, l'analyse de mesures biannuelles au dGPS et l'étude avancée d'images issues d'une webcam ont été utilisées pour comprendre et quantifier les déplacements à la surface des deux formes périglaciaires pour des périodes et des échelles de temps complémentaires.

Cette étude a permis de comprendre la dynamique de ces deux formes et a mis en évidence leurs différences de comportement. Le premier glacier rocheux s'est déstabilisé entre 1965 et 1988 et a atteint des vitesses maximales en 2009. Depuis, les vitesses de son front ont très nettement ralenti. La deuxième forme quant à elle est restée stable jusqu'en 2008 et ce n'est que depuis qu'elle présente les signes d'une déstabilisation de son front. Enfin, la mise en relation des résultats avec les données météorologiques a permis de mieux appréhender le rapport entre les vitesses de surface des glacier rocheux et leurs facteurs de contrôle.

Mots clefs: glaciers rocheux déstabilisés, pergélisol, photogrammétrie, dGPS, cinématique, webcam, Tsaté-Moiry.

Abstract

Global warming causes permafrost degradation. This observation is the basis of many studies in the Alps and in particular on rockglaciers which are typical geomorphological landforms of permafrost zones and perfect indicators of their state. Destabilized rockglaciers are progressing at very high speeds and have all the characteristics of a rotational landslide, in addition to the normal flow of sediments. These glaciers are of particular interest for researchers because they constitute an obvious sign of a change in the quality of the permafrost.

The present case study is a follow-up to previous research on destabilized rockglaciers and focuses on two forms of Tsaté-Moiry, Valais. Photogrammetry, biannual differential GPS measurements as well as webcam images were used to understand and quantify kinematics of these two periglacial forms over complementary periods of time and scales.

This study highlighted the dynamics of two rockglaciers of Tsaté-Moiry and their differences in behaviour. The first rockglacier destabilized between 1965 and 1988 and reached its highest rate in 2009. Since then, advance rates of the rockglacier front have significantly slowed down. As for the second one, it remained stable until 2008 and it is only then that its front started showing indications of destabilization. Finally, the comparison of the results with meteorological data enabled a better understanding of the relationship between the surface velocities of rockglaciers and their controlling factors.

Keywords : destabilized rockglaciers, alpine permafrost, photogrammetry, dGPS, kinematics, webcam, Tsaté-Moiry.

Remerciements

Un travail comme celui-ci ne peut se faire seule. J'aimerais remercier tous ceux et toutes celles qui m'ont apporté leur soutien, leur aide, leurs encouragements, leurs conseils et leur expérience lors de la réalisation de ce mémoire. En particulier, j'aimerais remercier:

Le Dr Christophe Lambiel, directeur de ce mémoire, pour ses précieux conseils, sa disponibilité, sa motivation communicative et tout le temps passé sur le terrain durant près de deux ans.

Le Prof. Stuart Lane, expert, pour ses précieux cours sur la photogrammétrie, le temps consacré et l'enthousiasme lors des mesures de terrain.



Tous les membres de la faculté qui m'ont conseillée ou qui sont venus avec moi à Moiry: Nathan Micheletti, Pierrick Nicolet, Nicola Deluigi, Maxime Capt et le civiliste Valentin.



Mes correctrices et marraines: Christiane et Magali.

Claire pour la traduction anglaise du résumé.

Mes parents pour m'avoir soutenue tout au long de mes études, pour avoir supporté mes états d'âme, pour m'avoir servi de sherpas et enfin pour la généreuse mise à disposition de la table de la cuisine.

Mon frère pour ses commentaires francs et directs sur mes graphiques, mes équations et mes figures.

Et enfin merci à tous ceux que j'aurais oubliés...



Table des matières

Résumé	I
Abstract	II
Remerciements	III
Table des matières	IV
Abréviations	VI
Table des figures	VII
Table des tableaux	XI
1. Introduction	1
1.1. Introduction générale	3
1.2. Etat de la recherche sur les glaciers rocheux	5
1.2.1. La morphologie d'un glacier rocheux.....	6
1.2.2. Les différents degrés d'activité	6
1.2.3. La cinématique	8
1.2.4. Les glaciers rocheux déstabilisés.....	14
1.3. Objectifs détaillés.....	17
2. Site d'étude	19
2.1. Contexte géographique	21
2.1.1. Localisation	21
2.1.2. Géomorphologie	22
2.2. Contexte climatique	31
2.2.1. Températures.....	32
2.2.2. Précipitations	33
2.2.3. Neige	34
2.3. Contexte géologique	37
2.4. Données à disposition	40
3. Méthodes	41
3.1. Le GPS différentiel	44
3.2. La photogrammétrie	46
3.3. L'analyse des images de la webcam	53
4. Analyses et résultats	57
4.1. Evolution passée du site de 1965 à 2005	59
4.1.1. Procédure	59
4.1.2. Résultats.....	59
4.1.3. Analyses.....	63

4.1.4. Synthèse	74
4.2. Mouvements biannuels des glaciers rocheux de 2005 à 2013	74
4.2.1. Procédure	74
4.2.2. Résultats.....	75
4.2.3. Analyses.....	77
4.2.4. Synthèse	84
4.3. Comportement des glaciers rocheux pour des intervalles de temps courts entre 2011 et 2012	85
4.3.1. Procédure	85
4.3.2. Résultats.....	89
4.3.3. Analyses.....	90
4.3.4. Synthèse	100
5. Discussion	103
5.1. Discussion sur les méthodes.....	105
5.1.1. Photogrammétrie et mesures dGPS.....	105
5.1.2. Mesures dGPS et analyse des images de la webcam.....	107
5.1.3. Synthèse	109
5.2. Mise en relation avec les facteurs de contrôle.....	110
5.2.1. Glacier rocheux 1	112
5.2.2. Glacier rocheux 2	118
5.2.3. Synthèse	120
6. Conclusion et perspectives	123
6.1. Conclusion générale	125
6.2. Perspectives	126
Bibliographie	129
Annexes.....	141
Annexe 1.....	143
Annexe 2.....	143
Annexe 3.....	145
Annexe 4.....	146
Annexe 5.....	147
Annexe 6.....	147

Abréviations

BTS: Bottom Temperature of the Snow cover

dGPS: differential GPS

ERT: Electrical Resistivity Tomography

GST: Ground Surface Temperature

InSAR: Interferometric Synthetic Aperture Radar

MAST: Mean Annual Surface Temperature

MNT: Modèle numérique de terrain

RMSE: Root Mean Square Error

RTK: Real Time Kinematics

SWE: Snow Water Equivalent

Table des figures

Figure 1-1 : Les différents profils schématiques des trois niveaux d'activité des glaciers rocheux.	7
Figure 1-2 Courbes schématiques de fluage pour un matériel sous une contrainte constante.	9
Figure 1-3 : Composantes du mouvement d'un glacier rocheux.	10
Figure 1-4: Sources possibles d'instabilités dans un glacier rocheux.	12
Figure 1-5: Comparaison de la répartition des vitesses horizontales sur un glacier rocheux actif et un glacier rocheux déstabilisé.	15
Figure 1-6: Schémas des glissements rotationnels.	16
Figure 2-1: Plan de situation du lieu d'étude.	21
Figure 2-2: Les blocs qui constituent les glaciers rocheux Tsaté-Moiry sont en équilibre instable.	23
Figure 2-3: Photo du glacier rocheux 1 de Tsaté-Moiry prise en octobre 2007. ...	24
Figure 2-4 : Photo de la niche d'arrachement apparue au début de l'été 2012 au niveau de la crête latérale droite du glacier rocheux 1	25
Figure 2-5: Photo du glacier rocheux 2 de Tsaté-Moiry prise le 31 août 2013.	27
Figure 2-6: Une petite surface de neige quasi permanente se trouve sur le lobe ouest du glacier rocheux 2.	28
Figure 2-7: Profil ERT du lobe ouest du glacier rocheux 2.	28
Figure 2-8: Le front du glacier rocheux 2.	29
Figure 2-9: Photographie d'un des sillons longitudinaux qui séparent le lobe ouest du lobe est.	30
Figure 2-10 : Localisation des stations météorologiques utilisées.	31
Figure 2-11: Température moyenne de l'air à 2 m au-dessus du sol pour les années 1961 à 2012 sur le site de Tsaté-Moiry.	32
Figure 2-12: Somme des précipitations tombées sur le site d'étude entre mai et septembre pour les années 2005 à 2012.	34

Figure 2-13: Hauteurs de neige maximales mesurées durant la saison hivernale à la station de Bréona (VS) et hauteurs sommées de neige fraîche tombée durant l'hiver dans la même station entre 2003 et 2013.	35
Figure 2-14: Valeurs du Snow Equivalent Water à 40% pour les années 2003 à 2013 au niveau de la station de Bréona.	35
Figure 2-15: Date de la fin de l'enneigement sur le site d'étude à partir des données des capteurs BTS entre 2007 et 2013.	36
Figure 2-16: Coupe paléogéographique de la fin du crétacé inférieur de ce qui donnera plus tard les Alpes suisses.	38
Figure 2-17: Les blocs de calcschiste qui se séparent de la paroi sont anguleux et de taille très variée.	38
Figure 2-18: Carte issue de l'atlas géomorphologique de la Suisse à 1:500'000...39	39
Figure 2-19 : Photographie prise par la webcam le 16 août 2011 avec en jaune les limites des deux glaciers rocheux.	40
Figure 3-1: Position des bases GPS du réseau AGNES.	45
Figure 3-2: Schémas des principes de la photogrammétrie.....	47
Figure 3-3: Relation entre les coordonnées d'un point dans l'espace 3D et celles de ce même point dans l'espace 2D.	49
Figure 3-4 : Déformation de l'image due au relief.....	50
Figure 3-5 : Exemple de décalages sur la mesure des points de contrôle avec le dGPS dus à l'erreur ionosphérique.....	51
Figure 3-6: Exemple de points de contrôle de tie points insérés pour les images aériennes de 2005.....	52
Figure 3-7: Schéma du procédé utilisé pour quantifier les déplacements sur le glacier rocheux à partir des images de la webcam.....	54
Figure 4-1 : Images utilisées pour la photogrammétrie avec les points de contrôle et les tie points saisis.....	60
Figure 4-2: Extrait du MNT issu de la photogrammétrie de 1965 et répartition des points utilisés pour générer le MNT à partir des deux photographies aériennes de 1965 fournies par Swisstopo©.	63

Figure 4-3: Limite du glacier rocheux 1 pour les années 1965, 1988, 1999 et 2005 sur les orthophotos issues de la photogrammétrie.	64
Figure 4-4 : Limites du glacier rocheux 1 entre 1965 et 2005.	65
Figure 4-5: Profils longitudinaux du glacier rocheux 1.	66
Figure 4-6: Différence de hauteur sur les glaciers rocheux à partir des MNT pour les périodes 1988-1999 et 1999-2005.	68
Figure 4-7: Profils transversaux en amont du glacier rocheux 1.	69
Figure 4-8: Limite du glacier rocheux 2 pour les années 1965, 1988, 1999 et 2005 sur les orthophotos issues de la photogrammétrie.	70
Figure 4-9: Profils longitudinaux du lobe ouest du glacier rocheux 2.	72
Figure 4-10: Profils longitudinaux du lobe est du glacier rocheux 2.	72
Figure 4-11: Profils transversaux de la partie amont du glacier rocheux 2.	73
Figure 4-12: Répartition des points mesurés au dGPS deux fois par année.	75
Figure 4-13: Mouvements horizontaux entre octobre 2010 et octobre 2013 pour les deux glaciers rocheux de Tsaté-Moiry.	76
Figure 4-14: Vitesses annuelles à la surface du glacier rocheux 1 mesurées dans les différents secteurs.	78
Figure 4-15: Vitesses saisonnières à la surface du glacier rocheux 1 mesurées dans les différents secteurs.	79
Figure 4-16: Vitesses globales pour l'ensemble du glacier rocheux 1 ainsi que les courbes de tendance polynomiales de 3 ^{ème} ordre.	80
Figure 4-17: Vitesses annuelles à la surface du glacier rocheux 2 mesurées dans les différents secteurs.	82
Figure 4-18: Vitesses saisonnières à la surface du glacier rocheux 2 mesurées dans les différents secteurs.	83
Figure 4-19: La webcam utilisée sur le site de Moiry est fournie et gérée par ID electronic SA de la webcam.	85
Figure 4-20: Positionnement de la ligne de référence et des points de contrôle	87

Figure 4-21: Délimitation de zones présentant des dynamiques différentes au cours du temps et des points utilisés pour quantifier les mouvements sur les glaciers rocheux de Tsaté-Moiry.	90
Figure 4-22: Moyennes mobiles des vitesses moyennes annuelles des points de mesures projetés sur les segments de référence.	92
Figure 4-23: Vitesses moyennes annuelles des points de mesures projetés sur les segments de référence.	93
Figure 4-24: Vitesses moyennes par section dans les zones D E et F.	95
Figure 4-25: Délimitation de zones présentant des dynamiques différentes au cours du temps sur le glacier rocheux 2.	98
Figure 4-26: Mouvements sur le lobe ouest du glacier rocheux 2 entre le 16.07.2011 et le 07.09.2012 à partir des images de la webcam.	99
Figure 5-1: Vitesse du front du glacier rocheux 1 mesurée entre 1965 et 2013 par les différentes méthodes utilisées dans ce travail.	105
Figure 5-2: Vitesse du front des deux lobes du glacier rocheux 2 mesurée entre 1988 et 2013 par les différentes méthodes utilisées dans ce travail.	106
Figure 5-3 : Comparaison des vitesses obtenues avec les mesures dGPS et de celles issues de l'analyse des images de la webcam pour l'ensemble des secteurs du glacier rocheux 1.	108
Figure 5-4 : Corrélation entre les secteurs du glacier rocheux 1 et les facteurs de contrôle météorologiques.	113
Figure 5-5 : Relation entre les vitesses de surface au niveau des zones aval du glacier rocheux 1 et les facteurs de contrôle météorologiques.	114
Figure 5-6 : Profil ERT réalisé sur le glacier rocheux 1 en été 2011.	116
Figure 5-7 : Relation entre les vitesses des zones D, E et F2 avec les précipitations estivales pour les étés 2011 et 2012.	117
Figure 5-8 : Corrélation entre les secteurs du glacier rocheux 2 et les facteurs de contrôle météorologiques.	119

Table des tableaux

Tableau 1-1: Classification des glaciers rocheux selon leur vitesse de surface.....	8
Tableau 2-1: Précipitations moyennes annuelles estimées pour le site de Tsaté-Moiry	33
Tableau 4-1 : Précision, résolution et erreurs des MNT générés.....	61
Tableau 4-2 : Erreurs sur les changements verticaux entre les différentes années de mesure.	62
Tableau 4-3: Dates des mesures de la position des blocs au dGPS.	77
Tableau 4-4: Dates et heures des photographies de la webcam retenues pour l'analyse.....	86
Tableau 4-5: Répartition des points dans les zones et sur les segments de référence.....	88
Tableau A-1: Position et date de la fin de l'enneigement pour les capteurs BTS sur les glaciers rocheux de Tsaté-Moiry.	143
Tableau A-2: Liste des points de contrôle utilisés pour la photogrammétrie ainsi que le nombre de tie points retenus.	145
Tableau A-3: RMSE issue de l'orientation extérieure des images après triangulation par le programme <i>Erdas</i> pour chaque année étudiée.	145
Tableau A-4: Liste des points dont les mesures dGPS ont été utilisées pour quantifier les vitesses de chaque zone.....	146
Tableau A-5: Coordonnées des points de référence pour l'analyse des images de la webcam.....	147
Tableau A-6: Valeur de corrélation entre les facteurs de contrôle météorologiques et les vitesses mesurées sur le glacier rocheux 1.	147
Tableau A-7: Valeur de corrélation entre les facteurs de contrôle météorologiques et les vitesses mesurées sur le glacier rocheux 2.	148

Chapitre 1: Introduction



1.1. Introduction générale

Actuellement, environ 10% de la surface de la Terre est recouverte en permanence de glace et lors de la période hivernale, la neige recouvre quelque 49% de la surface du sol de l'hémisphère nord (Solomon et al., 2007). C'est pourquoi la cryosphère¹ constitue la plus grande source d'eau potable de la planète. De plus, la glace et la neige ont des propriétés thermiques et de réflexion de la lumière particulières, étant à la fois isolantes et réfléchissantes. Elles jouent donc un rôle très important dans les changements climatiques (United Nations Environment Programme, 2007). C'est la raison pour laquelle de nombreuses études sur la cryosphère ont été menées ces dernières années à travers le monde. Toutes ces recherches tendent à montrer qu'à l'échelle planétaire, les surfaces gelées en permanence ont tendance à diminuer (ex. Etzelmüller et al., 2010, Solomon et al., 2007, Kneisel et Käab, 2007, Salzmänn et al., 2007, Noetzli et Gruber, 2009).

Dans les Alpes, la cryosphère est constituée principalement par les glaciers et par les zones de pergélisol. Le pergélisol, aussi appelé permafrost ou sol gelé en permanence, a été défini pour la première fois en 1947 par Muller comme étant une épaisseur de sol, de dépôt superficiel, ou même de roche en place, située à une profondeur variable sous la surface de la terre, dans lequel une température en dessous de zéro a existé continuellement pendant une longue période. De plus, le sol gelé en permanence est défini exclusivement en fonction de sa température, indépendamment de la texture, du degré d'induration, de la teneur en eau et en glace ou de la composition lithologique du terrain (Muller, 1947).

Dans les régions de hautes montagnes telles que les Alpes, le pergélisol couvre une surface près de deux fois supérieure à celle du domaine glaciaire. Ainsi environ 5% de la superficie de la Suisse est constituée de sol gelé en permanence (Noetzli et Gruber, 2005).

Avec le réchauffement climatique, la couche active devient de plus en plus épaisse et cela provoque de plus en plus d'instabilités de terrain (ex. Hoelzle et Haerberli, 1995, Ravel, 2009, Haerberli et al., 1997, Gruber et Haerberli, 2007,

¹ La cryosphère désigne l'ensemble des milieux dans lesquels l'eau est présente sous la forme de glace.

Noetzli et al., 2003, Bader et Kunz, 2000, Harris et al., 2003). C'est pourquoi ces dernières années, un nombre important d'études ont été menées sur le pergélisol et les différentes formes qui en dépendent (ex. Haeberli et al., 2006, Riseborough et al., 2008, Harris et al., 2009, Käab et al., 2007, Ikeda et al. 2008, Delaloye et al., 2010a, Roer et al., 2008). Actuellement, deux programmes de monitoring du pergélisol dans les Alpes suisses et européennes ont vu le jour. Il s'agit de PERMOS (Permafrost Monitoring Switzerland) pour la Suisse et de PermaFrance pour l'Hexagone.

Parmi les formes géomorphologiques typiques des zones de pergélisol de haute montagne, les glaciers rocheux sont les plus imposantes et les plus étudiées actuellement. Ils sont d'excellents indicateurs des conditions de la cryosphère dans ce milieu et ce pour une période de temps considérable (Avian et al., 2009). De plus, onze formes présentant des vitesses extrêmes ont été mises en évidence en Valais grâce à l'analyse d'interférométrie radar satellitaire. Ces dernières ont été qualifiées de déstabilisées (Delaloye et al. 2008b et 2010b).

Le but principal de ce travail est d'apporter une meilleure compréhension de la dynamique des glaciers rocheux déstabilisés et des processus de contrôle de leur déstabilisation, notamment dans le contexte d'un changement climatique. Il convient pour cela avant tout de bien connaître les vitesses de déplacement à la surface de ces formes et de les mettre ensuite en relation avec les conditions climatiques. Pour ce faire, le site de Tsaté-Moiry, dans le Val d'Anniviers (VS, Suisse) a été sélectionné. Ce site est caractérisé par la présence de deux glaciers rocheux actuellement déstabilisés qui présentent des comportements différents l'un de l'autre. La diversité des données disponibles pour cette zone a également joué un rôle important dans le choix de ce terrain d'étude. La quantification des vitesses de surface de ces deux formes a ainsi pu être réalisée pour trois échelles de temps différentes : décennales, annuelles ou biannuelles et enfin à des intervalles de temps quasi journaliers. Pour ce faire, des méthodes différentes et complémentaires ont été utilisées : la photogrammétrie, des mesures de position des blocs au dGPS et l'analyse d'images issues d'une webcam.

Structure du travail:

Ce travail est construit comme suit: après un premier chapitre introductif détaillant les connaissances actuelles sur les glaciers rocheux et les objectifs de ce travail (Chapitre 1), un chapitre sera dévolu à la description du site d'étude, sa géomorphologie, son climat, et les connaissances actuelles le concernant (Chapitre 2).

Le chapitre 3 détaillera les différentes méthodes utilisées dans ce travail. Il sera suivi de la partie des résultats et analyses qui est divisée en trois sections en fonction des diverses échelles de temps considérées (Chapitre 4).

Enfin une discussion mettra en relation les différents résultats obtenus entre eux et définira l'influence des facteurs de contrôle météorologiques sur les vitesses à la surface des glaciers rocheux étudiés (Chapitre 5). Ce travail se conclura par une synthèse qui reviendra sur les objectifs du travail et énoncera les perspectives dans la recherche sur les glaciers rocheux déstabilisés (Chapitre 6).

1.2. Etat de la recherche sur les glaciers rocheux

Le terme de glacier rocheux a été utilisé pour la première fois par Capps (1910). Les glaciers rocheux sont généralement définis comme étant un amas de matériel rocheux meuble et de glace qui se déplacent vers l'aval par fluage grâce à la force de gravité. Ainsi Barsch en 1992 écrit :

“active rockglaciers are lobate or tongue-shaped bodies of perennially frozen unconsolidated material supersaturated with interstitial ice and ice lenses that move downslope or downvalley by creep as a consequence of the deformation of ice contained in them and which are, thus, features of cohesive flow”² (Barsch, 1992, p.176)

² « les glaciers rocheux actifs sont des corps lobés ou en forme de langue, constitués de matériaux non consolidés et perpétuellement gelés, sursaturés avec de la glace interstitielle et des lentilles de glace, qui se déplacent vers le bas de la pente ou de la vallée par fluage en raison de la déformation de leur contenu en glace et qui présentent les caractéristiques de l'écoulement cohésif.»

Trois conditions sont nécessaires pour qu'un glacier rocheux se forme : il faut une zone d'éboulis ou d'accumulation de débris rocheux, la présence de pergélisol et une certaine pente. Le terme de glacier rocheux a longtemps prêté à confusion et de nombreux auteurs ont tenté de le préciser en y ajoutant des informations sur leur morphologie ou leur processus de formation (Hamilton et Whalley, 1995).

1.2.1. La morphologie d'un glacier rocheux

La stratigraphie d'un glacier rocheux est décrite par de nombreux auteurs (ex. Barsch, 1992, Elconin et Lachapelle, 1997, Haeberli, 1985 et Roer, 2005) comme étant une séquence de trois couches principales : la base est constituée de gros blocs qui ont été déposés par le front du glacier rocheux et qui ont ensuite été recouverts par les deux autres couches. La zone médiane correspond à une couche de pergélisol très riche en glace, avec quelques 50 à 70% de glace et 30% de matériel très fin (Barsch, 1996). Enfin le tout est recouvert par une épaisseur variable de 1 à 5 mètres de matériel divers qui constituent la couche active. Cette stratigraphie est visible notamment sur le front du glacier rocheux ou grâce à des forages (Roer, 2005).

Les glaciers rocheux prennent généralement la forme de lobes ou de langues sur lesquelles apparaissent des crêtes transversales et des sillons dus aux flux de compression (Kääb et al., 1998). De plus, certains glaciers rocheux présentent des crevasses et des niches d'arrachement perpendiculaires au sens d'écoulement qui résultent de la différence de vitesse entre l'amont du glacier rocheux qui est plus lent et l'aval qui est plus rapide (Lambiel, 2011). Enfin, les variations dans les vitesses, la nature et le volume de l'approvisionnement en sédiments influencent fortement la morphologie et le comportement de la forme. Les glaciers rocheux présentent souvent des topographies de surface très complexes.

1.2.2. Les différents degrés d'activité

Il existe plusieurs classifications possibles pour différencier les glaciers rocheux, soit en fonction de leur morphologie, soit en fonction de leur activité. C'est cette deuxième classification qui est la plus fréquemment utilisée. Les glaciers rocheux sont répartis en trois grandes catégories : actifs, inactifs et fossiles en fonction de leur contenu en glace et de leur vitesse de déplacement (Ikeda et Matsuoka, 2002). La figure 1-1 montre les caractéristiques de chacun des trois stades de vie d'un

glacier rocheux. Pour déterminer précisément l'activité d'un glacier rocheux, il est nécessaire d'effectuer des mesures géodésiques ou de la photogrammétrie (Roer, 2005). Cependant, de nombreuses études ont utilisé des caractéristiques géomorphologiques pour déterminer le niveau d'activité des glaciers rocheux (ex. Haeberli, 1985, Barsch, 1996, Ikeda et Matsuaka, 2002). Ainsi, un front présentant une pente supérieure à 35° et aucune végétation est typique d'une forme active tandis qu'un glacier rocheux inactif, qui contient encore de la glace mais n'avance plus, aura un front moins pentu avec la présence de végétation. Enfin les glaciers rocheux fossiles ne contiennent plus de glace, c'est pourquoi ils présentent un affaissement dans leur partie centrale tout en gardant les signes d'une précédente activité. Une différence est également faite entre les glaciers rocheux dits « intacts » qui contiennent de la glace et les autres (Barsch, 1996).

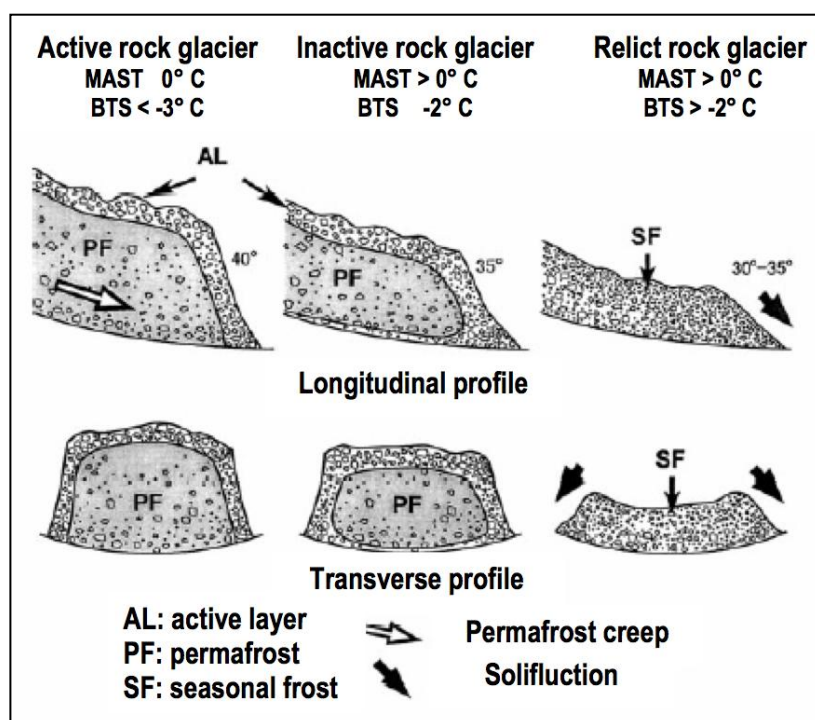


Figure 1-1 : Les différents profils schématiques des trois niveaux d'activité des glaciers rocheux. Image tirée d'Ikeda et Matsuaka, 2002. MAST signifie Mean Annual Surface Temperature et BTS : Bottom Temperature of the winter Snow cover.

Barsch (1996) relève deux causes principales qui peuvent rendre un glacier rocheux inactif : premièrement, des modifications des conditions climatiques qui vont induire une augmentation de la couche active et une diminution du volume du cœur gelé du glacier rocheux, deuxièmement, une diminution dans l'approvisionnement en sédiments.

Récemment, une nouvelle classification des glaciers rocheux en fonction de leur vitesse de déplacement en surface a été proposée par Lambiel et al. (2008) sur la base d'une étude d'interférométrie radar (InSAR) qui a mis en évidence environ 280 glaciers rocheux actifs dans l'ouest des Alpes suisses. Six catégories ont été définies et la notion de déstabilisation des glaciers rocheux y a été introduite. Le tableau ci-après résume cette classification.

Classification classique	Estimation des vitesses de surface	Classification en fonction des vitesses	Déstabilisation
Actif	> 2 m/an	Très rapide	Très fréquent
	1 - 2 m/an	Rapide	Fréquent
	0.2 - 1 m/an	Moyen	Possible
	0.03 - 0.2 m/an	Lent	Rare
Inactif	Jusqu'à quelques cm par an	Très lent	Aucun
Fossile	-	-	Aucun

Tableau 1-1: Classification des glaciers rocheux selon leur vitesse de surface. Source : Lambiel et al. (2008).

1.2.3. La cinématique

Les mouvements des glaciers rocheux actifs sont en règle générale décrits de selon trois caractéristiques : les vitesses horizontales à la surface de la forme, les changements verticaux et l'avancée du front.

Les vitesses horizontales sont généralement comprises entre quelques centimètres et un mètre par année (Haeberli, 1985, Barsch, 1996). Cependant, avec le réchauffement climatique un nombre non négligeable de glaciers rocheux à travers le monde ont accéléré de telle sorte qu'ils présentent des vitesses de plusieurs mètres par année. En Valais, onze de ces glaciers rocheux qui se déplacent avec des vitesses extrêmes ont été découverts grâce à l'analyse d'interférométrie radar satellitaire. (Delaloye et al., 2008b, Delaloye et al. 2010b).

Les changements verticaux sont dus à des variations dans l'épaisseur du glacier rocheux qui peuvent être dus à des fluctuations dans l'apport de sédiments, à la formation ou à la disparition de glace ainsi qu'aux diverses forces de compression et d'extension à l'intérieur du glacier rocheux. Il s'agit en principe de mouvements de faible envergure, n'excédant pas quelques centimètres par année (Roer, 2005).

Enfin, l'avancée du front est généralement beaucoup plus lente que les mouvements horizontaux, ce qui s'explique par la présence de rochers bien empilés qui recouvrent le front et font barrière. Ainsi, la vitesse du front correspond généralement à environ 10% à 50% de celle mesurée au même moment horizontalement (Roer, 2005). Leysinger Vieli et Gudmundsson (2003) ont également démontré que le comportement du corps des glaciers rocheux n'influence pas ou très peu celui de leur front.

Les glaciers rocheux actifs se déplacent principalement selon un processus de fluage qui résulte de la déformation et du mouvement des cristaux de glace dans le corps gelé (Benn et Evans, 1998). Arenson (2002) définit le fluage comme étant une déformation en fonction du temps sous une contrainte constante. Lors du fluage, trois phases principales dépendent de la déformation (ϵ)(figure 1-2), c'est à dire de l'allongement relatif entre l'état actuel et l'état initial (Arenson, 2002).

- Le fluage primaire : ϵ croît de façon logarithmique, ce qui implique un taux de déformation qui diminue avec le temps.
- Le fluage secondaire : c'est une phase stable dans le mouvement, ϵ croît de façon linéaire, le taux de déformation est constant.
- Le fluage tertiaire : il dépend de plusieurs facteurs et amène généralement à une rupture. Le taux de déformation croît durant cette phase et ϵ se comporte d'une façon exponentielle. Sur la figure 1-2, le temps t_f et ϵ_f représente le critère de défaillance pour le fluage, c'est à dire le point de non-retour.

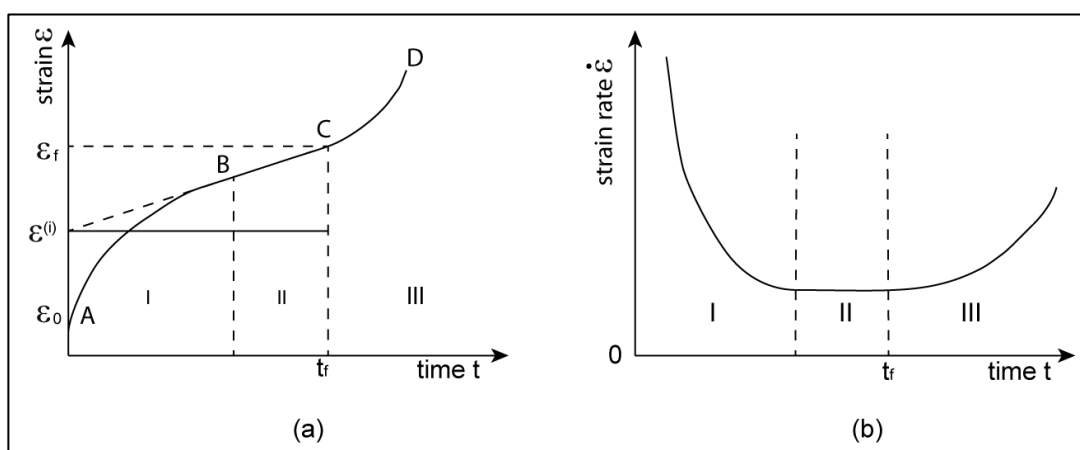


Figure 1-2 Courbes schématisques de fluage pour un matériel sous une contrainte constante. En a) la déformation en fonction du temps et en b) le taux de déformation en fonction du temps. Source : Andersland et Anderson (1978) in Anderson (2002), p. 42, modifiée.

Les mouvements mesurés à la surface des glaciers rocheux (V^s) sont le résultat de plusieurs processus à l'intérieur de la forme en plus de la déformation interne due au fluage de la glace. Ainsi, la vitesse à la surface résulte de la somme de la déformation interne (V^d), du glissement (V^g) et de la déformation à la base (V^u) comme le montre la figure 1-3 (Roer, 2005, Käab, 1996).

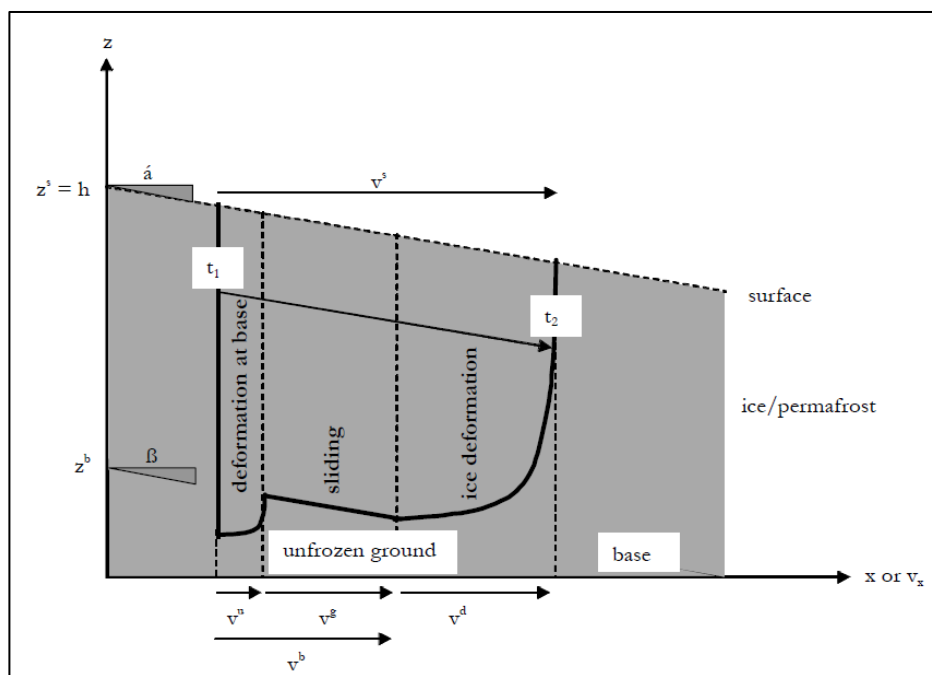


Figure 1-3 : Composantes du mouvement d'un glacier rocheux. Image tirée de Roer (2005).

La déformation des cristaux de glace dépend fortement des contraintes. En effet, ces dernières vont s'opposer aux déplacements. La contrainte totale appliquée en un endroit est subdivisée en deux composantes : la contrainte normale qui s'exerce perpendiculairement au déplacement et la contrainte de cisaillement³ qui est appliquée parallèlement. Cette dernière dépend notamment du poids qui s'exerce à cette position et de la pente. Ainsi, dans le cas d'un glacier de glace, la déformation à la base d'un glacier est beaucoup plus importante que sur le sommet. A la base du glacier les contraintes sont maximales et par conséquent, les vitesses y sont minimales (Francou et Vincent, 2007).

³ Equation de la contrainte de cisaillement : $\tau = \frac{F}{A}$ où F est la force tangentielle appliquée et A l'aire de la section à l'endroit où s'applique la force.

De plus, le fluage de la glace dépend fortement de la température. Dans sa thèse, Arenson (2002) a montré que la température d'un glacier rocheux a une influence significative sur les comportements de fluage. La vitesse minimale de déformation par fluage augmente lorsque la température du sol augmente, en particulier près du point de fusion de la glace (Arenson et Spingman, 2005). En effet, la quantité d'eau liquide entre les grains augmente le glissement le long des joints inter-grains et améliore ainsi le transport du grain et sa recristallisation (Morgan, 1991).

Comme la température du sol est influencée notamment par les températures de l'air et que les vitesses de fluage des glaciers rocheux répondent aux changements de températures du sol, les températures atmosphériques influencent le comportement des glaciers rocheux (ex. Delaloye et al. 2008a, Lambiel, 2011, Bodin et al., 2009, Mihajlovic et al, 2008).

Les glaciers rocheux tempérés sont plus sensibles aux changements de températures (Kääb et al., 2007). Une petite différence de température peut suffire à provoquer chez eux une augmentation significative de la vitesse de fluage.

Suite à la constatation de Arenson et Springman (2005) que la déformation dans un glacier rocheux est plus importante au point de fusion de la glace, plusieurs chercheurs ont tenté de comprendre l'influence de l'eau liquide sur le comportement des glaciers rocheux. Ainsi Ikeda et al. (2008) ont montré que les débris gelés, à une température proche du point de fusion, sont perméables à l'eau de fonte de la neige. En effet, en hiver, lorsque la couche de neige est sèche et très froide, le glacier rocheux ralentit ; il accélère avec la fonte de la neige. De plus, l'eau qui s'infiltré dans le glacier rocheux réduit la contrainte effective (Delaloye et al, 2008a).

Toujours selon Ikeda et al. (2008), la décélération du mouvement entre deux périodes de fonte des neiges est proportionnelle à l'intensité du refroidissement en hiver, et l'augmentation de la vitesse lors de la première fonte des neiges dépend de la déformation qui a eu lieu depuis la dernière période de fonte. En effet, la recongélation de l'eau d'infiltration des pores en hiver diminue la déformation. Or, en se déformant, le glacier rocheux va développer un nouveau réseau de vide d'air qui favorisera l'infiltration d'eau au printemps. Par conséquent, un hiver plus chaud favorisera la déformation du glacier rocheux et avantagera également l'infiltration

d'eau de fonte au printemps. L'augmentation de la vitesse de déplacement de ce dernier sera donc plus importante. Cette combinaison d'infiltration d'eau et de regel est très certainement primordiale dans le contrôle de la variation interannuelle de la déformation.

Le fait que nombre de glaciers rocheux ayant présenté de fortes accélérations ces dernières années se trouvent à la limite du pergélisol de montagne, fortement sujet à un réchauffement, peut s'expliquer par une rétroaction positive. En effet, plus la température augmente, plus la déformation augmente et donc plus l'infiltration d'eau va augmenter. Cette dernière va à son tour favoriser la déformation et ainsi de suite. Ce processus, conséquence des changements climatiques, va fortement affaiblir la stabilité des débris gelés et doit être considéré comme un impact important sur la déstabilisation des versants (Ikeda et al., 2008).

Enfin les matériaux qui constituent le glacier rocheux ont un impact non négligeable dans les vitesses de déformation et de déplacement. En effet, leur agencement, leur taille, leur densité et leur masse volumique jouent un rôle important sur les contraintes à l'intérieur de la forme et donc peuvent influencer positivement ou négativement la vitesse de déplacement (Frauenfelder et al., 2003).

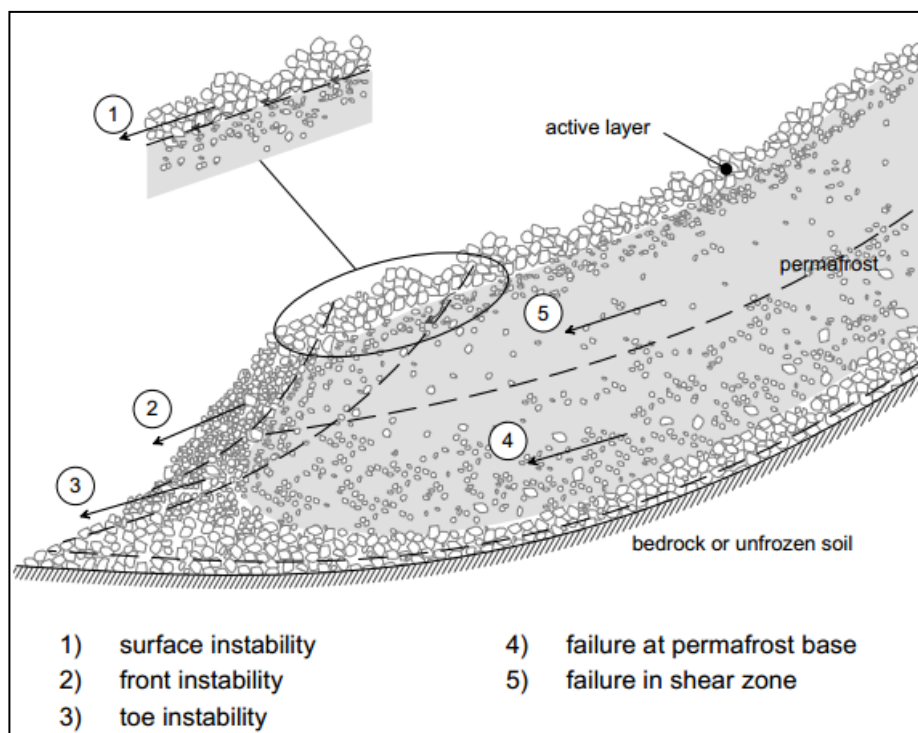


Figure 1-4: Sources possibles d'instabilités dans un glacier rocheux. Source: Arenson (2002).

La figure 1-4 montre les différents types d'instabilités dans un glacier rocheux. En surface (1), au niveau de la couche active, les instabilités sont principalement dues à l'infiltration d'eau et à des mouvements de glissement et de ruissellement. Dans la partie frontale (2), les instabilités sont principalement de type gravitaire. Une rupture de pente avec la topographie est également possible (3). Elle délimite une couche en équilibre instable du fait de la présence de crevasses ou de plans de glissement qui vont permettre à l'eau de s'infiltrer à travers l'épaisseur du glacier rocheux et donc de déstabiliser les sédiments. Des mouvements situés à la base du pergélisol (4) sont très peu probables. Dans la zone de cisaillement (5), les déplacements sont principalement dus à la déformation de la glace interstitielle. Cependant, des zones de cisaillement peuvent s'y développer. Leur présence dépend de la composition et de la géométrie du glacier rocheux. L'eau peut dans certain cas s'infiltrer dans ces zones de cisaillement et favoriser le fluage. Cependant, les ruptures dans la couche active ne parcourent jamais tout le glacier rocheux car les contraintes y sont très faibles. Enfin, la topographie à la base du glacier rocheux joue un rôle important. Si les pentes sont trop raides, les tractions à l'intérieur de la forme seront trop importantes et une rupture se produira. Le déplacement du glacier rocheux ne serait donc plus caractéristique du fluage mais plutôt du glissement induit par la force de gravité (Arenson, 2002).

En résumé, la rhéologie d'un glacier rocheux dépend : de la pente, des caractéristiques internes telles que la teneur en glace et l'agencement des particules, de l'épaisseur, de la température et de la teneur en eau liquide. Un glacier rocheux tempéré présentera des déformations plus importantes qu'un glacier rocheux froid.

Tous les glaciers rocheux ne réagissent pas de la même manière face au réchauffement climatique. Même si la plupart d'entre eux vont accélérer dans un premier temps, certains vont à terme ralentir voir même devenir inactifs. Lorsque les vitesses de déplacement augmentent, la quantité de matériaux déplacés vers le front est plus importante. Dans le cas où la forme géomorphologique se trouve dans une pente très raide, le risque de voir des laves torrentielles se déclencher devient plus important. De plus, l'accélération du glacier rocheux peut provoquer un déséquilibre interne de la forme et générer une rupture entre le corps du glacier rocheux et la zone d'accumulation qui l'alimente. Une fois que l'approvisionnement en sédiments n'est plus assuré, le glacier rocheux va progressivement décélérer.

Enfin, si le réchauffement est trop important, la glace interne qui permet le fluage de la forme va disparaître et le glacier rocheux deviendra donc inactif (Morard et al., 2009, Barsch, 1996).

1.2.4. Les glaciers rocheux déstabilisés

Comme mentionné précédemment, onze glaciers rocheux présentant durant les années 1990 des vitesses nettement supérieures à la norme ont été détectés en Valais (Delaloye et al. 2008b et 2010b). Aujourd'hui le terme le plus utilisé pour décrire ces formes particulières est celui de glacier rocheux déstabilisé. Ils sont parfois aussi qualifiés de « en surge ». Leurs principales caractéristiques sont leurs vitesses moyennes annuelles qui peuvent largement dépasser les 4 m/an et leur morphologie qui s'apparente en bien des points à un glissement de terrain rotationnel (Roer et al., 2008).

La plupart des formes déstabilisées étudiées jusque-là présentaient une morphologie relativement lisse avant le début du glissement qui témoigne d'une certaine homogénéité des déplacements sur l'ensemble de la forme (Roer et al., 2008). Cependant, les vitesses sur un glacier rocheux déstabilisé ne sont pas uniformes et leur surface devient passablement chaotique, principalement dans leur partie médiane. De très fréquentes niches d'arrachement, des crevasses transversales et parfois même des crêtes longitudinales structurent la forme. Comme pour les autres glaciers rocheux, une série de bourrelets compressifs sont généralement présents dans la partie inférieure de la forme (Lambiel et al., 2008, Delaloye et al., 2010b). La partie amont du glacier rocheux, quant à elle, reste en principe très lisse. Enfin, des effondrements de sédiments et un abaissement local de la surface peuvent se produire dans le secteur frontal (Roer et al., 2008).

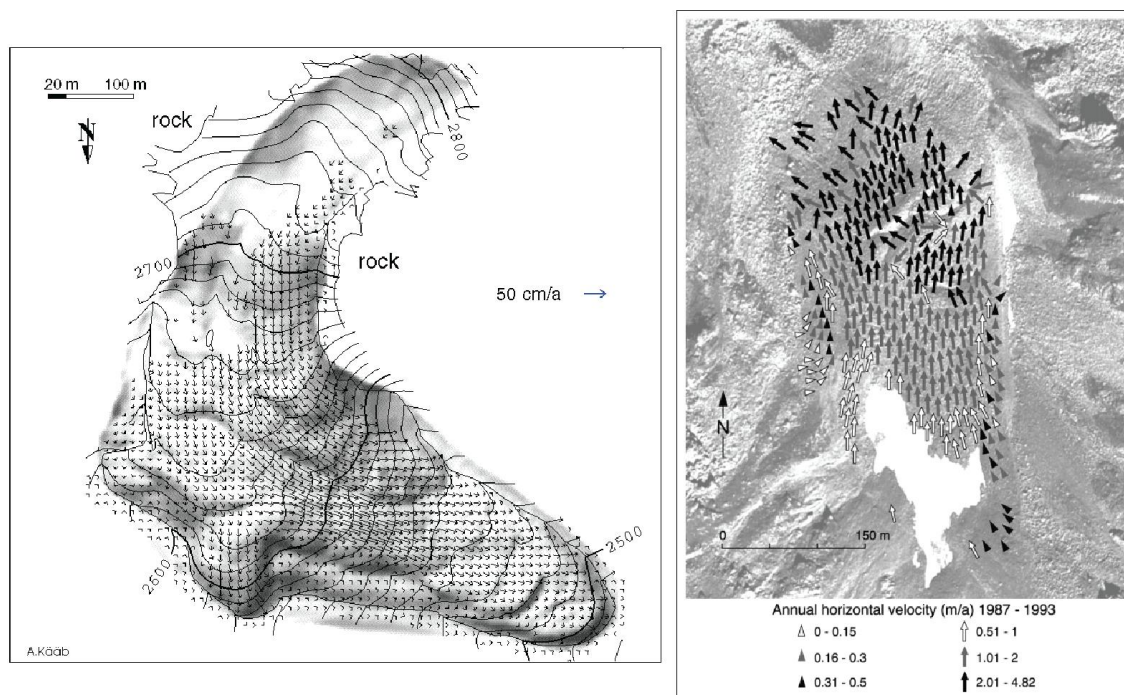


Figure 1-5: Comparaison de la répartition des vitesses horizontales sur un glacier rocheux actif et un glacier rocheux déstabilisé. L'image de gauche représente les vitesses moyennes annuelles à la surface entre 1981 et 1994 pour le glacier actif et non déstabilisé de Muragl (Kääb, 1997) et l'image de droite montre les vitesses horizontales moyennes annuelles de 1987 à 1993 pour le glacier déstabilisé du Turtmantal (Delaloye et al., 2010a).

En règle générale, sur les glaciers rocheux non déstabilisés, les vitesses horizontales sont minimales dans les bords et maximales au centre de la forme (PERMOS, 2013, Kääb, 1997). Dans le cas d'une forme en « surge », c'est souvent la partie frontale qui présente les mouvements les plus rapides, du moins dans un premier temps (figure 1-5). C'est pourquoi, la morphologie du front montre des changements significatifs. Les crevasses et autres niches d'arrachement qui font leur apparition sur les glaciers rocheux sont dues aux différences de vitesses entre la partie sommitale qui ne subit pas une accélération importante et la partie frontale très rapide (Roer et al., 2008).

De plus, des niches d'arrachement qui indiquent des zones de cisaillement profondes similaires à celles connues pour les glissements rotationnels sont visibles sur les parties aval des glaciers rocheux déstabilisés (Lambiel et al., 2008). Ainsi, ces derniers présentent trois caractéristiques typiques d'un glissement de terrain rotationnel : un déplacement important de la langue vers le bas de la pente, une zone concave dans la partie amont de la forme et un front davantage convexe (figure 1-6) (Dewitte, 2006).

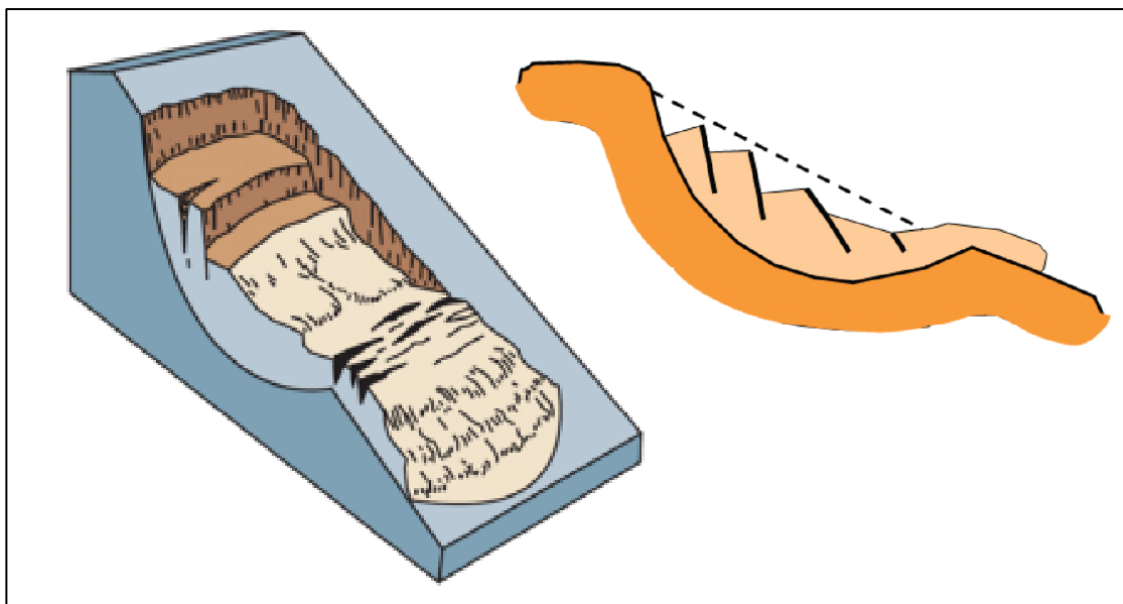


Figure 1-6: Schémas des glissements rotationnels. Images prises le 19 septembre 2013 à l'adresse : http://www.minenv.gov.ma/PDFs/Rapport_Risque-Glissements.pdf, modifiées.

Les glissements de terrain ne sont pas contrôlés par une composante thermique mais principalement par l'eau présente au niveau du plan de glissement (Delaloye et Morard, 2011). L'eau va influencer le glissement de trois façons: premièrement, elle va augmenter la pression et diminuer les contraintes. Deuxièmement, un terrain gorgé d'eau peut voir sa masse augmenter de telle sorte que la force de gravité soit supérieure à la force de cisaillement et enfin, l'eau va jouer un rôle déstabilisant au niveau du pied du versant. Cependant, dans les cas des glaciers rocheux déstabilisés, les variations dans les vitesses de surface sont généralement bien corrélées avec les températures à la surface du sol. Ainsi les causes des fluctuations de vitesse sont avant tout thermiques mais une composante hydraulique joue aussi un rôle. En effet, l'eau sert de lubrifiant au niveau du plan de glissement (Ikeda et al., 2008).

1.3. Objectifs détaillés

Le fonctionnement exact des glaciers rocheux déstabilisés n'est pas encore connu car trop peu d'études ont été menées sur le sujet. C'est pourquoi des analyses plus approfondies de leur cinématique sont importantes pour comprendre les facteurs de contrôle sur ces formes et ainsi pouvoir prévoir ou prévenir d'éventuels dangers que la déstabilisation de glaciers rocheux peut induire pour les infrastructures humaines.

La principale question de recherche de ce travail consiste à comprendre comment évoluent les vitesses et la déformation des deux glaciers rocheux de Tsaté-Moiry au cours du temps.

Pour répondre à cette question et quantifier les déplacements à la surface de ces deux glaciers rocheux, trois méthodes vont être utilisées : la photogrammétrie à partir d'images aériennes de 1965, 1988, 1999 et 2005, l'analyse des mesures biannuelles de la position de certains rochers à la surface des glaciers rocheux entre 2005 et 2013 et enfin l'analyse de photographies prises par une webcam entre 2010 et 2013. La combinaison de ces différentes méthodes devrait permettre de quantifier les vitesses de surface des glaciers rocheux de Tsaté-Moiry pour des périodes et des intervalles de temps différents.

De plus, la description de la cinématique de ces glaciers rocheux aura pour but de comprendre l'évolution de telles formes dans un cas particulier où, pour des conditions atmosphériques semblables, deux formes voisines semblent réagir de façon différente. En effet, l'un des deux glaciers rocheux est clairement déstabilisé tandis que l'autre ne présente que les prémisses d'une déstabilisation (Lambiel, 2011).

Il convient également de comprendre dans quelle mesure ces deux glaciers rocheux voisins réagissent de façons différentes aux facteurs climatiques et météorologiques. En effet, nombre d'auteurs expliquent les variations dans les mouvements des glaciers rocheux par des éléments tels que les précipitations, les températures et les conditions d'enneigement (chapitre 1.2.3 et 1.2.4). Il convient donc de déterminer si c'est également le cas pour ceux étudiés dans ce travail ou si la situation se révèle être plus complexe.

Les hypothèses à la base de ce travail sont les suivantes :

- Les vitesses à la surface des glaciers rocheux varient au court du temps. Les trois méthodes utilisées dans ce travail permettent de mettre en évidence et de quantifier ces variations de vitesse pour des intervalles de temps longs (une à plusieurs années) mais également pour des périodes beaucoup plus courtes (mensuelles, hebdomadaires et même journalières).
- Les deux glaciers rocheux étudiés présentent des comportements et des dynamiques tout à fait différents l'un de l'autre et ne répondent pas aux changements dans les conditions météorologiques de la même manière.
- Les facteurs de contrôle météorologiques de températures et de précipitations jouent un rôle très important sur la cinématique des deux formes de Tsaté-Moiry.

Chapitre 2: Site d'étude



2.1. Contexte géographique

2.1.1. Localisation

Le glacier rocheux de Tsaté-Moiry se trouve dans le Val d'Anniviers et plus particulièrement, comme son nom l'indique, dans le Val de Moiry, au pied de la Pointe de Tsaté qui culmine à 3'077m (608'900/106'550) (figure 2-1). Orienté vers le nord-est, ce versant est recouvert de débris issus des parois de calcschistes d'une hauteur d'environ 100m.

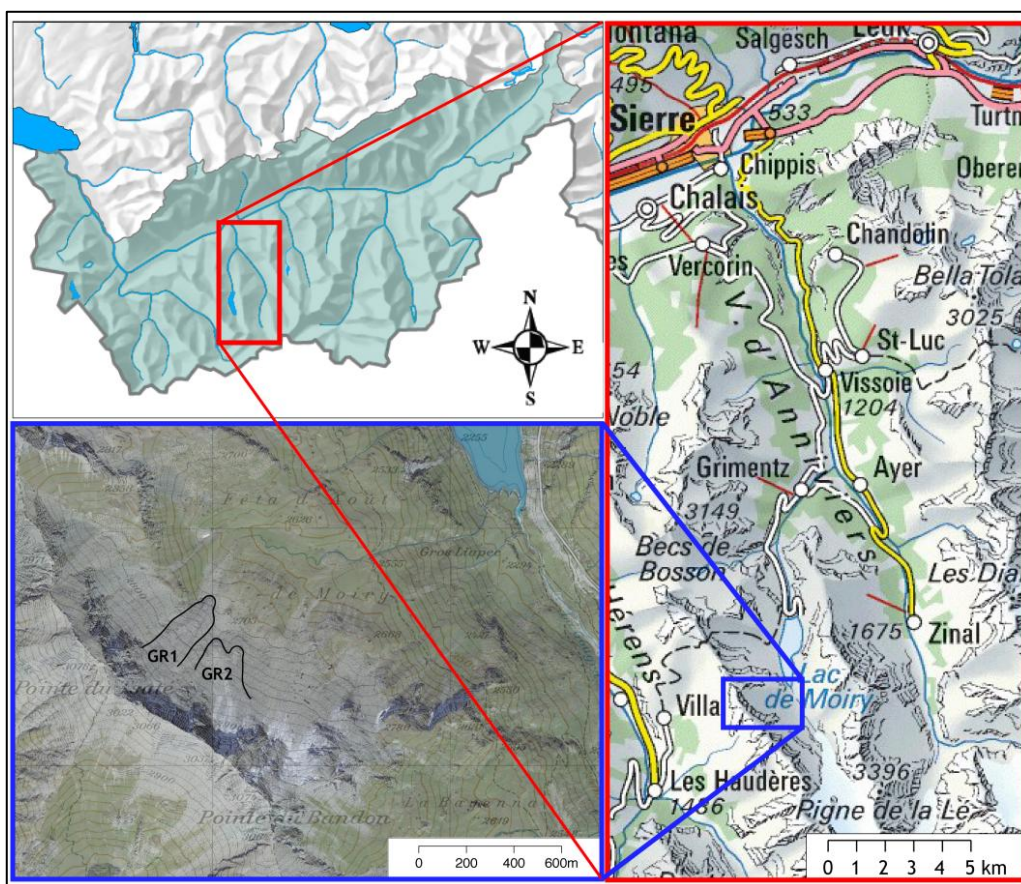


Figure 2-1: Plan de situation du lieu d'étude. GR1 et GR2 correspondent respectivement aux glaciers rocheux 1 et 2 de Tsaté-Moiry. Fond de carte: Swisstopo©.

2.1.2. Géomorphologie

Plusieurs processus géomorphologiques sont actifs sur le site. L'activité gravitaire tout d'abord qui est responsable de l'érosion de la paroi de calcschistes et de la création d'un important éboulis de galet (Scapozza, 2012). La lithologie du site qui est constituée essentiellement de matériaux fins (cailloux, graviers dans une matrice sablo-limoneuse) joue un rôle important sur la nature des formes et des processus qui structurent le versant. De plus, ce site d'étude se trouve dans un milieu de pergélisol discontinu. Ces deux éléments font que de nombreuses formes issues de processus de solifluxion et de gélifraction sont visibles sur le versant ainsi que du fluage plus profond du pergélisol.

De nombreuses traces de ravinement sont également visibles au niveau du versant et, à l'est de l'éboulis, se trouve un petit chenal torrentiel. Ils indiquent de fréquentes saturations en eau du terrain. Cette présence d'eau dans le terrain a pour conséquence des mouvements de solifluxion qui sont particulièrement actifs dans les parties sud-est et nord-ouest du terrain d'étude.

Deux glaciers rocheux témoignent de mouvement de fluage plus profond et de la présence de pergélisol. La taille des blocs qui les constituent est très hétérogène avec des objets variant entre de la matrice fine de type sable et des blocs de plusieurs dizaines de cm. Cependant, la majorité des blocs sont inférieurs à 15-20 cm et sont supportés par la matrice fine, ce qui permet de les qualifier de glaciers rocheux à galets en référence à la classification de Ikeda et Matsuoka (2006). La forme anguleuse de ces blocs joue un rôle à la fois stabilisateur sur les glaciers rocheux en limitant la capacité des blocs à rouler, et déstabilisateur car en plusieurs endroits l'équilibre des blocs est très instable à cause du manque d'emboîtement de ceux-ci (figure 2-2).



Figure 2-2: Les blocs qui constituent les glaciers rocheux Tsaté-Moiry sont en équilibre instable. Photo prise le 16 juillet 2012.

Enfin, lors de la période hivernale, l'ensemble de la zone est sujette aux avalanches qui se déclenchent au niveau du versant et qui ont un impact important dans le transfert sédimentaire sur le site d'étude.

Selon Scapozza (2012), le pergélisol dans la zone d'étude ne contient pas beaucoup de glace massive mais est plutôt caractérisé par des sédiments cimentés par la glace. Ceci est typique des glaciers rocheux à galets (Ikeda et Matsuoka, 2006, Ikeda, 2008).

Glacier rocheux 1 :

Le premier glacier rocheux, situé entre 2680 et 2950 m d'altitude, n'est pas clairement défini sur sa partie supérieure. En effet, aucune rupture de pente n'est visible entre le glacier rocheux et l'éboulis qui l'alimente. Sa partie frontale par contre est nettement visible avec une crête frontale bien définie (figure 2-3).

La partie latérale droite du glacier rocheux dans le sens de fluage présente une dénivellation d'environ 40 m avec une pente relativement faible. Cette dénivellation marque une rupture avec le reste du glacier rocheux comme le montre la figure 2-3 (zone a).



Figure 2-3: Photo du glacier rocheux 1 de Tsaté-Moiry prise en octobre 2007. Image tirée de l'article de Lambiel (2011), p. 215. Les traitillés fins marquent le sommet du front du glacier rocheux ainsi que les crêtes latérales. Les traitillés plus épais montrent les limites du glacier rocheux. Les zones a et b et C sont décrites dans le texte, les lettres B, C et D ne sont pas réutilisées.

Dans la zone b de la figure 2-3 se trouvent plusieurs constructions bombées de faible épaisseur. Ces éléments empêchent la bonne délimitation du contour du glacier rocheux. En effet, leur faible épaisseur ne permet pas de savoir s'il s'agit de mouvements dus à de la simple solifluxion ou au contraire s'ils sont dus à de la déformation possible par une sursaturation de glace en profondeur (Lambiel, 2011).

Au centre de cette large construction mal délimitée, se trouve une forme beaucoup mieux découpée, dominée par des crêtes latérales clairement marquées. La présence de ces crêtes donne une forme concave à la zone centrale du glacier rocheux.

Le front qui était très bien marqué en 2007 et qui culminait à 2680 m (Lambiel, 2011) s'est passablement modifié jusqu'en octobre 2013. La crête frontale qui était très bien marquée s'est légèrement atténuée et l'ensemble a progressé vers le bas de la pente.

Au centre de la partie supérieure de ce glacier rocheux, la taille et la forme des blocs sont très variables. L'agencement des blocs laisse un grand nombre d'interstices vides et crée de l'instabilité pour les blocs de plus grande taille. Plusieurs grands escarpements structurent le glacier rocheux, formant un agencement en rampe d'escalier (figure 2-4). En 2007, le décrochement le plus marqué faisait plus de 3 m de haut (Lambiel, 2011). Ces diverses niches d'arrachement sont des indices importants montrant la déstabilisation du glacier rocheux et permettent d'observer la structure et l'organisation des blocs sur la profondeur de la forme. Il apparaît ainsi que la couche très poreuse, constituée de gros blocs, est relativement peu épaisse. Les interstices sont rapidement comblés par des particules fines. Au début de la période estivale de 2012, une grande niche d'arrachement résultant d'un glissement est apparue au niveau de l'arête latérale gauche du glacier rocheux (figure 2-4). Ce glissement est certainement dû à une coulée de débris.



Figure 2-4 : Photo de la niche d'arrachement apparue au début de l'été 2012 au niveau de la crête latérale gauche du glacier rocheux 1. Image prise le 20 octobre 2012.

Ce glacier rocheux est clairement déstabilisé comme l'a montré Lambiel (2011). Les indices de la déstabilisation de cette forme n'apparaissent pas seulement sur la partie aval mais sur l'ensemble de la surface de la langue. Cependant, l'agencement des matériaux sur les crêtes latérales semblent montrer que ces dernières sont relativement stables. En effet, les sédiments y sont triés et beaucoup plus stables que dans la partie centrale de la langue.

De plus, contrairement à certains autres glaciers rocheux déstabilisés valaisans (Roer et al., 2008), le glacier rocheux 1 de Tsaté-Moiry ne présente pas de grandes failles mais des petites niches d'arrachement qui recouvrent l'ensemble de la forme et les plans de glissement semblent relativement peu profonds. Il est donc difficile de déterminer si elles affectent uniquement la couche active ou davantage. A première vue, il ne semble pas avoir de grands plans de glissement majeurs au-dessous du glacier rocheux mais plutôt plusieurs petits mouvements en série affectant une zone relativement superficielle. Cela reste cependant une supposition car les connaissances actuelles du site d'étude ne permettent pas de confirmer ni d'infirmer cette hypothèse.

L'étude de Lambiel (2011) a montré plusieurs éléments concernant le comportement du glacier rocheux 1 de Tsaté-Moiry. Ce dernier a subi une très forte déformation depuis 1988 et sa partie frontale a progressé d'une vingtaine de mètres entre 2005 et 2010.

De plus, les vitesses de surface sont beaucoup plus importantes en été qu'en hiver et ce, sur la quasi-totalité du glacier rocheux 1. Cela est notamment visible dans la partie aval. Les mouvements sont concentrés dans la partie centrale du glacier rocheux tandis qu'au niveau des crêtes latérales, les vitesses sont pour ainsi dire nulles.

Une comparaison des différentes vitesses mesurées avec des données sur les températures de l'air à la surface du sol, l'enneigement et les précipitations estivales a été effectuée. Cette comparaison a permis de mettre en évidence le fait que les variations des températures annuelles jouent un rôle important sur la vitesse moyenne de déplacement du glacier rocheux 1 mais que cela ne suffit pas à expliquer entièrement le comportement de ce dernier. C'est notamment le cas pour le ralentissement mesuré entre 2008 et 2010. Durant ce laps de temps, la vitesse mesurée est divisée environ par 4. Les précipitations sont considérées comme étant un facteur clef dans ce processus, mais cela reste encore à vérifier (Lambiel, 2011).

Afin d'obtenir des données sur les mouvements du glacier rocheux à une échelle de temps beaucoup plus courte et de pouvoir mieux comprendre le fonctionnement de ce dernier, une webcam a été mise en place pour surveiller le glacier rocheux 1 de Tsaté-Moiry depuis octobre 2010.

Glacier rocheux 2 :

De plus petite taille, le deuxième glacier rocheux se situe entre 2735 m et 2900 m d'altitude. Tout comme pour la première forme, la continuité entre l'éboulis et le glacier rocheux ne permet pas de définir sa limite supérieure avec précision. Sa partie aval est divisée en deux lobes dont les fronts sont bien définis. Le lobe ouest est légèrement plus long que son voisin est (figure 2-5).

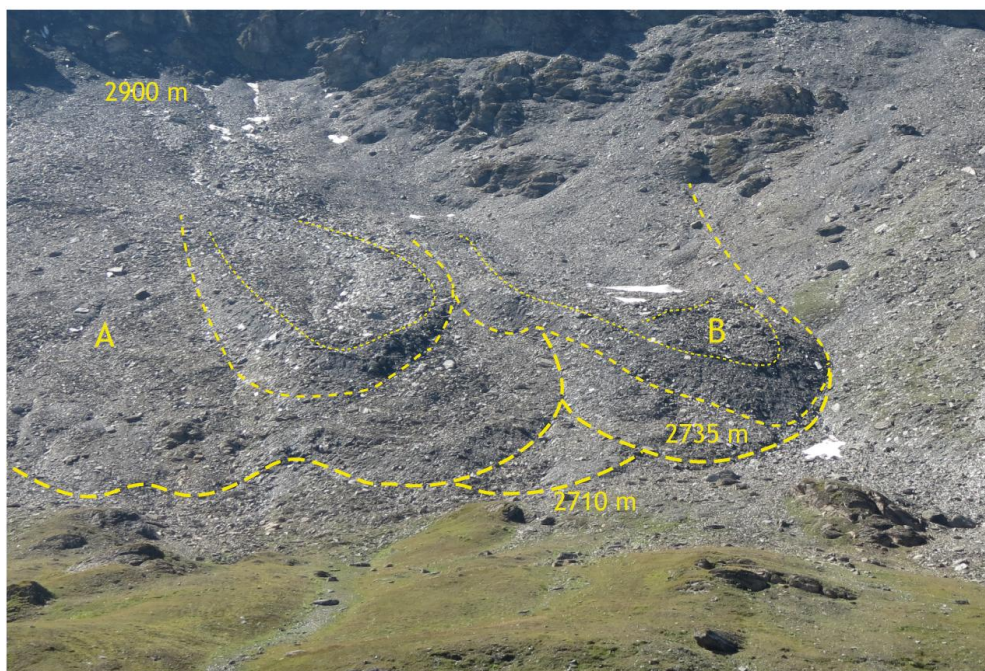


Figure 2-5: Photo du glacier rocheux 2 de Tsaté-Moiry prise le 31 août 2013. Les traitillés fins marquent le sommet du front du glacier rocheux ainsi que les crêtes latérales. Les traitillés moyens montrent les limites du glacier rocheux et les traitillés épais délimitent la zone de solifluxion. Les lettres sont décrites dans le texte.

Le lobe ouest est caractérisé par un front très pentu ($<45^\circ$) avec des matériaux très instables. Le sommet du front est bien défini et limite une petite zone concave juste en amont.

Plusieurs petits lobes structurent la surface de la partie médiane de cette langue (zone B, figure 2-5). Ces derniers se chevauchent et créent ainsi une architecture en gradin. Il s'agit selon Scapozza (2012) de loupes de solifluxion issues d'un processus de fluage à la surface du glacier rocheux. Cela montre que les couches supérieures du glacier rocheux avancent localement plus vite que la base. Au pied de ces petits lobes, dans une zone creuse et particulièrement abritée du soleil, une fine couche de neige tend à demeurer présente toute l'année (figure 2-6).



Figure 2-6: Une petite surface de neige quasi permanente se trouve sur le lobe ouest du glacier rocheux 2. Photo prise le 8 octobre 2013.

Un profil ERT⁴ a été effectué par Scapozza (2012) dans sa thèse le long du lobe ouest du glacier rocheux 2 de Tsaté-Moiry. Ce profil a permis de mettre en évidence le fait que les espaces entre les blocs sont très rapidement comblés par de la matrice fine. De plus, au niveau du dos du glacier rocheux 2 se trouve une couche d'environ 20 m d'épaisseur plus résistante (figure 2-7). Les valeurs maximales de résistivité ont été mesurées juste en amont du front sur une épaisseur de 7 à 8 m. Elles diminuent ensuite progressivement en direction de l'amont. Toute cette couche correspondrait donc au corps du pergélisol.

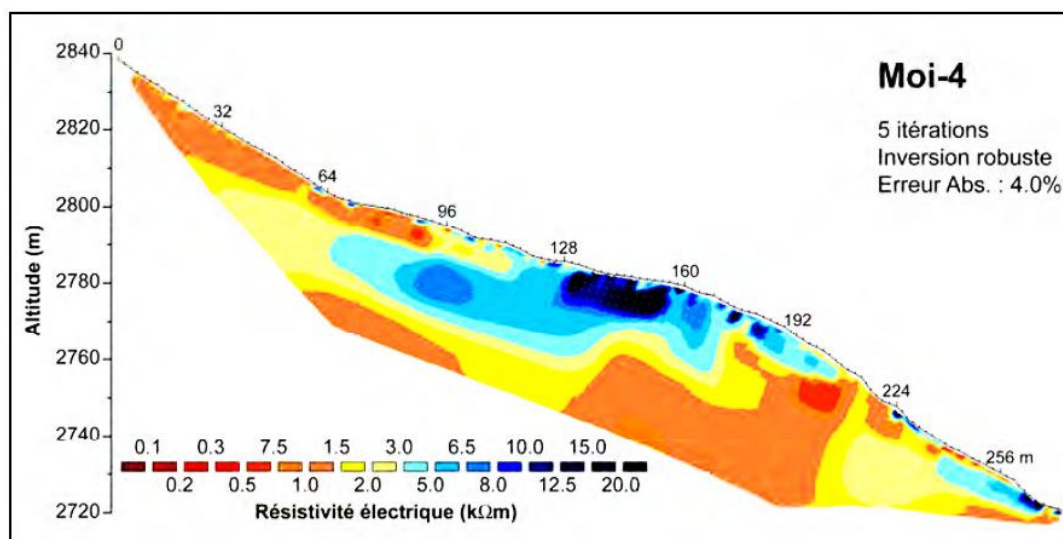


Figure 2-7: Profil ERT du lobe ouest du glacier rocheux 2. Source : Scapozza (2012).

⁴ Un profil de tomographie de résistivité électrique (ERT) fourni comme son nom l'indique la valeur de résistivités des sédiments dans le sous-sol.

En ce qui concerne le deuxième lobe (est), son front présente une pente légèrement inférieure que l'autre avec des valeurs dépassant tout de même les 40°. Cependant les blocs qui le constituent sont plus stables que pour l'autre lobe. La limite du front est très nette et les matériaux y sont relativement petits (quelques cm) comme le montre la figure 2-8.



Figure 2-8: Le front du glacier rocheux 2. Photo prise le 8 octobre 2013.

La surface de cette deuxième langue est beaucoup plus régulière et uniforme avec une zone légèrement concave en son centre et des arêtes latérales peu marquées. Néanmoins, dans la partie aval, des niches d'arrachement ont fait leur apparition depuis quelques années. Elles constituent des signes de l'amorce d'une déstabilisation de la forme.

Les deux lobes du glacier rocheux 2 sont délimités par des sillons longitudinaux bien marqués sur les deux tiers de la longueur de la forme (figure 2-9). Les études précédentes sur ce glacier rocheux ont montré qu'entre 2005 et 2010 le lobe ouest fut plus rapide que celui de l'est avec des valeurs supérieures à 1.5m/an contre un maximum de 1.2m/an pour le lobe est. De manière générale, au niveau de leurs parties frontales, les deux langues du glacier rocheux 2 de Tsaté-Moiry se comportent différemment.



Figure 2-9: Photographie d'un des sillons longitudinaux qui séparent le lobe ouest du lobe est. Image prise le 8 octobre 2013.

La limite est du glacier rocheux 2 est particulièrement difficile à délimiter. Une zone d'éboulis présentant de nombreuses loupes de solifluxion borde le lobe est (zone A, figure 2-5). Dans sa thèse, Scapozza (2012) arrive à la conclusion que les mouvements et les formes observés sur cette marge du glacier rocheux 2 ne sont pas liés à de la reptation de glace en profondeur ou à un mouvement de fluage au-dessus d'un sol gelé mais bien au fluage de la partie superficielle du sol favorisé par l'infiltration d'eau et l'abondance de matériaux fins issus de l'érosion de la paroi de calcschistes.

De même en aval des deux lobes qui constituent le glacier rocheux 2, des traces de solifluxion sont présentes. Les mouvements dans cette zone sont bien moindres qu'au niveau du front. Ce secteur s'étend jusqu'à une altitude de 2710 m (figure 2-5).

Par conséquent, tandis que le glacier rocheux 1 présente tous les signes d'une déstabilisation, le deuxième glacier rocheux, lui, montre une évolution et des vitesses beaucoup plus lentes. Jusqu'en 2010, il constituait un exemple typique de glacier rocheux à mouvement rapide selon la classification de Lambiel et al. (2008) mentionnée au chapitre 1.2.2. Cependant, à partir de 2010, des signes évidents d'un début de déstabilisation de la forme font leur apparition, notamment au niveau des fronts des deux lobes avec la formation d'arêtes transversales et d'importantes modifications dans la morphologie de la partie frontale.

2.2. Contexte climatique

Comme expliqué dans le chapitre 1.2, la cinématique des glaciers rocheux est influencée par les conditions de température, de précipitation et d'enneigement. C'est pourquoi, avant toute chose, il est important de connaître l'évolution de ces facteurs externes pour le site d'étude de Tsaté-Moiry afin de se faire une première idée des conditions dans lesquelles ces glaciers rocheux évoluent.

Pour ce faire, trois stations de mesures de MétéoSuisse ont été utilisées ainsi qu'une station IMIS⁵. Il s'agit des stations de Montana (1508 m) pour les températures, de celles de Grimentz (1575 m) et de Mottec (1560 m) pour les précipitations et enfin celle de Bréona (2610 m, réseau IMIS) pour la mesure de hauteur de la neige (figure 2-10).

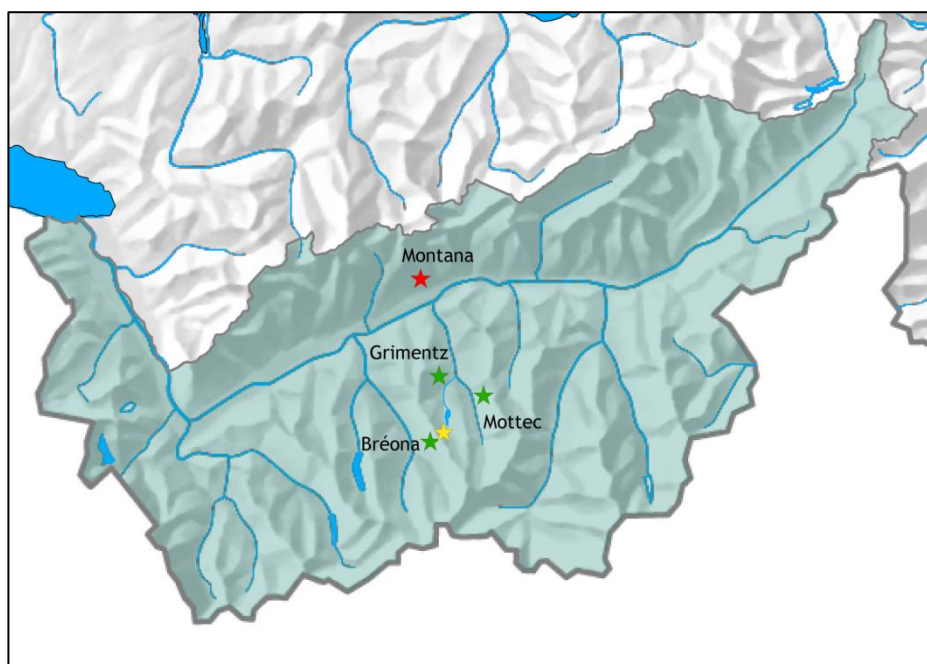


Figure 2-10 : Localisation des stations météorologiques utilisées. En vert les stations de mesure des précipitations, en rouge la station utilisée pour les températures et en jaune la position du site d'étude.

⁵ Le réseau IMIS (Interkantonales Mess- und InformationsSystem) est un réseau de stations météorologiques automatiques qui couvrent l'ensemble des Alpes et des Préalpes suisse dans un but de prévention des avalanches. Ces stations sont gérées par les cantons.

2.2.1. Températures

Les températures moyennes annuelles ont été calculées pour une altitude du site d'étude de 2750 m grâce à la formule de Bouët (1985).

$$T = T_0 - [(z - z_0) * \left(\frac{dT}{dh}\right)] \quad (2-1)$$

Où T = la température estimée pour le site d'étude [$^{\circ}\text{C}$], T_0 = la température mesurée à la station de référence [$^{\circ}\text{C}$], z = l'altitude du site d'étude [m], z_0 = l'altitude de la station de référence [m] et dT/dh = le gradient vertical de température pour la tranche d'air dans laquelle se trouvent la station et le site d'étude [$^{\circ}\text{C}/\text{m}$].

Les données utilisées pour la station de Montana commencent le 1^{er} janvier 1961 et se terminent le 31 décembre 2012. Le gradient vertical de température utilisé est de 0.0059 [$^{\circ}\text{C}/\text{m}$] car la station de référence ainsi que le site d'étude se trouvent au-dessus de 1500 m.

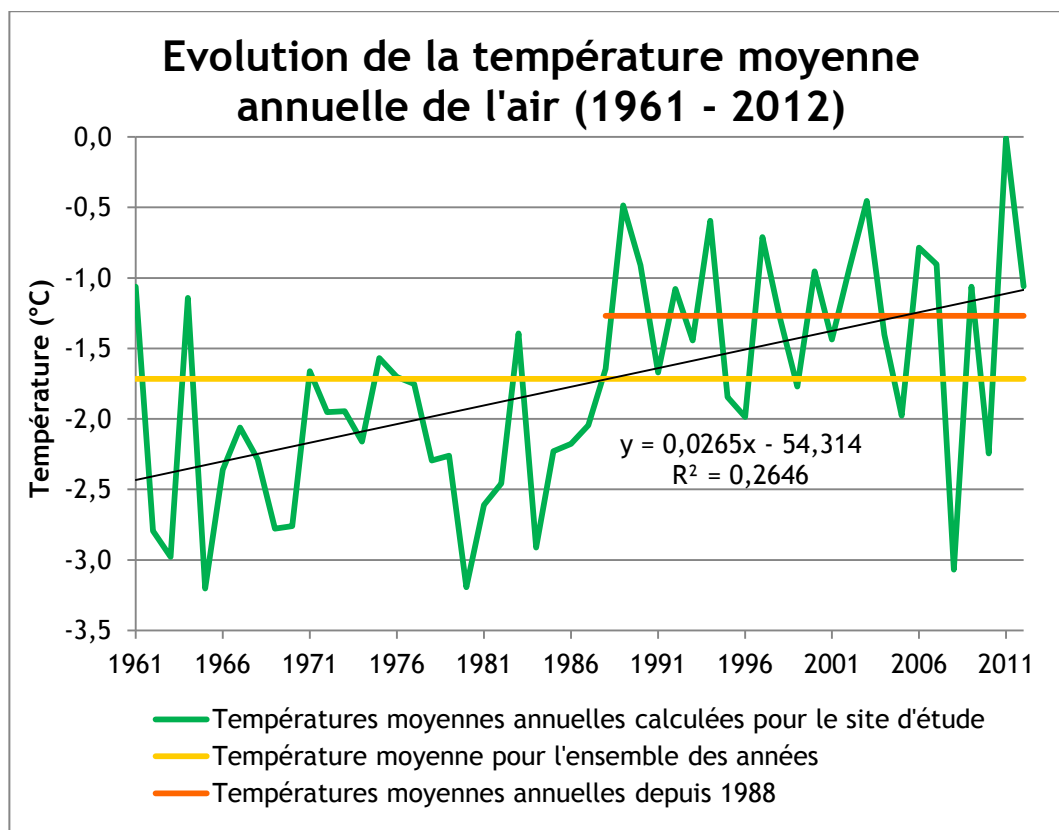


Figure 2-11: Température moyenne de l'air à 2 m au-dessus du sol pour les années 1961 à 2012 sur le site de Tsaté-Moiry

La température moyenne annuelle de l'air au niveau des glaciers rocheux de Tsaté-Moiry varie beaucoup d'année en année. Malgré cela, une légère tendance au réchauffement est perceptible sur la figure 2-11 avec une valeur de 0.0265°C par année. Il est cependant important de relativiser cette valeur car le coefficient de détermination est faible (0.2646). Un net réchauffement est visible entre 1984 et 1989. Cette tendance est vérifiée par les moyennes de température pour les périodes 1961 - 2012 (-1.71°C) et 1988 - 2012 (-1.27°C).

2.2.2. Précipitations

La quantité de précipitation à un endroit donné dépend fortement de la topographie de la région, en particulier en Suisse. Il est possible d'estimer la quantité de précipitations moyenne annuelle pour un endroit donné à partir des mesures qui sont effectuées dans les stations pluviométriques de Suisse. La formule qui permet de faire ce calcul est celle de Fallot (2009) qui nécessite de connaître le gradient vertical des précipitations pour la région concernée. Dans le cas de cette étude, le gradient est de 0.2 [mm/m] (Fallot, 2008).

$$P = P_0 + [(z - z_0) * \left(\frac{dP}{dh}\right)] \quad (2-2)$$

Où P = précipitations sur le site d'étude [mm], P_0 = précipitations mesurées à la station de référence [mm], z = altitude du site d'étude [m], z_0 = altitude de la station [m] et dP/dh = gradient vertical des précipitations [mm/m].

Altitude du site d'étude	Station de référence	Altitude de la station [m/mer]	Précipitations [mm]	Gradient vertical [mm/m]	Précipitations estimées [mm]	Précipitations moyennes estimées [mm]
z		z_0	P_0	Dh/dp	P	
2750	Mottec	1560	840	0.2	1'078	1'053
	Grimentz	1575	793	0.2	1'028	

Tableau 2-1: Précipitations moyennes annuelles estimées pour le site de Tsaté-Moiry

Les données utilisées pour calculer les précipitations moyennes annuelles sur le site de Tsaté-Moiry couvrent les années 1961 à 2012 pour la station de Grimentz et 1973 à 2012 pour la station de Mottec. Le résultat obtenu est de 1'053 mm de précipitations par année en moyenne pour la région d'étude (tableau 2-1), ce qui correspond aux valeurs de la norme fournies par MétéoSuisse pour les années 1981 à 2010 (MétéoSuisse, 2013).

De plus, Lambiel (2011) a mis en évidence l'influence des précipitations estivales sur les vitesses du glacier rocheux 1. Les valeurs de la somme des précipitations tombées entre mai et septembre sur le site d'étude ont été calculées par rapport aux données des stations de Mottec et de Grimentz selon le même procédé que précédemment. La figure 2-12 présente les valeurs obtenues. La moyenne est de 670.12 mm pour une amplitude de 419.75 mm entre la valeur maximale de 2007 (954.7 mm) et la valeur minimale de 2009 (534.95 mm).

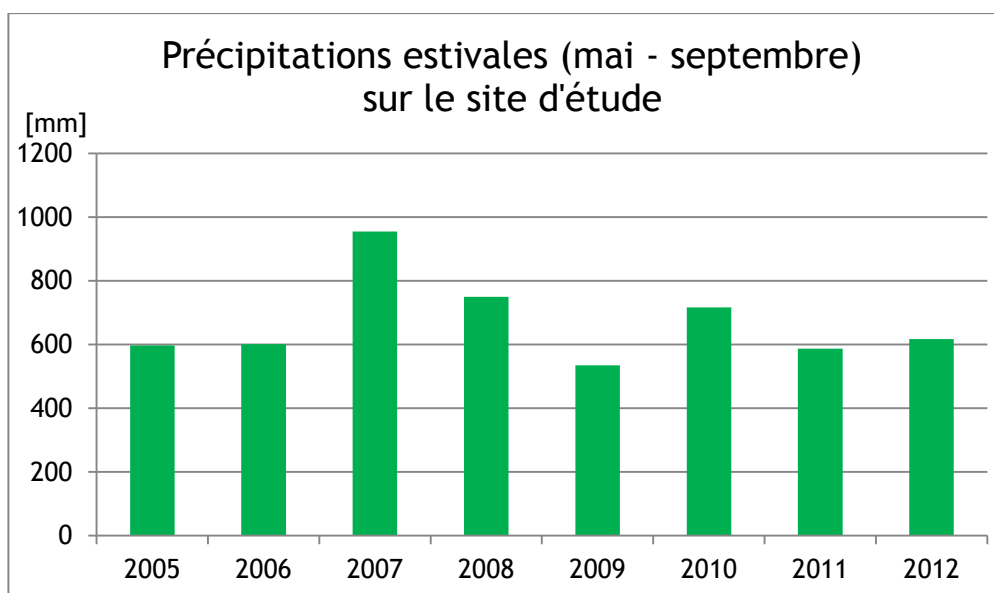


Figure 2-12: Somme des précipitations tombées sur le site d'étude entre mai et septembre pour les années 2005 à 2012.

2.2.3. Neige

Les conditions d'enneigement jouent un rôle non négligeable pour la dynamique des glaciers rocheux (Ikeda et al., 2008). Il est donc important de connaître les conditions d'enneigement au niveau du terrain d'étude. Pour ce faire, les données de la station automatique de Bréona (2610 m), située à 2 km au sud du site d'étude, pour les années 2003 à 2013 ont été utilisées.

Sur la figure 2-13, il apparaît qu'en moyenne, il tombe 440 mm de neige par an. C'est durant l'hiver 2003-2004 respectivement 2008-2009 que les quantités de neige tombées sont maximales avec les valeurs de 546 et 543 mm. La hauteur de neige maximale accumulée durant l'hiver varie quant à elle autour des 160 mm.

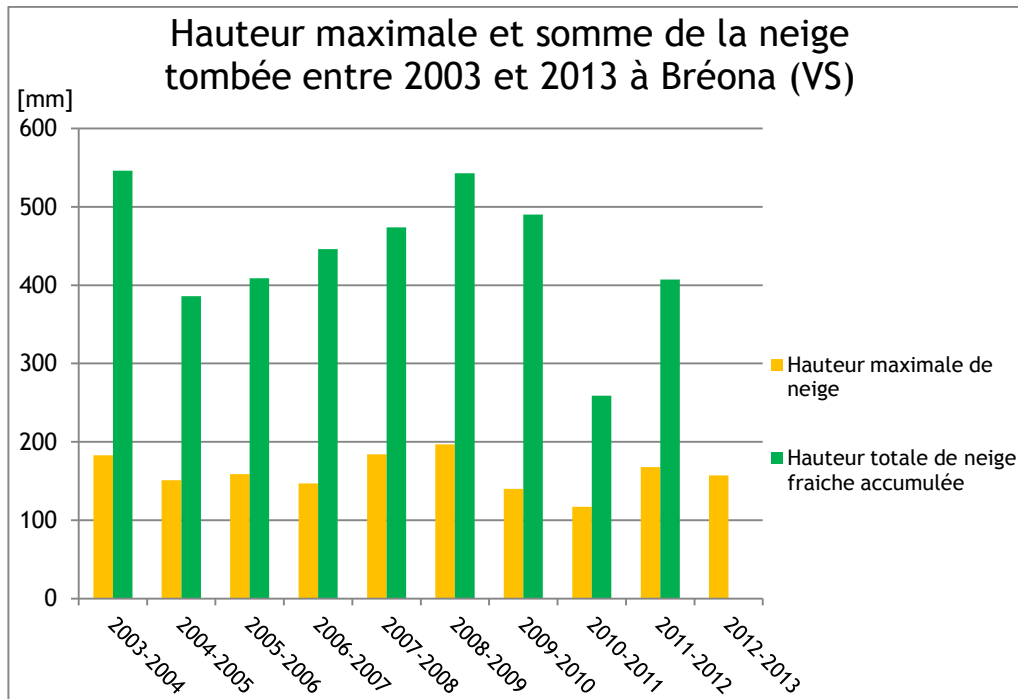


Figure 2-13: Hauteurs de neige maximales mesurées durant la saison hivernale à la station de Bréona (VS) et hauteurs sommées de neige fraîche tombée durant l'hiver dans la même station entre 2003 et 2013.

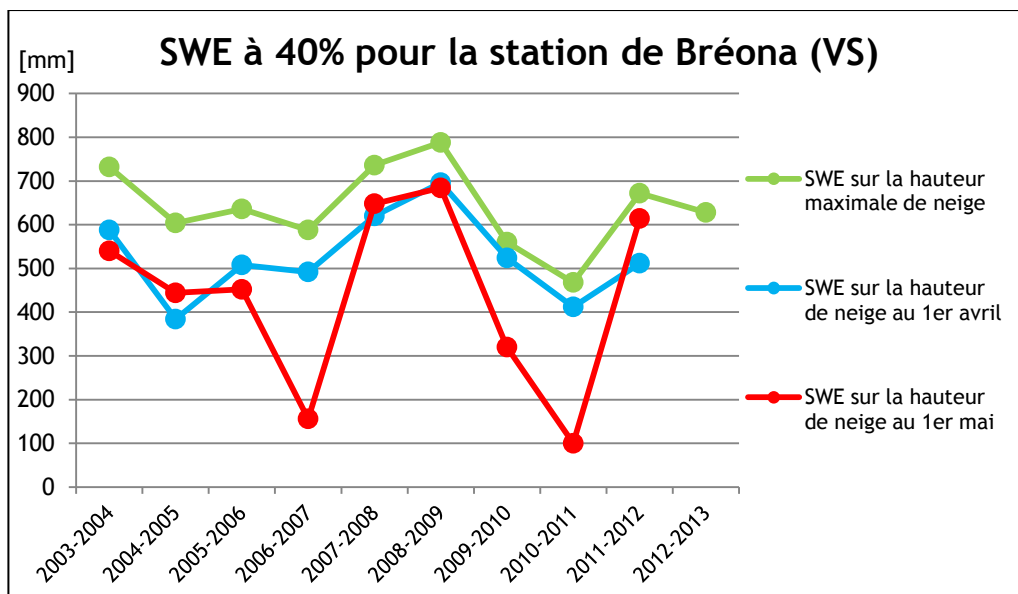


Figure 2-14: Valeurs du Snow Equivalent Water à 40% pour les années 2003 à 2013 au niveau de la station de Bréona.

La quantité d'eau de fonte joue aussi un rôle important comme mentionné dans le chapitre 1.2.3. Ainsi l'indice *Snow Equivalent Water (SWE)*⁶ qui permet d'estimer la quantité d'eau liquide que représente la hauteur de neige est un élément intéressant lors de l'étude de la cinématique des glaciers rocheux. La neige au printemps est humide et a une densité de l'ordre de 40% par rapport à celle de l'eau (comm. pers. de C. Lambiel). La figure 2-14 montre les valeurs du SWE pour la station de Bréona par rapport à la hauteur maximale de neige enregistrée ainsi que pour la hauteur de neige mesurée les 1^{er} avril et 1^e mai. La grande similitude entre les valeurs du SWE pour la hauteur de neige maximale enregistrée et celui du 1^{er} avril est un élément qui apparaît clairement sur la figure ci-dessus (figure 2-14). La fonte durant le mois d'avril varie quant à elle beaucoup. Cela est dû aux grandes variations de température de l'air au cours des mois d'avril de chaque année. Ainsi au printemps 2007-2008, 2008-2009 et 2011-2012, une très grande quantité de neige était encore présente en date du 1^{er} mai.

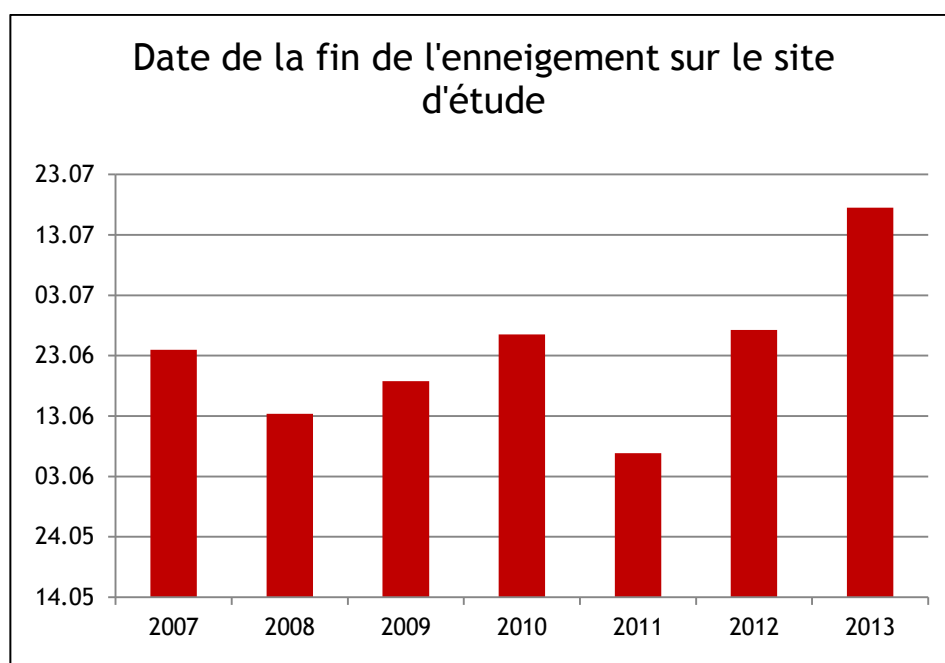


Figure 2-15: Date de la fin de l'enneigement sur le site d'étude à partir des données des capteurs BTS entre 2007 et 2013.

⁶ En français : l'équivalent en eau de la neige. Il s'agit d'estimer la hauteur d'eau en mm que représenterait la couche de neige en fondant. Pour une valeur de 40% l'équation est la suivante : $SWE_{40} [mm] = hauteur\ de\ neige [mm] * 40\% * 10$

Enfin, la date de la fin de l'enneigement joue potentiellement aussi un rôle sur la dynamique des glaciers rocheux. En effet, la couche de neige agit comme un isolateur thermique entre le sol et l'air et augmente l'albédo. Pour ce faire, des capteurs de température BTS (*Bottom Temperature of Snow cover*)⁷ sont répartis sur les glaciers rocheux de Tsaté-Moiry. Ces capteurs permettent de déterminer la date de fin de la couverture neigeuse qui correspond à la fin du zéro curtain. En effet, lorsque la neige fond, la température mesurée par les capteurs est de 0°C qui correspond à la température de fusion de l'eau. Cette phase s'appelle le zéro curtain. Dès que la neige a complètement disparu, les capteurs seront fortement influencés par les températures de l'air. En fonction de la position des capteurs, la neige peut fondre plus ou moins rapidement. Huit capteurs BTS sont répartis sur la surface des glaciers rocheux de Tsaté-Moiry. L'annexe 1 indique la date de fin du zéro curtain pour chaque capteur entre 2007 et 2013. Pour avoir une valeur indicative pour l'ensemble du site d'étude, la date retenue pour la fin de la période d'enneigement correspond à la moyenne de celles mesurées pour chaque capteur (figure 2-15).

2.3. Contexte géologique

Il y a environ 100 millions d'années, il y avait entre le continent européen et le continent africain deux océans séparés par le petit continent du Briançonnais (figure 2-16). Suite à la subduction sous le continent Africain et au charriage des nappes, les roches qui constituaient ces deux océans et ce microcontinent ont été métamorphosées et se retrouvent aujourd'hui dans les Alpes (Marthaler, 2001). Ainsi la région de Tsaté-Moiry fait partie de la nappe du Tsaté (Atlas géologique, 2013). Cette nappe fait partie du pennique supérieur et est constituée de roches issues d'un ancien prisme d'accrétion qui se trouvait à la marge de l'océan Piémontais et du continent Africain (flèche noire, figure 2-16)(Grobéty et Mosar, 2009).

⁷ En français : température à la base de la couverture neigeuse. Il s'agit de la température mesurée par des capteurs à l'interface sol-neige (Haerberli, 1973). Les capteurs sont posés à même le sol. Par conséquent, les valeurs mesurées en hiver sont celles de l'interface sol-neige mais dès que la couverture neigeuse n'est plus présente, les valeurs BTS enregistrées sont celles de l'air à la surface du sol .

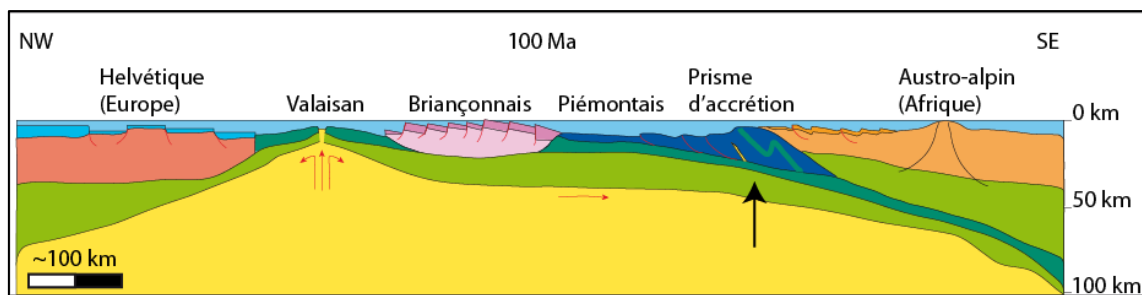


Figure 2-16: Coupe paléogéographique de la fin du crétacé inférieur de ce qui donnera plus tard les Alpes suisses. La flèche noire indique la position des roches de la nappe de Tsaté. Image tirée de Marthaler (2001), modifiée.

Les roches métamorphiques qui constituent la nappe du Tsaté, proviennent essentiellement de roches sédimentaires issues de dépôts en milieu marin que sont les calcschistes et les marbres phylliteux, plus communément appelés schistes lustrés (figure 2-17). De plus, des intrusions ophiolitiques sont présentes. Elles sont constituées notamment de basaltes, de gabbros et surtout de serpentinites qui sont de couleurs vertes. C'est le fait que les différentes couches à l'intérieur de la nappe soient désorganisées qui fait dire aux géologues que cette dernière est issue d'un ancien prisme d'accrétion (Marthaler, 2001).



Figure 2-17: Les blocs de calcschiste qui se séparent de la paroi sont anguleux et de taille très variée. Photo prise le 31 août 2013.

Sur la carte ci-dessous (figure 2-18), il apparaît que la zone d'étude se trouve à la limite entre un affleurement d'une intrusion de manteau subcontinental constituée principalement de serpentinites et la couche des schistes lustrés (Atlas géologique, 2013). Ainsi la paroi qui alimente les glaciers rocheux de Tsaté-Moiry est constituée de calcschistes qui ont tendance en se fragmentant à créer des blocs anguleux, de toutes tailles, plutôt plats et parfois coupants.

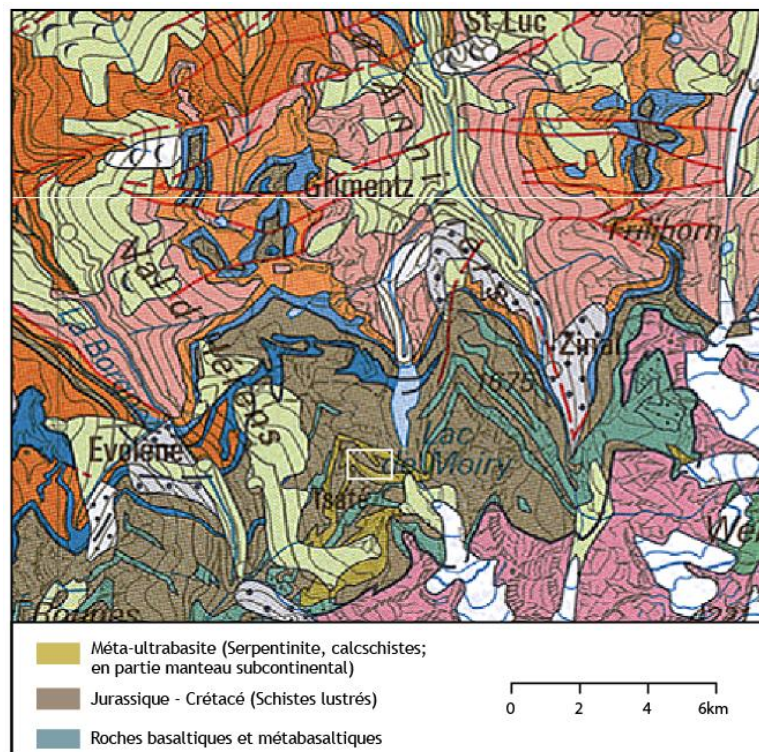


Figure 2-18: Carte issue de l'atlas géomorphologique de la Suisse à 1:500'000. Le cadre blanc délimite la zone d'étude. Image prise sur le site internet de Swisstopo à l'adresse: map.geo.admin.ch, consulté le 21 octobre 2013, modifiée.

2.4. Données à disposition

Plusieurs types de données sont disponibles pour les glaciers rocheux de Tsaté-Moiry :

- Des mesures effectuées au GPS différentiel sont réalisées deux fois par année depuis l'été 2005 sur les deux glaciers rocheux.
- Plusieurs images aériennes de la zone d'étude existent. Celles utilisées dans ce travail datent des années : 1965, 1988, 1999, 2005.
- Des orthophotos de 2005 et 2009 sont également disponibles chez Swisstopo.
- Depuis octobre 2010, une webcam prend quatre clichés par jour du glacier rocheux 1 ainsi qu'un zoom. La caméra est placée de façon à prendre des images latérales du glacier rocheux 1, ce qui permet de bien voir les mouvements en direction de l'aval ainsi qu'une partie du deuxième glacier rocheux, en arrière-plan (figure 2-19).



Figure 2-19 : Photographie prise par la webcam le 16 août 2011 avec en jaune les limites des deux glaciers rocheux.

Chapitre 3: Méthodes



3.1. Introduction

Selon Avian et al. (2009), plusieurs méthodes pour quantifier les déplacements d'un glacier rocheux peuvent être utilisées. D'un côté des mesures terrestres comme la mesure de divers points sur le glacier rocheux à plusieurs dates avec un GPS différentiel et de l'autre des mesures de télédétection comme par exemple la photogrammétrie à partir de photographies aériennes. Ces deux méthodes ont été testées par Kaufmann et al. (2006). Ils ont démontré que les résultats combinés de la photogrammétrie et des mesures géodésiques permettent de quantifier les changements de vitesse à la surface des glaciers rocheux avec une très bonne précision. La combinaison de ces deux méthodes va permettre de quantifier les vitesses en surface des glaciers rocheux de Tsaté-Moiry pour des échelles de temps complémentaires.

Une troisième méthode a été utilisée dans ce travail pour quantifier les mouvements des glaciers rocheux. Il s'agit d'une méthode s'apparentant plutôt à la télédétection mais basée sur des images terrestres: l'analyse des images d'une webcam qui prend des clichés de la zone d'étude plusieurs fois par jour. L'étude de ces images va permettre une quantification des vitesses sur le terrain d'étude à une échelle de temps beaucoup plus fine que les deux méthodes précédentes, jusqu'à un intervalle de temps journalier.

Enfin, après avoir quantifié les déplacements à la surface du glacier rocheux, il conviendra de mettre en relation ces résultats avec les conditions météorologiques et mécaniques sur la zone d'étude afin de comprendre plus en détail le fonctionnement d'une telle forme géomorphologique.

3.2. Le GPS différentiel

Le GPS (en anglais *Global Positioning System*) est un outil qui permet l'acquisition de coordonnées de position grâce à des satellites. Le principe de fonctionnement est le suivant : la position d'une antenne est calculée par triangulation avec au minimum quatre satellites. L'antenne émet un signal et c'est le temps nécessaire à ce signal pour aller jusqu'aux satellites et revenir qui permet de quantifier la distance et ainsi calculer la position du GPS (Little et al, 2003). La précision d'un GPS dépend fortement des perturbations du signal provoquées par la haute atmosphère, appelée aussi ionosphère. Par conséquent, la précision d'un récepteur simple est de l'ordre de quelques mètres (Lambiel et Delaloye, 2004).

Cette marge d'erreur sur les données est, suivant l'utilisation des mesures, trop importante, notamment pour l'étude de la cinématique d'un glacier rocheux. Afin d'améliorer la précision des données récoltées, il est possible d'utiliser le GPS différentiel (dGPS). Ce dernier fonctionne sur le même principe que le GPS mais avec deux récepteurs : une base fixe et une antenne mobile appelée rover. La base est installée sur un point fixe et ne doit pas bouger durant toute la durée des mesures. Elle va recevoir en permanence les coordonnées de sa position à partir des satellites et va quantifier l'erreur sur sa position due aux perturbations atmosphériques en temps réel. Ce procédé s'appelle *Real Time Kinematic* (RTK)⁸. Le rover, quant à lui, est mobile et va être placé successivement sur chaque point de mesure. Une correction va être effectuée sur la position de l'antenne mobile en fonction de la position de la base par un signal radio. Ce système permet d'obtenir une précision <3 cm. Ce processus de correction en temps réel a un deuxième avantage: comme la transmission entre la base et le rover se fait par radio, il n'est pas nécessaire d'avoir une visibilité entre les deux antennes.

Dans le cas d'un travail sur des glaciers rocheux, le fait de travailler avec un dGPS est particulièrement utile car l'amplitude des mouvements à la surface de telles formes sont généralement de l'ordre de 1m/an et il est donc important d'avoir une précision des mesures très grande (Lambiel et Delaloye, 2004).

⁸ En français: cinématique en temps réel.

Si la base est placée à un endroit dont les coordonnées précises ne sont pas connues, cette dernière va calculer sa position moyenne durant toute la durée de son fonctionnement. Une période de travail plus longue permettra donc une meilleure précision sur la position des points. Cependant, il y aura quand même une certaine erreur due au trajet des ondes dans l'atmosphère. En Suisse, il existe un réseau de bases GPS fixes qui calculent en permanence leur position et permettent ainsi de quantifier l'erreur ionosphérique pour une période donnée. Ce réseau qui s'appelle AGNES, est un système de positionnement par satellites. Il réunit 30 stations sur l'ensemble du territoire Suisse (figure 3-1). Dans le cadre de ce travail, la station AGNES utilisée est celle de Martigny2 (AGNES, 2013).

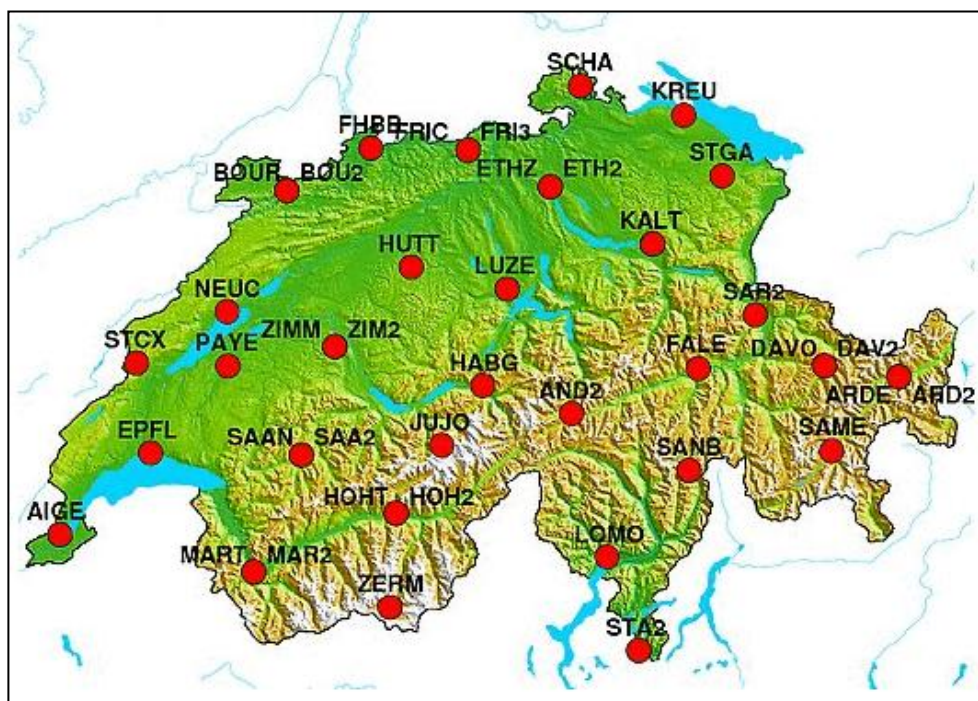


Figure 3-1: Position des bases GPS du réseau AGNES (AGNES, 2013).

Il est donc possible d'obtenir ces informations et ainsi de corriger la position de la base pour atteindre une précision centimétrique sur les points mesurés avec le rover. C'est particulièrement important dans le cas où les points mesurés sont utilisés pour de la photogrammétrie comme expliqué dans la section 3.2.

3.3. La photogrammétrie

La photogrammétrie est la méthode de télédétection utilisée la plus couramment pour détecter des changements d'épaisseurs et des déplacements au niveau de la surface des glaciers rocheux. Les progrès effectués dans le domaine du traitement d'images numériques ont permis d'atteindre une précision et une résolution spatiale excellente, inférieure à 1 m dans certains cas (Kääb et al., 2003, Kneisel et al., 2008).

Le terme de photogrammétrie a été défini par la Société Américaine de Photogrammétrie comme :

« [...] the art, science and technology of obtaining reliable information about physical object and the environment through processes of recording, measuring and interpreting photographic images [...] »⁹ (Wolf, 1983, p.1).

Son principe est le suivant : à partir de plusieurs images en 2D, un modèle numérique de terrain (MNT) en 3D est créé. Pour ce faire, le concept utilisé est inspiré de celui de la vue humaine. La perception des distances entre une personne et un objet n'est possible que par l'écartement de ses deux yeux. En effet, avec un seul capteur d'image, tous les points se trouvant sur la même droite partant du capteur sont représentés par le même point sur l'image (figure 3-2A). De plus, dans le cas où deux objets de tailles diverses se trouvent à des distances différentes proportionnellement à leur taille, ces deux objets seront représentés de la même façon sur l'image (figure 3-2B). Dans le cas où deux capteurs distincts sont utilisés, une seule intersection est possible entre les deux droites de visée. C'est ce qui permet de calculer la distance entre le point et le capteur (figure 3-2C).

⁹ « [...] l'art, la science et la technologie permettant l'obtention d'informations fiables sur un objet physique et son environnement grâce à des processus d'enregistrement, d'évaluation et d'interprétation d'images photographiques [...] »

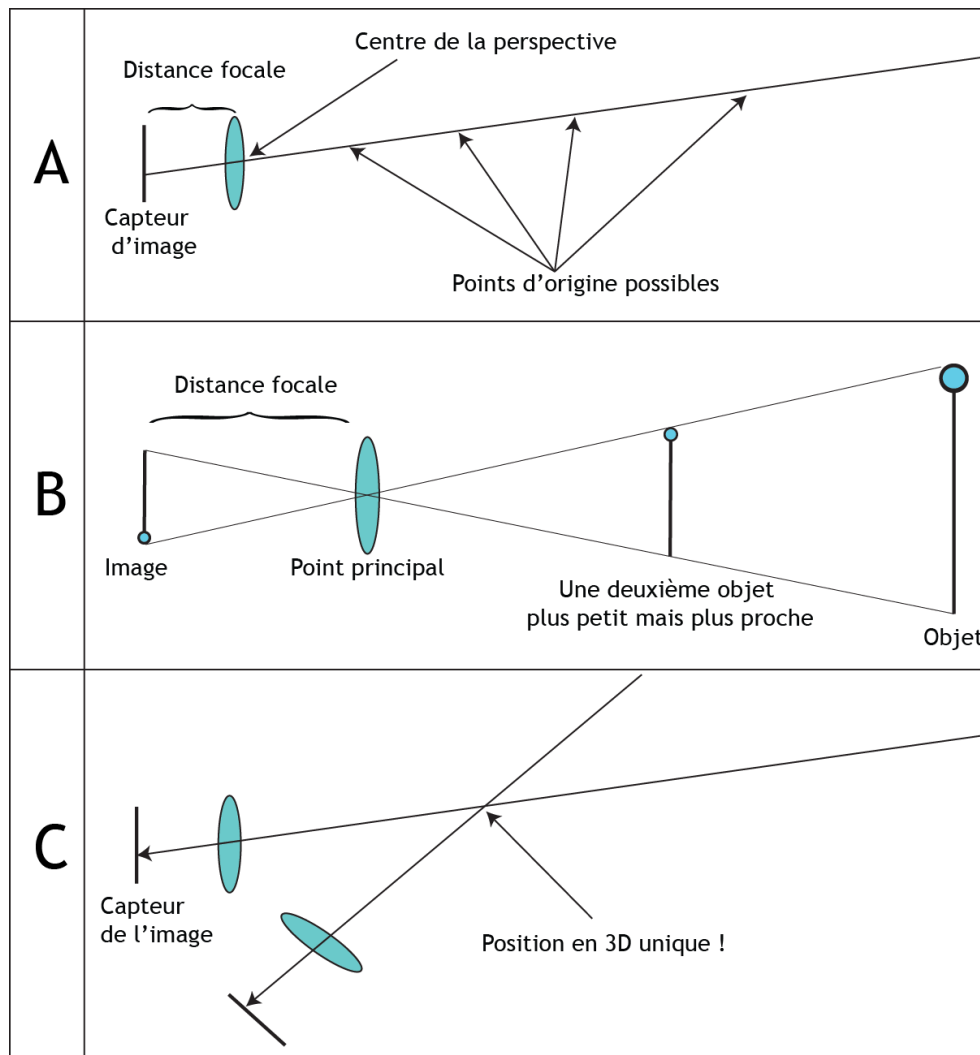


Figure 3-2: Schémas des principes de la photogrammétrie tirés de Adam Technology Blog (2013), modifiés.

Par conséquent, lors de l'utilisation de la photogrammétrie, il est nécessaire d'utiliser deux images de la zone d'étude prise depuis deux points de vue différents. La différence de position apparente d'un même objet en raison d'un déplacement de l'observateur s'appelle la parallaxe. Cette dernière permet de déterminer les différences de profondeur dans le champ de l'image et ainsi de créer des modèles 3D du terrain (Sturzenegger, 2010). Plus un objet est proche de l'observateur, plus son déplacement relatif mesuré entre les deux images sera grand comparé à un objet plus éloigné. Dans le cas de prises de vue aériennes, la parallaxe peut donc se calculer avec l'équation 3-1. A partir ce constat, il est possible de calculer la taille d'un objet ou la différence d'altitude entre deux points grâce à l'équation 3-2 (Mikhail et al., 2001).

$$p_a = \frac{B f}{H - h_a} \quad (3-1)$$

Où p_a = parallaxe du point A, h_a = altitude du point, H = altitude de vol (altitude de l'appareil), B = distance entre les deux prises de vue et f = distance focale.

$$\Delta h = \frac{(H-h)\Delta p}{p_a} \quad (3-2)$$

Où Δh = différence d'altitude entre 2 points, Δp = différence de parallaxe entre ces 2 mêmes points, $H - h$ = hauteur de vol par rapport au point le plus bas et p_a = parallaxe du point le plus haut.

De même, en connaissant les coordonnées de plusieurs points dans les deux images, il est possible de retrouver la position relative et l'orientation des prises de vue. Ce procédé, appelé recoupement, génère une première approximation des valeurs de tous les paramètres qui ne sont pas fixes. Par la suite, il s'agira d'affiner ces résultats pour obtenir une solution stable et précise (Lillesand et al., 2008, Mikhail et al., 2001)

Lors de l'utilisation de photographies aériennes, les images sont prises selon un procédé en bandes. L'avion vole selon une direction et prend à intervalle régulier un cliché, toujours selon la même orientation de telle sorte que chaque partie du territoire apparaisse au moins sur deux images. Cette partie commune à deux images s'appelle overlap.

Deux grandes étapes sont essentielles pour créer un MNT. L'orientation intérieure des images tout d'abord. Il s'agit de définir les paramètres de l'appareil photo utilisé, à savoir sa distance focale, la position du point de nadir¹⁰, la déformation radiale de la lentille, l'échelle de l'image, la taille des pixels, la résolution de l'image, etc. Ces données correspondent à la calibration de l'appareil et aux conditions de vol.

¹⁰ Le point de nadir est le point de l'image qui se trouve exactement à la verticale de l'appareil photographique.

La deuxième grande étape consiste à procéder à l'orientation extérieure des images en définissant l'orientation de l'appareil photo dans l'espace à l'aide de sa position (x,y,z) et de ses angles de rotation. Il est possible d'utiliser soit une orientation absolue, géoréférencée, soit une orientation relative qui utilise un système de coordonnées local et arbitraire. Dans le cadre de ce travail, c'est le premier cas de figure qui a été utilisé.

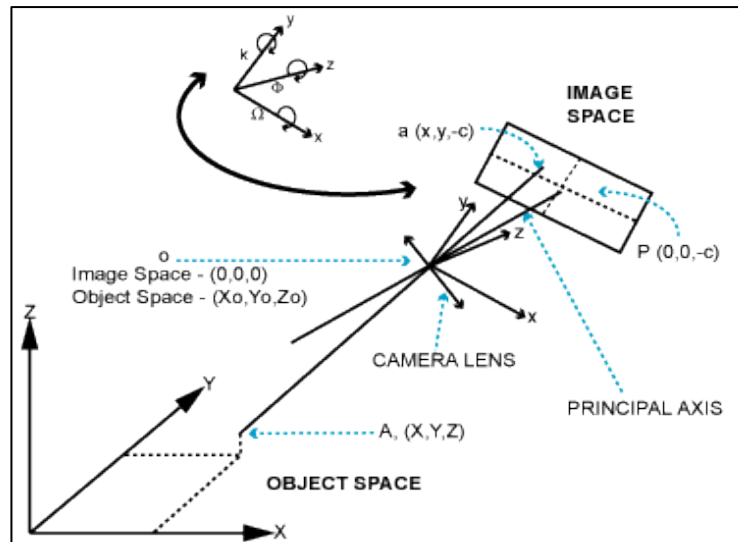


Figure 3-3: Relation entre les coordonnées d'un point dans l'espace 3D et celles de ce même point dans l'espace 2D. (Lane et al., 1993)

Plusieurs points visibles dans la zone de l'overlap, ont été mesurés sur le terrain à l'aide d'un dPGS. La relation entre l'espace de l'objet et l'espace de l'image est donnée par une projection en perspective (figure 3-3) décrite par les équations matricielle 3-3 et 3-4. Ces dernières permettent d'écrire le système d'équations de colinéarité 3-5 (Lane et al., 1993).

$$\begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix} = kM \begin{bmatrix} X - X_0 \\ Y - Y_0 \\ Z - Z_0 \end{bmatrix} \quad (3-3)$$

$$M = \begin{bmatrix} m_{1,1} & m_{1,2} & m_{1,3} \\ m_{2,1} & m_{2,2} & m_{2,3} \\ m_{3,1} & m_{3,2} & m_{3,3} \end{bmatrix} \quad (3-4)$$

Où M = la matrice de rotation, x,y,z = coordonnées du point A dans l'espace de l'image, X,Y,Z = coordonnées du point A dans l'espace de l'objet, X_0,Y_0,Z_0 = les coordonnées du centre de la lentille de l'appareil photographique dans l'espace de l'objet et k est un facteur d'échelle.

$$x = \frac{-c[m_{1,1}(X-X_0)+m_{1,2}(Y-Y_0)+m_{1,3}(Z-Z_0)]}{[m_{3,1}(X-X_0)+m_{3,2}(Y-Y_0)+m_{3,3}(Z-Z_0)]}$$

$$y = \frac{-c[m_{2,1}(X-X_0)+m_{2,2}(Y-Y_0)+m_{2,3}(Z-Z_0)]}{[m_{3,1}(X-X_0)+m_{3,2}(Y-Y_0)+m_{3,3}(Z-Z_0)]} \quad (3-5)$$

$$z = -c \quad (c = \text{distance de focus})$$

A partir des équations 3-5, il est possible de déduire l'ensemble des paramètres inconnus soit c , et $m_{1,1} - m_{3,3}$ avec un minimum de 5 points dans l'overlap des images. Cela permet ensuite de calculer pour chaque point de l'overlap les coordonnées X, Y, Z dans l'espace en 3D (Lane et al., 1993, Lillesand et al., 2008).

Lors de l'utilisation de la photogrammétrie dans un environnement de montagne, la position de l'appareil au moment de la prise de vue par rapport au terrain étudié joue un rôle important dans la qualité des résultats obtenus. En effet, sur de fortes pentes, la forme et la taille de la surface au sol couverte par chaque pixel de l'image varie beaucoup suivant l'angle de la prise de vue. La figure 3-4 montre ce phénomène. Si l'angle de la prise de vue est perpendiculaire à la pente, le pixel de l'image représentera une surface carrée au sol. Mais dans le cas où le faisceau est tangentiel à la pente, la surface couverte sera rectangulaire. Par extension, chaque changement dans la topographie aura une influence sur la forme de l'empreinte au sol de chaque pixel de l'image. Cela diminuera la précision du résultat, particulièrement lors de l'étude de zones montagneuses.

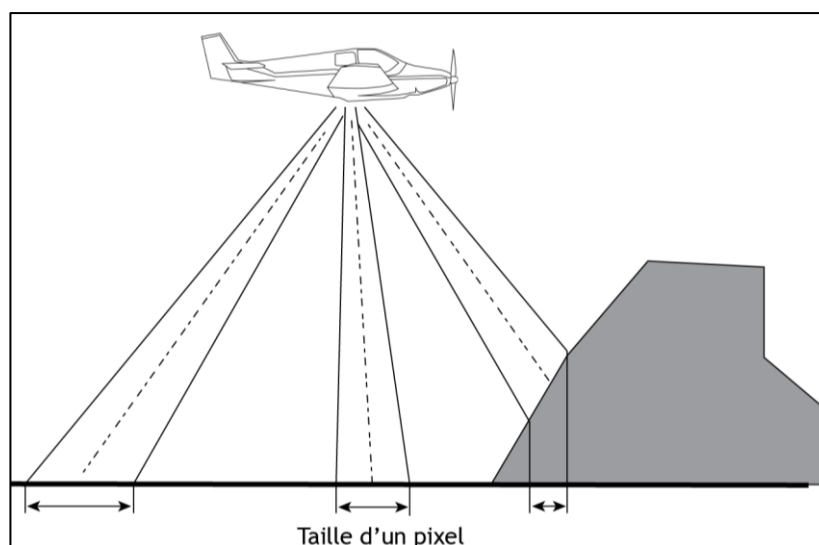


Figure 3-4 : Déformation de l'image due au relief. Image inspirée de celle prise sur le web à l'adresse : http://web.univ-pau.fr/~deletraz/dos_santos_3.pdf le 20.10.2013.

Procédure utilisée

Les images aériennes utilisées, fournies par Swisstopo, ont été prises selon le modèle en bande. Sur chacune de ces images, il est mentionné le numéro de l'appareil photo utilisé et la date de la prise de vue. Cela permet ensuite d'aller sur le site internet de Swisstopo pour télécharger les fiches descriptives contenant tous les paramètres de l'appareil photo nécessaires pour l'orientation intérieure des images.

Une cinquantaine de points GPS ont été mesurés sur l'ensemble des zones d'overlap. Afin d'optimiser la précision des MNT, une correction de l'erreur ionosphérique sur les mesures des points a été opérée. Cette étape est très importante car, comme le montre la figure 3-5, le décalage entre la position réelle du point de mesure et les coordonnées mesurées peut atteindre un mètre, malgré une précision indiquée par l'appareil au moment des mesures de moins de 5 cm. Cette erreur se répercutera sur l'ensemble des valeurs du MNT, principalement au niveau de l'altitude des points.

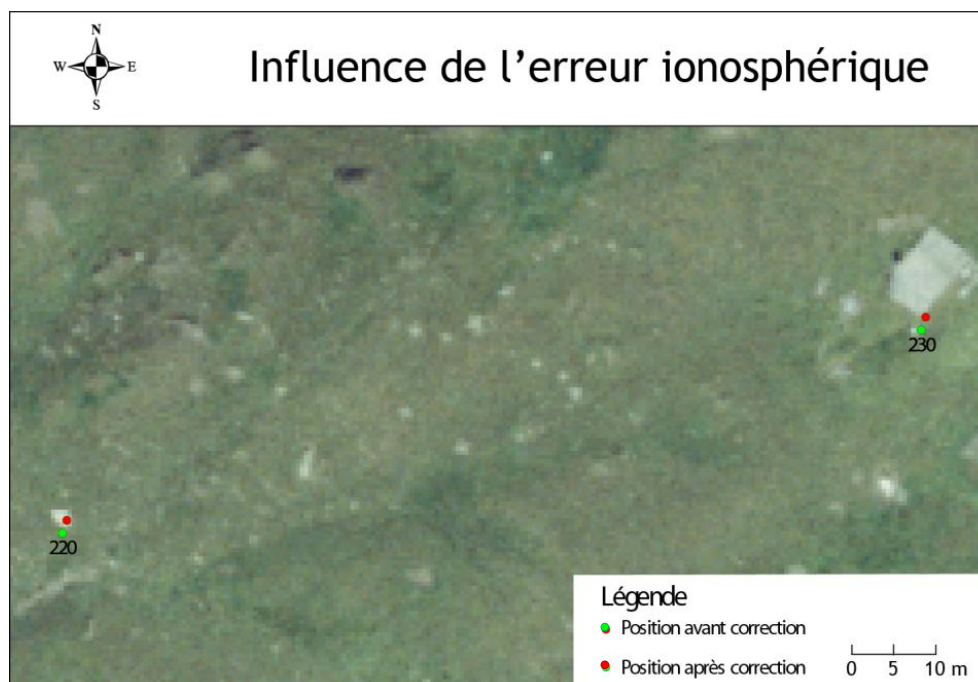


Figure 3-5 : Exemple de décalages sur la mesure des points de contrôle avec le dGPS dus à l'erreur ionosphérique. Le point 230 représente le coin d'un chalet et le point 220 un rocher. Orthophoto de 2005 fournie par Swisstopo®.

La photogrammétrie a ensuite été réalisée avec le module LPS du programme *Erdas Imagine*. L'orientation intérieure des images a été complétée grâce aux données de Swisstopo¹¹. Ces fiches de calibration comprennent notamment la distance de focus et la distorsion due à l'appareil. L'orientation extérieure consiste à charger dans le programme les coordonnées des points de contrôle mesurés sur le terrain et d'attribuer à chacun de ces points sa position sur les deux images, le plus précisément possible (figure 3-6). Il est également possible de générer automatiquement des points, appelés tie points, dont les coordonnées dans l'espace 3D ne sont pas connues mais qui sont présents sur les deux images. Cela permet d'augmenter la précision du modèle et d'affiner la calibration. Ensuite, par triangulation, il est possible de quantifier l'erreur moyenne quadratique (en anglais : root-mean-square error (RMSE)). Une fois satisfait de la calibration et de la précision obtenue, il est possible de générer un ou plusieurs MNT à diverses résolutions. Il est aussi possible d'orthorectifier les images aériennes afin d'obtenir une orthophoto.

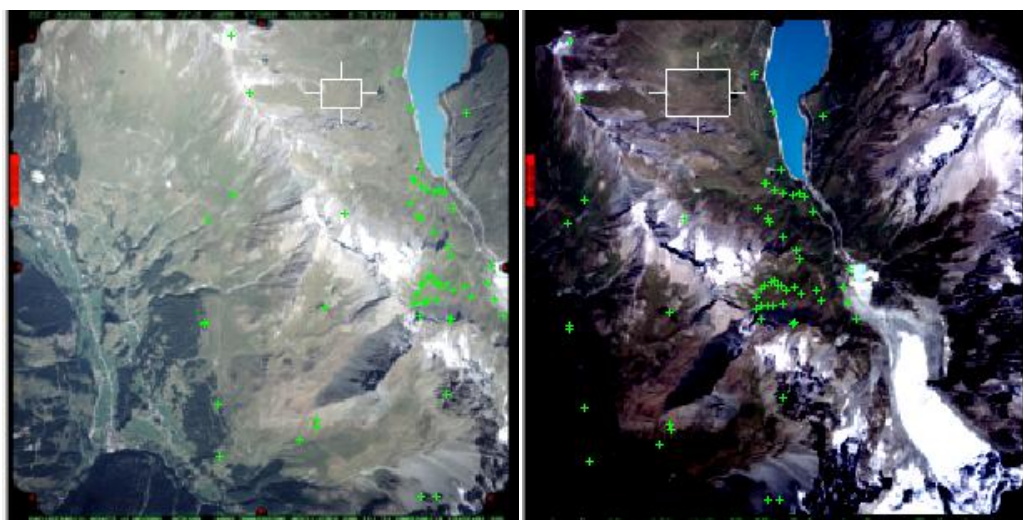


Figure 3-6: Exemple de points de contrôle de tie points insérés pour les images aériennes de 2005. Tous les points présents sur la figure n'ont pas été utilisés pour la triangulation. Programme utilisé : Erdas Imagine - LPS.

¹¹ Les certificats d'étalonnage des chambres de prise de vues sont disponibles sur le site Web de Swisstopo à l'adresse : <http://www.swisstopo.admin.ch/internet/swisstopo/fr/home/products/images/aerial/orientation/calibration.html>. Ils ont été consultés le 12 décembre 2013.

Afin de calculer la résolution optimale du MNT qui sera généré, il est nécessaire de connaître l'échelle des images initiales et la taille d'un pixel des images. Ainsi il est possible de calculer la meilleure précision possible du MNT (p) et la meilleure résolution (r) à utiliser grâce aux deux équations ci-dessous.

$$p = \frac{d_e}{c/H} \quad (3-6)$$

$$r = 5p \quad (3-7)$$

Où p est la meilleure précision possible d'un MNT généré avec l'image, r est la meilleure résolution à utiliser pour le MNT généré avec l'image, d_e la taille d'un pixel sur l'image, et c/H l'échelle de l'image.

La valeur des changements horizontaux minimaux significatifs entre deux MNT pour une certitude de 67% est définie par l'équation : $\pm\sqrt{p_1^2 + p_2^2}$ (Lane et al., 1993).

Sur le même principe, il est possible de définir les changements d'altitude minimaux significatifs entre deux MNT. Pour ce faire, il est nécessaire de comparer l'altitude de points dont on connaît précisément les coordonnées avec les valeurs d'altitude de ces points sur les MNT. Pour une certitude à 67%, cette valeur vaut $\pm\sqrt{Sd_1^2 + Sd_2^2}$ où $Sd_{1,2}$ = l'écart-type de l'erreur entre l'altitude des points connus et celle du MNT 1 respectivement 2.

3.4. L'analyse des images de la webcam

Le traitement des images prises par une webcam fixe de surveillance d'un glacier rocheux est un procédé relativement nouveau. La plupart des clichés des webcams mises en place au niveau des glaciers rocheux sont utilisés pour de la surveillance de risque et des analyses qualitatives.

Dans le cadre de ce travail, le but étant de quantifier les déplacements des glaciers rocheux de Tsaté-Moiry, plusieurs méthodes ont été testées. Le problème principal rencontré était la variation de l'échelle sur la surface de l'image et donc par extension, la quantification des déplacements réels des blocs.

Finalement, la méthode retenue consiste à superposer les images prises par la webcam et à quantifier le déplacement de certains blocs bien visibles à la surface des glaciers rocheux. Pour ce faire, la position de ces éléments mobiles a été relevée sur chacune des photographies. Il est ainsi possible de quantifier leurs déplacements dans l'image.

Par la suite, il est nécessaire de pallier aux différences d'échelles entre les différentes zones de l'image et de mettre en relation les déplacements mesurés dans l'image avec ceux dans la réalité. Pour ce faire, une série de blocs bien visibles et répartis sur la longueur du glacier rocheux 1 ont été mesurés au dGPS. Une photographie prise au moment des mesures a permis de créer une série de segments dits de référence qui parcourent le glacier rocheux sur sa longueur.

Cette photographie a été superposée aux images de la webcam et cela a permis de définir l'échelle entre les images et la réalité pour chaque segment. Par la suite, chaque point de l'échantillonnage a été projeté perpendiculairement sur le segment de référence et ainsi les déplacements des blocs sont quantifiables le long des segments (figure 3-7).

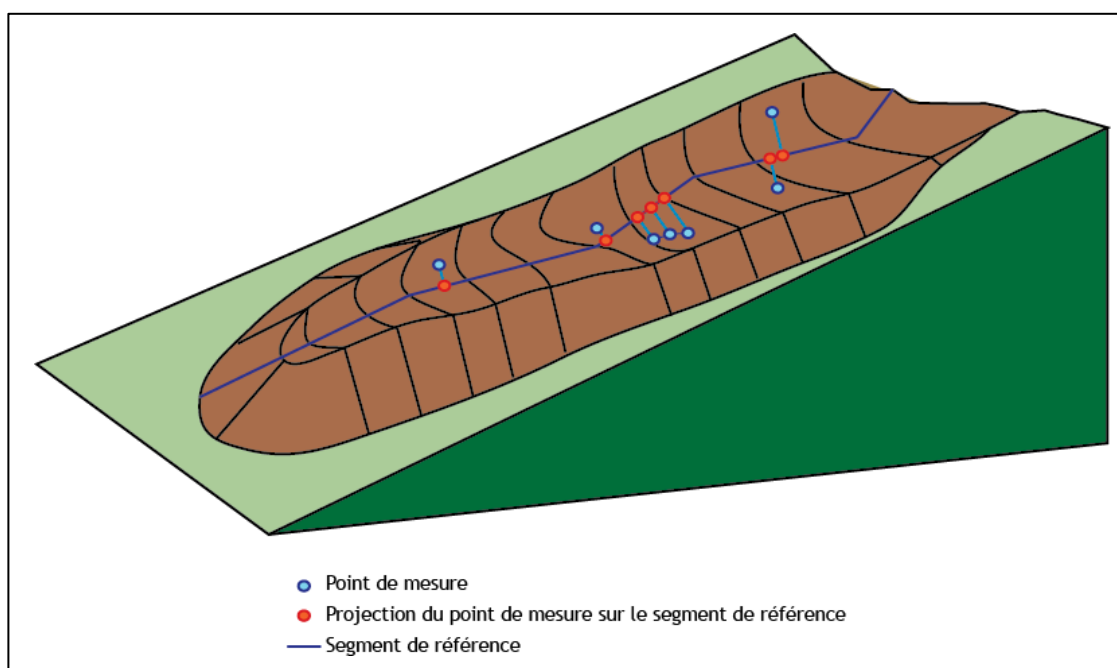


Figure 3-7: Schéma du procédé utilisé pour quantifier les déplacements sur le glacier rocheux à partir des images de la webcam.

Une série d'équations très simples a été nécessaire pour calculer la position de chaque point de l'échantillonnage projetée sur les segments de référence. La première (3-8) donne l'équation du segment de référence. En fonction des coordonnées des points $R1(x_{r1}, y_{r1})$ et $R2(x_{r2}, y_{r2})$ situés aux deux extrémités du segment, les équations 3-9 permettent de connaître a_{seg} et b_{seg} . Il est ensuite possible d'obtenir l'équation de la droite perpendiculaire au segment passant par le point de l'échantillonnage $E(x_e, y_e)$ (3-10). Finalement, le point d'intersection entre le segment et la droite perpendiculaire $P(x_p, y_p)$ correspond à la projection du point E sur le segment de référence (3-11).

$$y = a_{seg} * x + b_{seg} \quad (3-8)$$

$$a_{seg} = \frac{y_{r1} - y_{r2}}{x_{r1} - x_{r2}} \quad \text{et} \quad b_{seg} = y_{r1} - a_{seg} * x_{r1} \quad (3-9)$$

$$y = a_e * x + b_e \quad \text{où} \quad a_e = -\frac{1}{a_{seg}} \quad \text{et} \quad b_e = y_e - a_e * x_e \quad (3-10)$$

$$\begin{cases} a_{seg} * x_p + b_{seg} = a_e * x_p + b_e \\ y_p = a_{seg} * x_p + b_{seg} \end{cases} \quad (3-11)$$

De plus, la distance entre 2 points $A(x_a, y_a)$ et $B(x_b, y_b)$ dans le plan est calculée selon Pythagore comme étant $D_i = \sqrt{(x_b - x_a)^2 + (y_b - y_a)^2}$ et la distance dans l'espace entre deux points $A'(x_a', y_a', z_a')$ et $B'(x_b', y_b', z_b')$ vaut $D_r = \sqrt{(x_b' - x_a')^2 + (y_b' - y_a')^2 + (z_b' - z_a')^2}$.

Il est donc possible de calculer l'échelle sur chaque segment avec les coordonnées des points de références dans l'image et dans l'espace réel comme étant le rapport D_i/D_r . Ainsi la valeur du déplacement entre deux prises de vue successives de chaque bloc de l'échantillonnage sur le segment de référence correspond à la valeur de l'échelle multipliée par le déplacement du bloc entre les deux prises de vue.

Chapitre 4: Analyses et résultats

4.1. Evolution passée du site de 1965 à 2005

4.1.1. Procédure

Afin de comprendre l'histoire du site de Tsaté-Moiry et de mieux appréhender la déstabilisation du glacier rocheux 1, une analyse photogrammétrique d'images aériennes a été effectuée. Deux images fournies par Swisstopo de chacune des 4 années retenues (1965, 1988, 1999 et 2005) ont été utilisées. Les années ont été choisies en fonction de la disponibilité des images, de leur orientation et des conditions de couverture neigeuse au niveau du sol. En effet, la présence de neige ne permet pas d'obtenir un MNT pertinent.

Trois campagnes de mesure de points dGPS ont été nécessaires pour permettre la création de MNT précis. La zone couverte par les différentes images variait passablement d'une année à l'autre et il a donc fallu effectuer des mesures à la fois dans le Val de Moiry mais également du côté de La Sage, dans le Val d'Hérens. Pour chaque série de points, l'erreur ionosphérique a été corrigée à partir des données Rinex de la station Martigny2 du réseau AGNES (figure 3-1). Au total, 70 points de contrôle ont été mesurés.

4.1.2. Résultats

La figure 4-1 présente la position des points de calibration ainsi que les tie points pour chaque image. Les points orange et rouges sont ceux qui ont été retenus pour générer les MNT. Tous les points de contrôle sont référencés dans le tableau de l'annexe 2. Les valeurs RMSE obtenues à l'issue de chaque orientation extérieure figurent dans l'annexe 3. Le tableau 4-1 présente les résultats des calculs de précision de chaque MNT, des déplacements horizontaux minimaux significatifs et de l'erreur verticale pour chaque modèle généré. La valeur de 14 μm pour la résolution du scan des images est fournie par Swisstopo¹² tout comme les valeurs des échelles des images¹³.

¹² *Photographies aériennes numériques, Swisstopo*. Site web consulté le 27 août 2013 à l'adresse : <http://www.swisstopo.admin.ch/internet/swisstopo/fr/home/products/images/aerial/digital.html>.

¹³ *Visualiseur de données du LUBIS*. Site web consulté le 27 août 2013 à l'adresse : <http://map.lubis.admin.ch>.

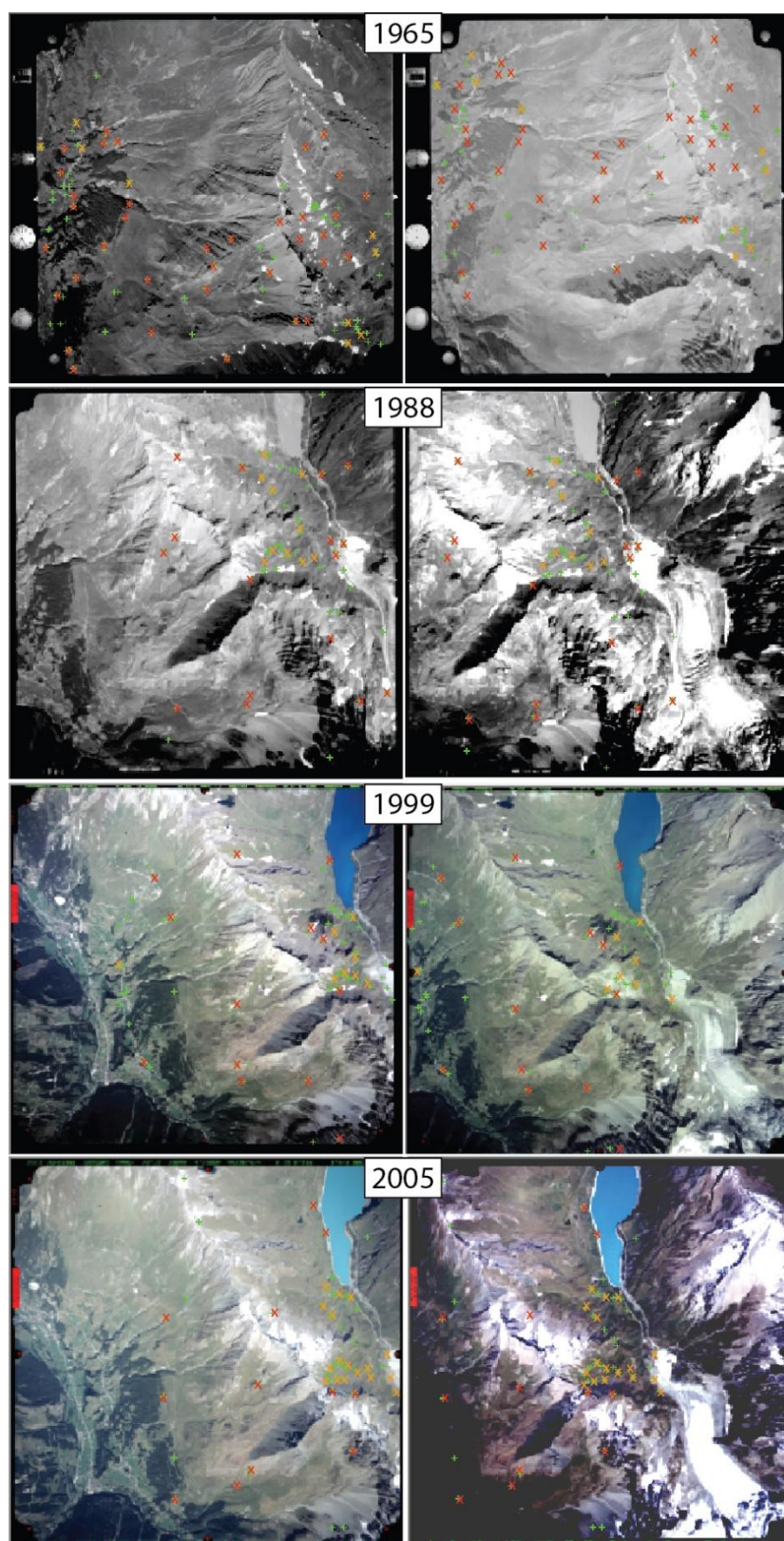


Figure 4-1 : Images utilisées pour la photogrammétrie avec les points de contrôle et les tie points saisis (en vert). En orange : les points de contrôle effectivement utilisés pour la génération des MNT et en rouge les tie points retenus. Une croix peut représenter plusieurs points. Images fournies par Swisstopo©.

année	échelle des images	taille d'un pixel sur l'image [μm]	meilleure précision possible [m]	meilleure résolution du MNT [m]	changement horizontal minimal détecté pour une certitude de 67% [m]	erreur moyenne sur Z [m]	écart-type de l'erreur sur Z [m]
	c/H	d_e	p	r	cd	\bar{z}	σ_z
1965	1:19500	14	0.273	1.365	0.386	-0.402	0.572
1988	1:18300		0.256	1.281	0.362	-0.404	0.619
1999	1:27000		0.378	1.890	0.535	-0.240	0.473
2005	1:25500		0.357	1.785	0.505	-0.160	0.684

Tableau 4-1 : Précision, résolution et erreurs des MNT générés.

Afin de pouvoir comparer les différents MNT, une même résolution de 2 m a été définie, en fonction des résultats du tableau 4-1. De plus, les valeurs minimales significatives des déplacements horizontaux et verticaux mesurés sur les MNT pour un seuil de certitude de 67% ont été définies grâce aux équations (3-6 et 3-7).

Les erreurs moyennes et les écarts-types sur les valeurs d'altitude ont été calculés en fonction des valeurs des points de contrôle mesurés pas dGPS. Pour l'année 1999, 4 points n'ont pas été retenus pour quantifier l'erreur car ils se trouvaient au niveau d'un nuage sur une des deux images aériennes utilisées. En 1965, deux points se trouvaient dans la neige et présentaient ainsi une erreur très importante. Enfin, seuls les points de contrôle mesurés qui sont présents sur la surface des MNT générés ont été considérés.

Les erreurs sur la quantification des changements verticaux dans la morphologie des glaciers rocheux entre les différentes années étudiées sont comprises entre 74 et 93 cm (tableau 4-2). A une échelle de temps de plusieurs années, cette précision est très bonne et pertinente pour exprimer des modifications significatives des glaciers rocheux de Tsaté-Moiry.

Années	Erreur sur les changements verticaux [m]
2005-1999	0.832
1999-1988	0.779
1988-1965	0.843
2005-1988	0.923
2005-1965	0.892
1999-1965	0.742

Tableau 4-2 : Erreurs sur les changements verticaux entre les différentes années de mesure.

Les MNT générés pour les années 1988, 1999 et 2005 sont d'une qualité tout à fait suffisante au niveau des glaciers rocheux de Tsaté-Moiry. Par contre, les résultats de la photogrammétrie pour 1965 ne sont pas satisfaisants. Le MNT généré n'est pas bon au niveau de la zone d'étude (figure 4-2). En effet, le point de nadir des photographies de 1965 se trouve dans le Val d'Hérens et de ce fait, l'orientation des images ne permet pas au programme de trouver des points communs aux deux images dans la zone d'intérêt. L'angle de la prise de vue est trop tangentiel au terrain du site d'étude. En conséquence, la surface au sol représentée par chaque pixel de l'image est trop grande (chapitre 3.2). La partie droite de la figure 4-2 montre la position de l'ensemble des points trouvés par le programme *ERDAS* pour effectuer la construction du MNT. Il apparaît clairement que le nombre de points correctement corrélés sur la zone des glaciers rocheux de Tsaté-Moiry est insuffisant. C'est ce qui explique la présence de zones triangulaires sur le MNT (partie gauche, figure 4-2). Plusieurs essais ont été effectués en variant les valeurs de corrélation nécessaires pour accepter un point ainsi que le nombre de pixels considérés pour trouver ces dits points, mais cela n'a pas donné de résultats concluants. Cependant, il a tout de même été possible d'orthorectifier les images. Ainsi, pour 1965, l'analyse des résultats se base uniquement sur les deux orthoimages générées.

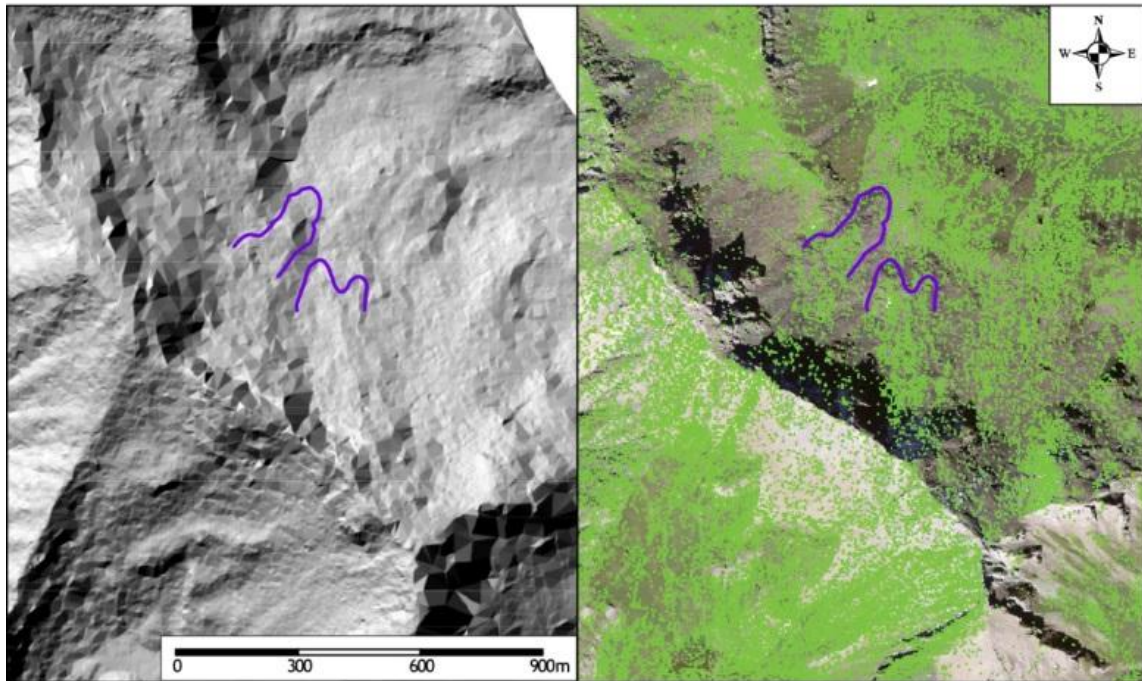


Figure 4-2: Extrait du MNT issu de la photogrammétrie de 1965 et répartition des points utilisés pour générer le MNT à partir des deux photographies aériennes de 1965 fournies par Swisstopo©.

4.1.3. Analyses

Le glacier rocheux 1

Les orthophotos résultant de la photogrammétrie permettent de détecter les premiers signes de la déstabilisation du glacier rocheux 1. Une analyse poussée des MNT générés permet de décrire en détail le comportement de ce glacier rocheux.

Période 1965 à 1988

En 1965, les images à disposition montrent que le glacier rocheux 1 a une morphologie relativement lisse et uniforme. Deux petites crêtes longitudinales se trouvent dans la partie centrale de la forme. Aucun signe de déstabilisation n'est visible sur les images.

Entre 1965 et 1988, une niche d'arrachement fait son apparition (flèche rouge, figure 4-3, 1988) ainsi que quelques bourrelets en aval (ellipse, figure 4-3, 1988). Cette niche indique l'initiation d'un glissement dans la partie amont du glacier rocheux. Durant ce laps de temps, la base du front progresse que très peu (~3 m), ce qui correspond à une vitesse moyenne de 10 - 15 cm/an.

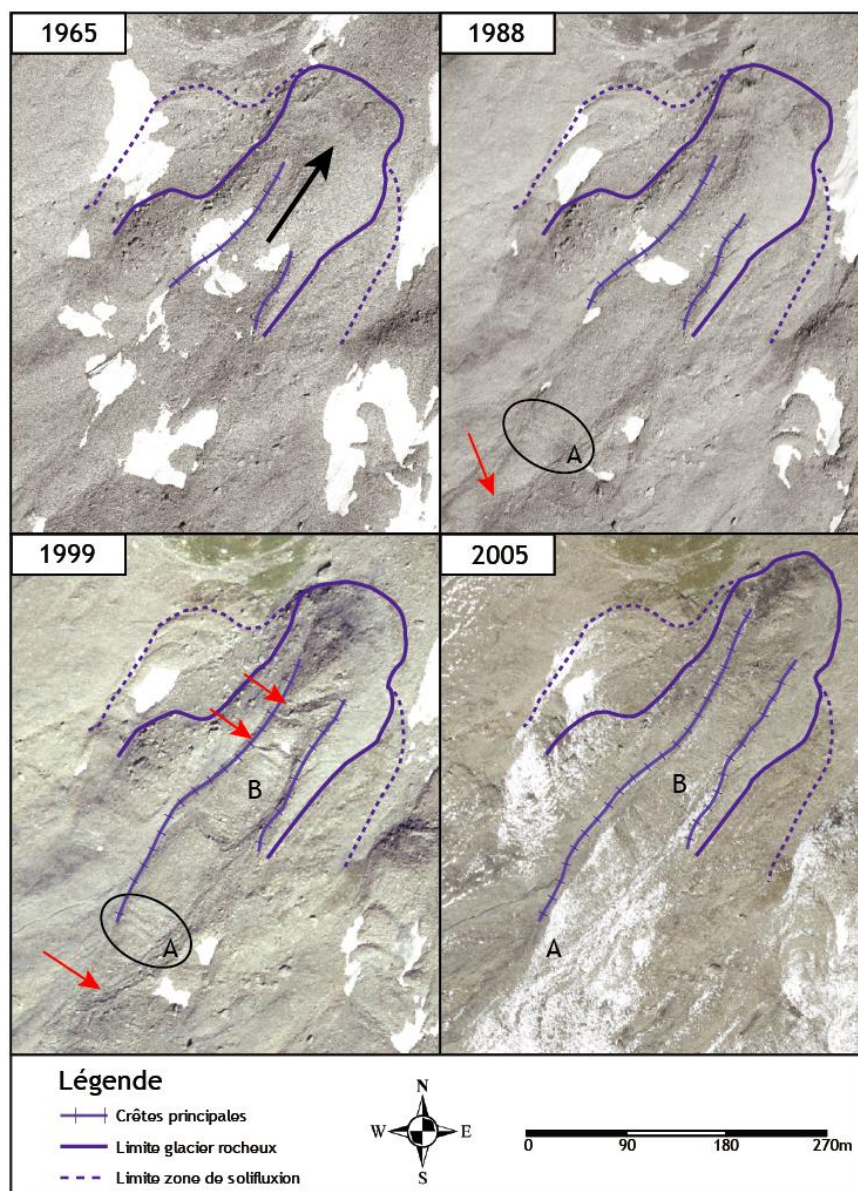


Figure 4-3: Limite du glacier rocheux 1 pour les années 1965, 1988, 1999 et 2005 sur les orthophotos issues de la photogrammétrie. La flèche noire montre le sens d'écoulement. Les autres flèches et lettres sont décrites dans le texte. Source des images : Swisstopo©.

Période 1988 à 1999

La déstabilisation du glacier rocheux s'est principalement développée entre 1988 et 1999. En 11 ans, la limite du front de ce glacier rocheux a progressé de 12.7 ± 0.54 m ce qui fait une moyenne de 1.15 m/an, soit près de dix fois plus qu'entre 1965 et 1988 (figure 4-4). En 1999, le sommet du front se trouve 14 ± 0.54 m au-dessus de sa base. La pente au front est très importante (figure 4-5). Un bourrelet, bien visible sur la figure 4-5 (au-dessus de la barre grise) se trouve juste en aval du front. L'explication de la présence de cette petite forme peut être

diverse. Une des hypothèses possibles consiste à considérer ce bourrelet comme la trace d'un glissement rotationnel au niveau du glacier rocheux. En effet, comme décrit dans la section 1.2.4, les glissements rotationnels présentent au niveau de leur front un lobe d'accumulation. La forme de ce bourrelet frontal combiné à la présence d'une légère dépression entre la limite du glacier rocheux et ce bourrelet laissent penser que ce dernier résulterait non seulement de la compression exercée par le fluage des sédiments, mais également du glissement.

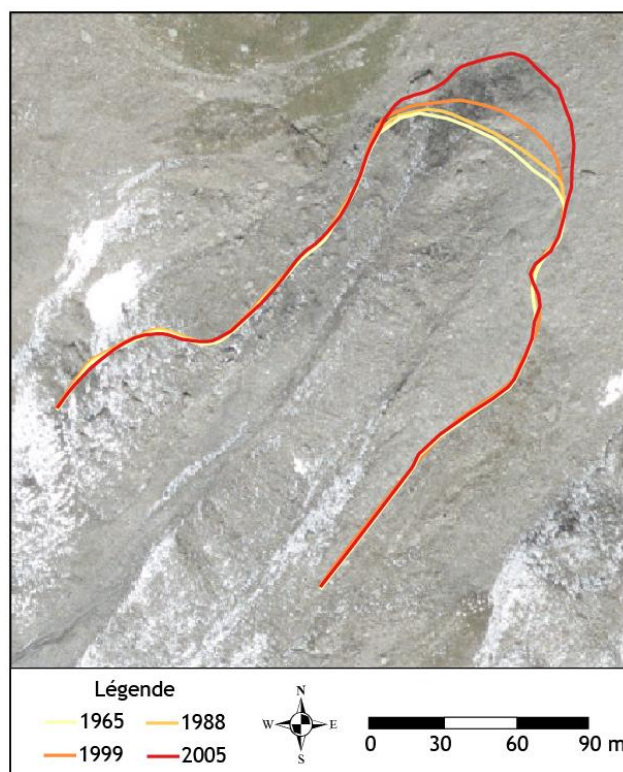


Figure 4-4 : Limites du glacier rocheux 1 entre 1965 et 2005. L'image de fond a été orthorectifiée par photogrammétrie et date de 1999. Source : Swisstopo ©.

Entre 1988 et 1999, la morphologie à la surface du glacier rocheux a également beaucoup changé. Les crêtes latérales se sont développées sur toute la longueur du glacier rocheux, délimitant ainsi une zone concave au niveau du centre de la langue. Six grandes niches d'arrachement ont fait leur apparition sur la partie centrale de la langue (figure 4-3, zone B). Les plus importantes sont indiquées sur la figure 4-3 avec des flèches rouges et atteignent plusieurs mètres de hauteur (éclipse grise, figure 4-5). Par conséquent, en 1999, le glacier rocheux 1 montre tous les signes de la présence de glissements en plus de la composante de fluage.

D'un point de vue des changements de volume sur le glacier rocheux 1 durant cette période, la figure 4-6 montre que le glacier rocheux qui fait 8 ± 0.78 m d'épaisseur dans la partie frontale a progressé vers l'aval. De plus, une forte diminution de hauteur est visible au niveau des principales niches d'arrachement (figure 4-6, flèches). La zone A (figure 4-6) qui se trouve au pied d'une grande niche d'arrachement montre une perte de hauteur importante (jusqu'à 5.2 m) sur une surface de près de 200 m^2 .

Des profils transversaux réalisés dans la zone A montrent bien le changement de morphologie à cet endroit (figure 4-7). Une importante crête culminait à 2859.48 ± 0.78 m en 1988. Le sommet de cette crête s'est décalé le long du profil vers le sud-est d'environ 6 m et s'est abaissé de quelque 4.6 ± 0.78 m. La partie basse de ce profil s'est quant à elle élargie, abaissée et décalée vers l'ouest. Cette perte de volume sédimentaire dans la partie amont du glacier rocheux est telle qu'elle représente un indice important d'une rupture entre la zone d'approvisionnement et la forme périglaciaire qui avance.

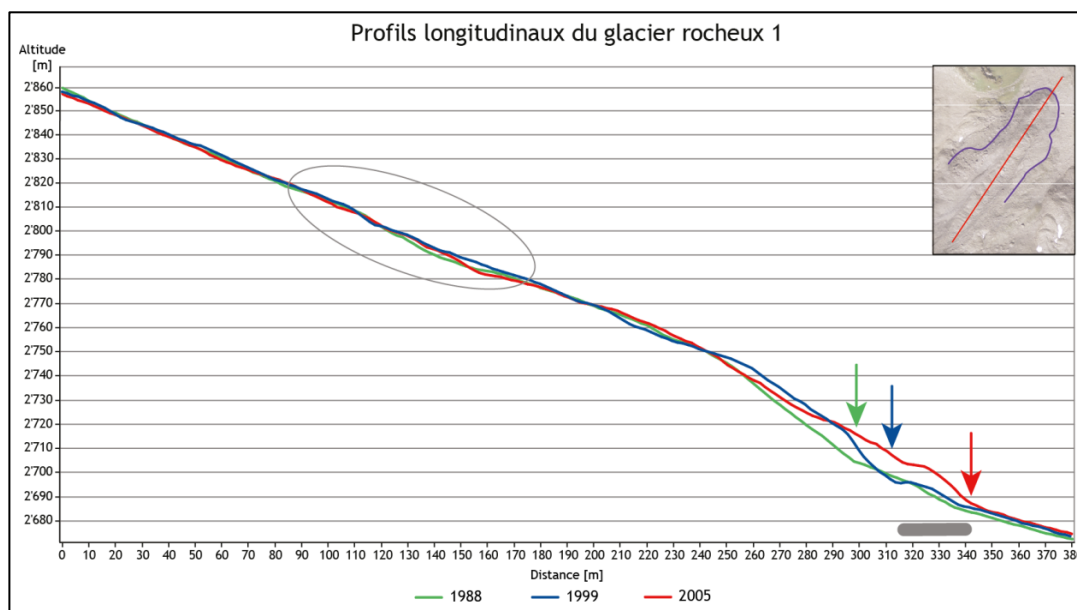


Figure 4-5: Profils longitudinaux du glacier rocheux 1. Les flèches indiquent la position de la base du front pour chaque année considérée.

Le volume correspondant aux diminutions importantes de hauteur constatées sur le glacier rocheux 1 est supérieur à celui des zones qui ont enregistré une augmentation d'altitude. Plusieurs explications sont possibles. Il peut s'agir d'un problème d'ordre technique lors de la création des MNT ou d'un tassement et d'une

réorganisation dans l'emboîtement des sédiments. Cette différence peut aussi provenir de la fonte de glace à l'intérieur de la forme. Dans tous les cas, l'alimentation du glacier rocheux en sédiments depuis la paroi rocheuse par le biais de l'éboulis ne semble pas être suffisante pour compenser le volume de sédiments mis en mouvement par le glacier rocheux.

Période 1999 à 2005

Si, par le biais des différentes figures, beaucoup de changements dans la morphologie des secteurs centraux et amont du glacier rocheux ont pu être constatés entre 1988 et 1999, durant la période d'étude suivante (1999 - 2005) c'est dans la partie frontale que les changements ont été les plus importants. En effet, entre 1999 et 2005, la base du front a énormément avancé avec 21.6 ± 0.54 m, ce qui correspond à une vitesse moyenne d'environ 3.5 m par an (figure 4-4).

Au niveau de la flèche bleue sur la figure 4-5 qui indique la limite frontale du glacier rocheux en 1999, une augmentation de hauteur des sédiments de 12.1 ± 0.54 m est observée. Cela correspond à un déplacement de plus de 2'300 m³ de matériaux par année, uniquement au niveau du front du glacier rocheux 1 (figure 4-6).

En 2005, la partie amont du glacier rocheux (zone A, figure 4-3, 2005) est toujours concave. Elle s'est élargie pour atteindre 30 m de large. Les crêtes marquant le bord de la cuvette se trouvent à quelque 1.7 ± 0.54 m au-dessus de la partie centrale. La diminution d'altitude dans cette zone avoisine les 2 ± 0.83 m (figure 4-7).

De plus, les niches d'arrachement sont toujours bien visibles et davantage marquées (zone B, figure 4-3). Les plus importantes atteignent 3 ± 0.5 m par endroit (ellipse, figure 4-5). En ce qui concerne les différences de hauteur observées entre 1999 et 2005, une diminution d'altitude est visible au niveau des niches d'arrachement et de la zone centrale (zone B, figure 4-6). Ainsi, les niches d'arrachement se sont accentuées mais dans une bien moindre mesure que lors de la période précédente.

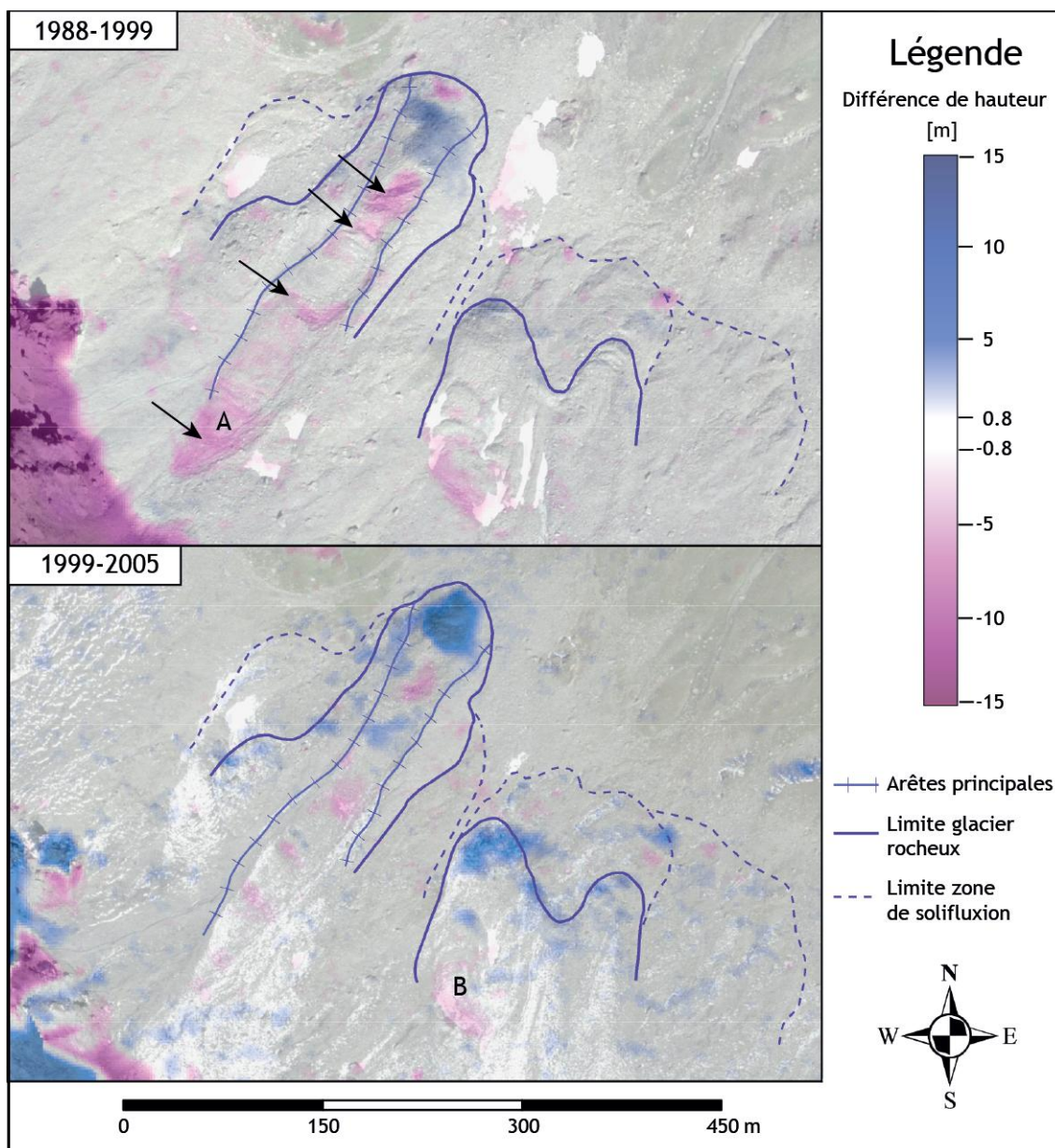


Figure 4-6: Différence de hauteur sur les glaciers rocheux à partir des MNT pour les périodes 1988-1999 et 1999-2005. Source des images : Swisstopo©.

Pour ce qui est du front, l'augmentation de volume est importante. Une trace de l'ancien bourrelet qui était présent en 1999 est toujours visible et fait à présent entièrement partie du glacier rocheux comme le montre la figure 4-5, au niveau de la barre horizontale grise. Le front est particulièrement pentu ($>45^\circ$), ce qui démontre une grande activité de la forme (figure 4-5).

Il est également intéressant de relever qu'au vu des valeurs des différences de hauteur entre 1999 et 2005, les volumes perdus en amont sont équivalents à ceux gagnés dans la partie aval. La majorité des sédiments mis en mouvement sont ceux qui étaient déjà présents dans les limites du glacier rocheux en 1999 (figure 4-6).

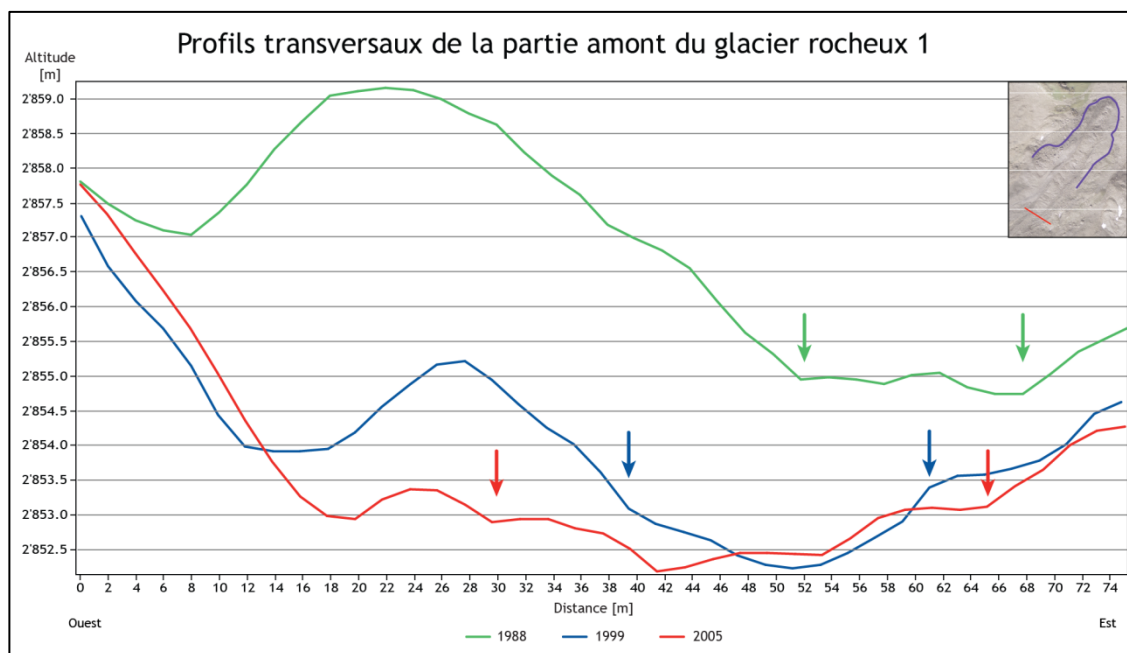


Figure 4-7: Profils transversaux en amont du glacier rocheux 1. Les flèches indiquent les limites de la zone creuse pour chaque année considérée.

Le glacier rocheux 2

Tout comme pour la première forme, les résultats de la photogrammétrie permettent de décrire en détail les changements de morphologie et les déplacements du glacier rocheux 2 entre 1965 et 2005. La comparaison des différentes orthoimages à disposition ne montre pas beaucoup de modifications au niveau du front de la forme durant cette période (figure 4-8). C'est principalement dans la zone amont que les différences sont perceptibles.

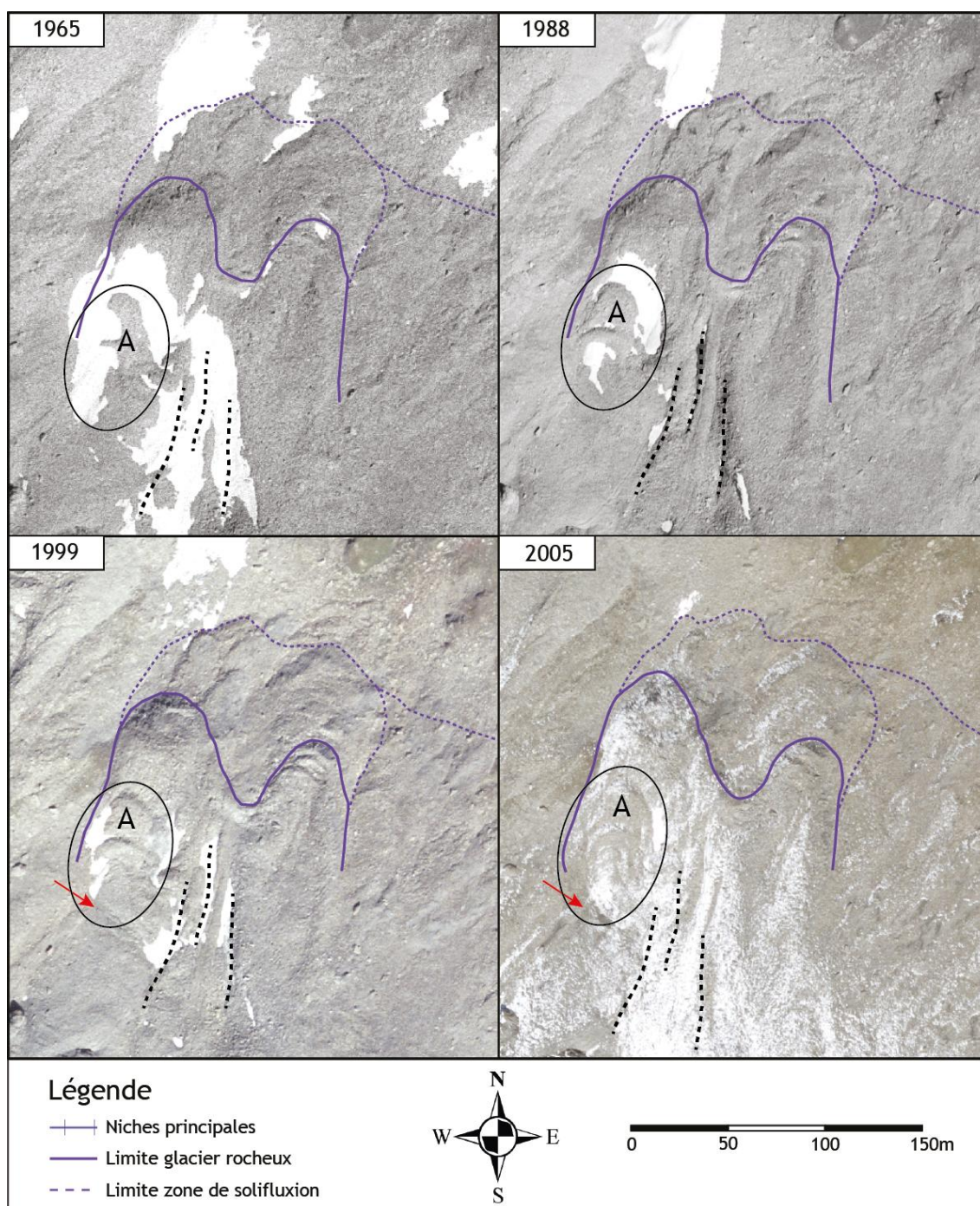


Figure 4-8: Limite du glacier rocheux 2 pour les années 1965, 1988, 1999 et 2005 sur les orthophotos issues de la photogrammétrie. Les flèches rouges et les lettres sont décrites dans le texte. Source des images : Swisstopo©.

Période 1965 à 1988

Déjà en 1965, deux petits lobes sont présents sur le haut de la langue ouest du glacier rocheux (zone A, figure 4-8). Ils sont issus d'un processus de solifluxion à la surface du glacier rocheux comme l'a démontré Scapozza (2012). De plus, une

séparation entre les deux langues principales apparaît, malgré la neige, à droite de la zone A sur la figure 4-8 (traitillés noirs), avec trois sillons et crêtes longitudinales qui témoignent probablement de différences de vitesse entre la partie est du glacier rocheux 2 et sa partie ouest. Cette séparation entre les deux lobes se retrouve sur les images des trois autres années étudiées et est particulièrement visible en 1988.

Période 1988 à 1999

C'est durant la période 1988 à 1999 que le front ouest du glacier rocheux 2 a le plus avancé avec une distance de 13.8 ± 0.54 m, ce qui représente une vitesse moyenne de 1.25 m/an (figure 4-9). Au niveau de la base du front de 1988 (flèche verte figure 4-9), une augmentation de 4.3 ± 0.78 m de la hauteur des sédiments est visible. De même, les petits lobes qui chevauchent cette langue ont progressé vers le bas de la pente de quelque 11 m en 11 ans. Le lobe ouest du glacier rocheux 2 semble présenter les mêmes vitesses à l'amont et à l'aval de la forme entre 1988 et 1999. Cependant, la présence de neige au pied de la structure en gradins en 1988 ne permet pas de délimiter avec certitude leur limite aval. Sur la figure 4-9, la neige se trouve dans la zone allant de 51 m et 76 m de distance depuis le haut du profil (traitillé).

Au sommet de ces lobes secondaires, une grande niche d'arrachement est apparue (figure 4-8, flèche rouge, 1999). Elle est le signe d'un début de glissement du lobe ouest du glacier rocheux 2 et marque peut-être les prémises d'une déstabilisation de la forme. Au pied de cette niche d'arrachement, une baisse de hauteur des sédiments a été constaté (zone B, figure 4-6).

Entre 1988 et 1999, la langue est n'a avancé que de 6.5 ± 0.54 m en 11 ans soit moins de 1 m par année (figure 4-10) et n'a pratiquement pas subi de variation verticale de sa surface (figure 4-6). Il s'agit d'une vitesse moyenne tout à fait normale pour un glacier rocheux (Barsch, 1996, Haeberli, 1985).

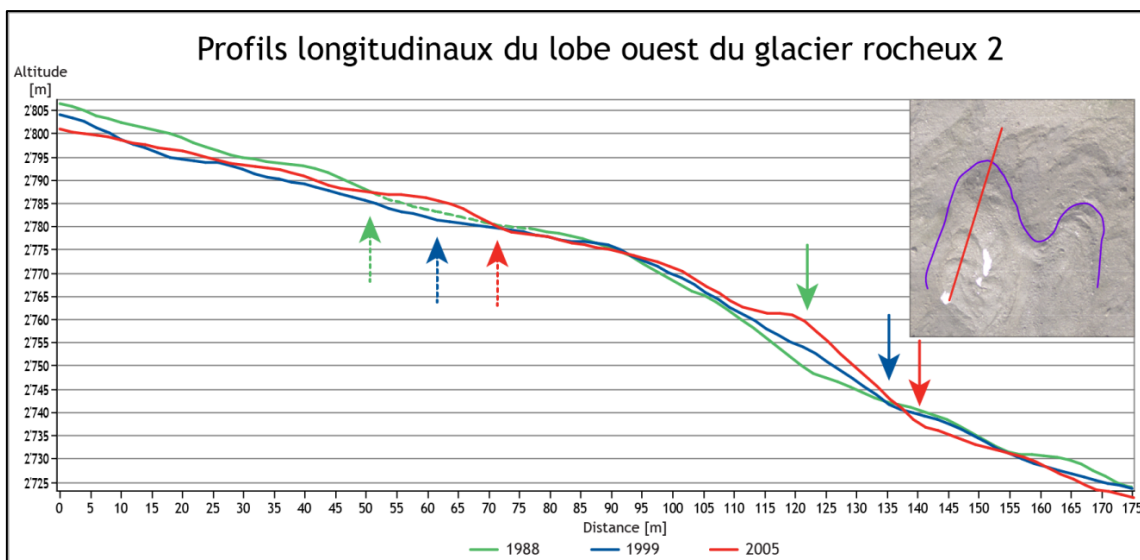


Figure 4-9: Profils longitudinaux du lobe ouest du glacier rocheux 2. Les flèches pleines indiquent la position de la base du front pour chaque année considérée et les flèches en pointillé indiquent la limite aval des petits lobes en surface du glacier rocheux. La partie de la courbe verte en traitillé indique la zone où se trouve de la neige sur l'image de 1988.

En ce qui concerne la racine du glacier rocheux 2, le profil transversal montre une diminution de hauteur sur l'ensemble de la largeur de la forme. Les trois sillons et crêtes relevées en 1965 et délimitées par un segment horizontal sur la figure 4-11 se sont passablement atténués en 1999 avec la quasi disparition du sillon occidental. Le sommet de la crête principale (flèche) est passé de 2805 ± 0.83 m en 1988 à 2803 ± 0.83 m en 1999 (figure 4-11).

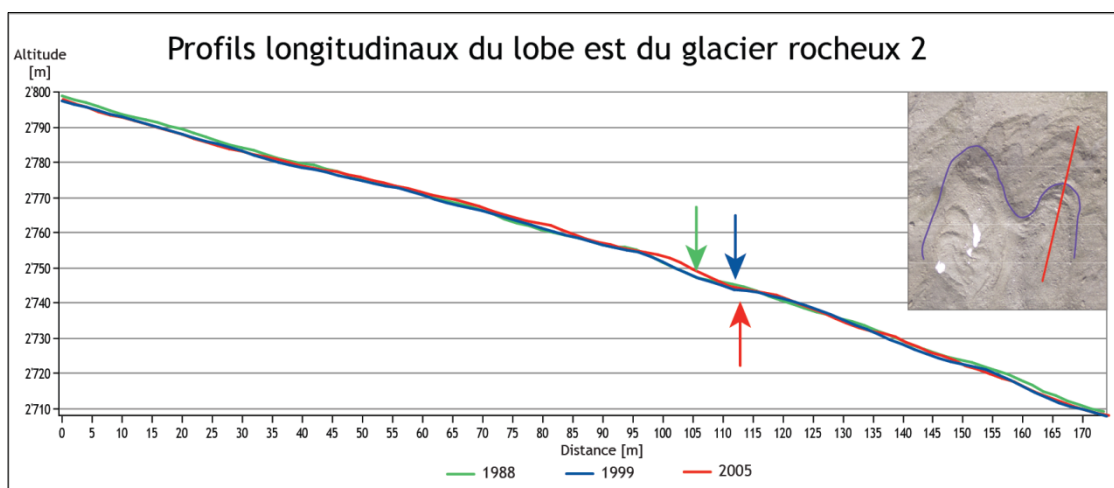


Figure 4-10: Profils longitudinaux du lobe est du glacier rocheux 2. Les flèches indiquent la position du front pour chaque année considérée.

Période 1999 à 2005

Entre 1999 et 2005 les fronts des deux lobes du glacier rocheux n'ont que très peu avancé (5.2 ± 0.54 m pour le front ouest et 0.8 ± 0.54 m pour le front est) comme le montrent les figures 4-9 et 4-10. Cependant, la pente au niveau de leur front a, elle, fortement augmenté avec une pente dépassant par endroit les 45° en 2005 alors que 6 ans plus tôt elle n'était que d'environ 35° .

La partie frontale du lobe ouest a gagné jusqu'à 7.2 ± 0.83 m de hauteur et le lobe est jusqu'à 4.5 ± 0.83 m (figure 4-6). Ainsi, malgré une faible progression du front, l'ensemble de la forme a poursuivi sa progression et sa déformation interne en fluant vers l'aval. Il n'y a toutefois aucune trace de déstabilisation marquante sur ce glacier rocheux en 2005.

Au niveau des profils transversaux (figure 4-11), une très grande perte de hauteur est visible entre 1999 et 2005 à une distance de 15 à 47 m depuis l'ouest. Cette différence s'explique en grande partie par la disparition en 2005 de la couche de neige qui était présente sur les images de 1988 et 1999. Cependant, une diminution de la hauteur des sédiments est tout de même probable.

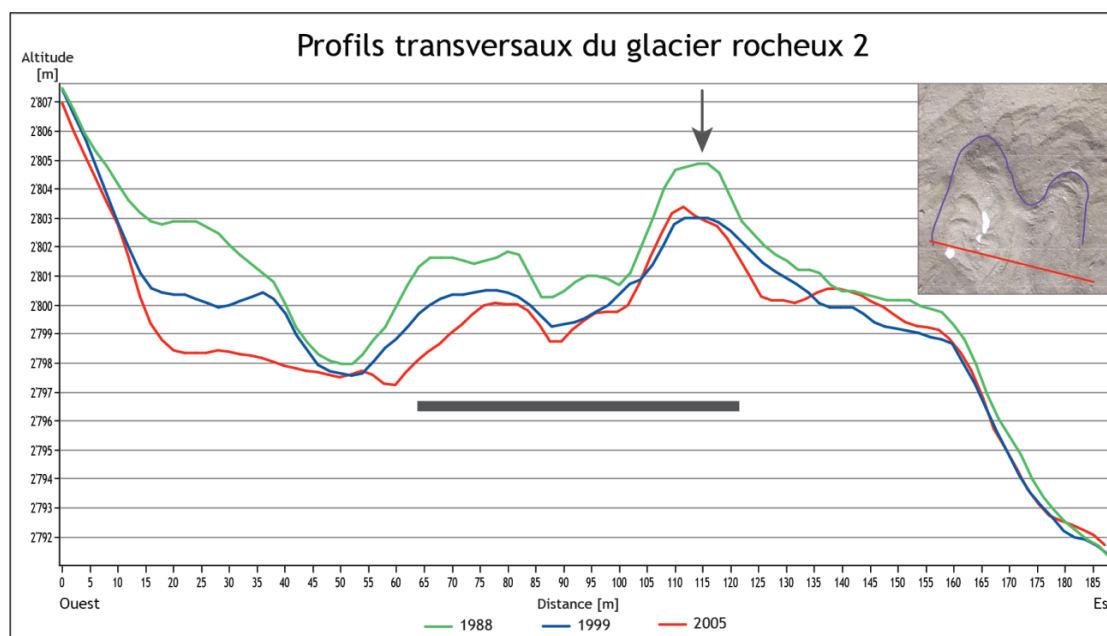


Figure 4-11: Profils transversaux de la partie amont du glacier rocheux 2. Flèche et trait horizontal voir texte.

4.1.4. Synthèse

Les deux glaciers rocheux de Tsaté-Moiry présentent dès 1965 des comportements différents. Cependant, dans les deux cas, c'est entre 1988 et 1999 que les changements de morphologie sont les plus importants.

En effet, durant cette période, la surface du glacier rocheux 1 s'est profondément modifiée avec l'apparition de niches d'arrachement qui démontrent le début de la phase de déstabilisation. En ce qui concerne le glacier rocheux 2, c'est entre 1988 et 1999 que les vitesses maximales ont été mesurées au niveau du lobe ouest. Par conséquent, si pour le glacier rocheux 1 les signes montrent que la partie aval avance beaucoup plus vite que la partie supérieure, pour le glacier rocheux 2, il y a une certaine homogénéité sur l'ensemble de la longueur dans les vitesses au niveau de chacun des deux lobes. Par ailleurs, le lobe est présente des vitesses plus lentes que son homologue ouest.

Entre 1999 et 2005, le front de glacier rocheux 1 s'est déplacé à des vitesses très importantes tandis que la limite aval du glacier rocheux 2 n'a pratiquement pas bougé. La déstabilisation du premier glacier rocheux s'est donc accentuée tandis que la deuxième forme présente des mouvements tout à fait dans la norme, avec pour seule trace de glissement la formation d'une niche d'arrachement à la racine du lobe ouest. Le front de lobe est du glacier rocheux 2 s'est pratiquement arrêté avec une vitesse moyenne inférieure à 15 cm/an.

4.2. Mouvements biannuels des glaciers rocheux de 2005 à 2013

4.2.1. Procédure

Depuis octobre 2005, la position d'une centaine de points répartis sur les deux glaciers rocheux de Tsaté-Moiry est mesurée deux fois par année (tableau 4-3). La figure 4-12 représente la répartition des points sur le terrain d'étude. Une partie de ces données ont déjà été utilisées dans l'article de Lambiel (2011). Il ne s'agit donc pas ici de répéter en détail ce qui est dit dans ce texte mais bien de compléter les informations. En effet, l'étude de Lambiel se termine avec les données de 2010 et porte exclusivement sur le glacier rocheux 1.

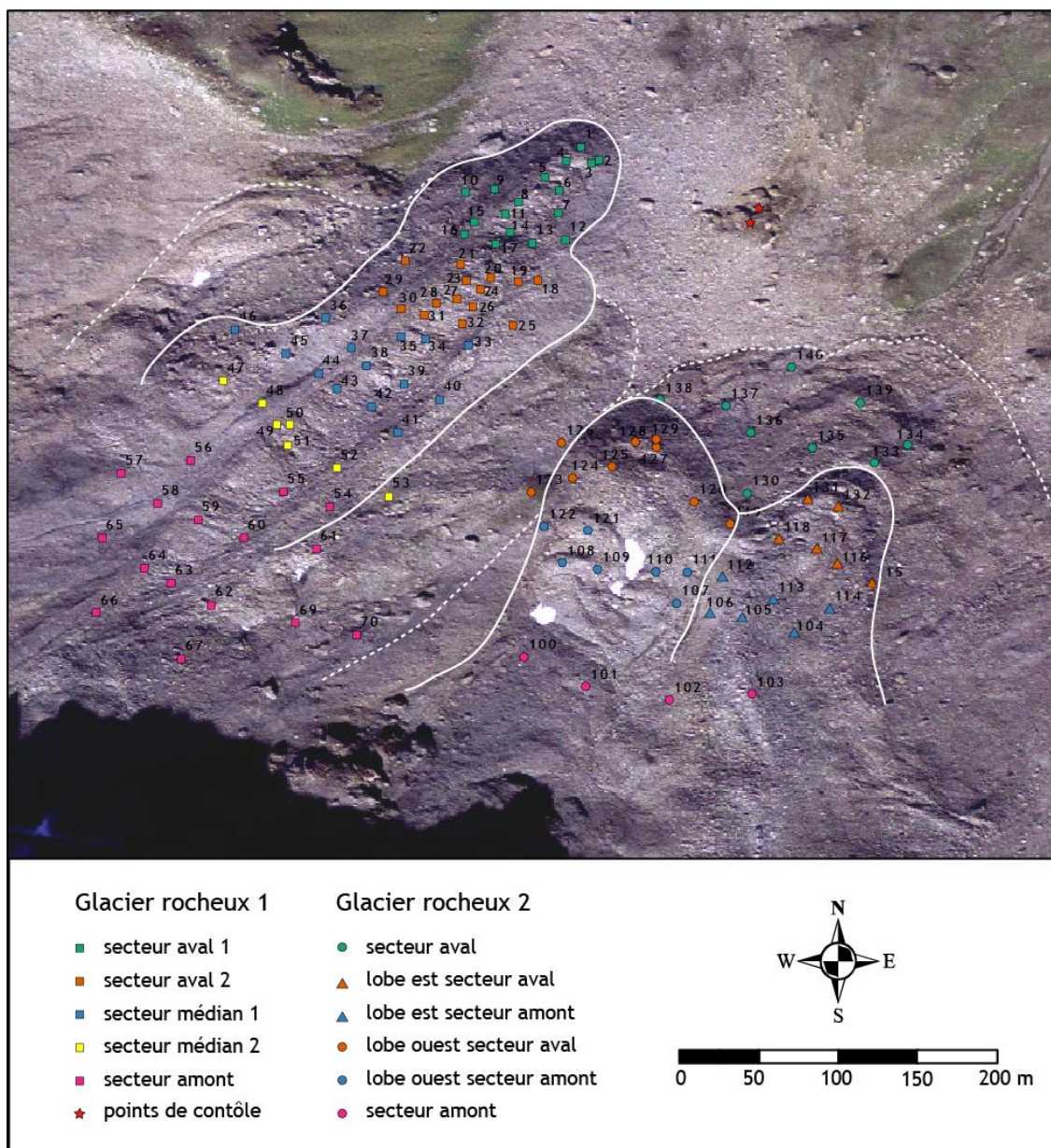


Figure 4-12: Répartition des points mesurés au dGPS deux fois par année. La position des points correspond aux mesures du 1^{er} octobre 2009. Orthophoto de 2009 fournie par Swisstopo©.

4.2.2. Résultats

Le volume de données à disposition est tel qu'il est nécessaire de regrouper les données afin de pouvoir représenter et comprendre le fonctionnement des deux glaciers rocheux dans le temps. Ainsi, après une première analyse, chaque forme a été subdivisée en plusieurs zones (figure 4-12) qui correspondent à celles utilisées dans l'article de Lambiel (2011). Les vitesses moyennes des points pour chaque zone ont ensuite été calculées.

Comme les blocs se situant sur les arêtes longitudinales et sur les bords latéraux du glacier rocheux sont plus lent que ceux situés au centre de la langue (figure 4-13), seuls certains points ont été utilisés pour calculer les vitesses moyennes de chaque zone. Le tableau de l'annexe 4 indique quels points ont été retenus pour le calcul des vitesses moyennes de chaque secteur.

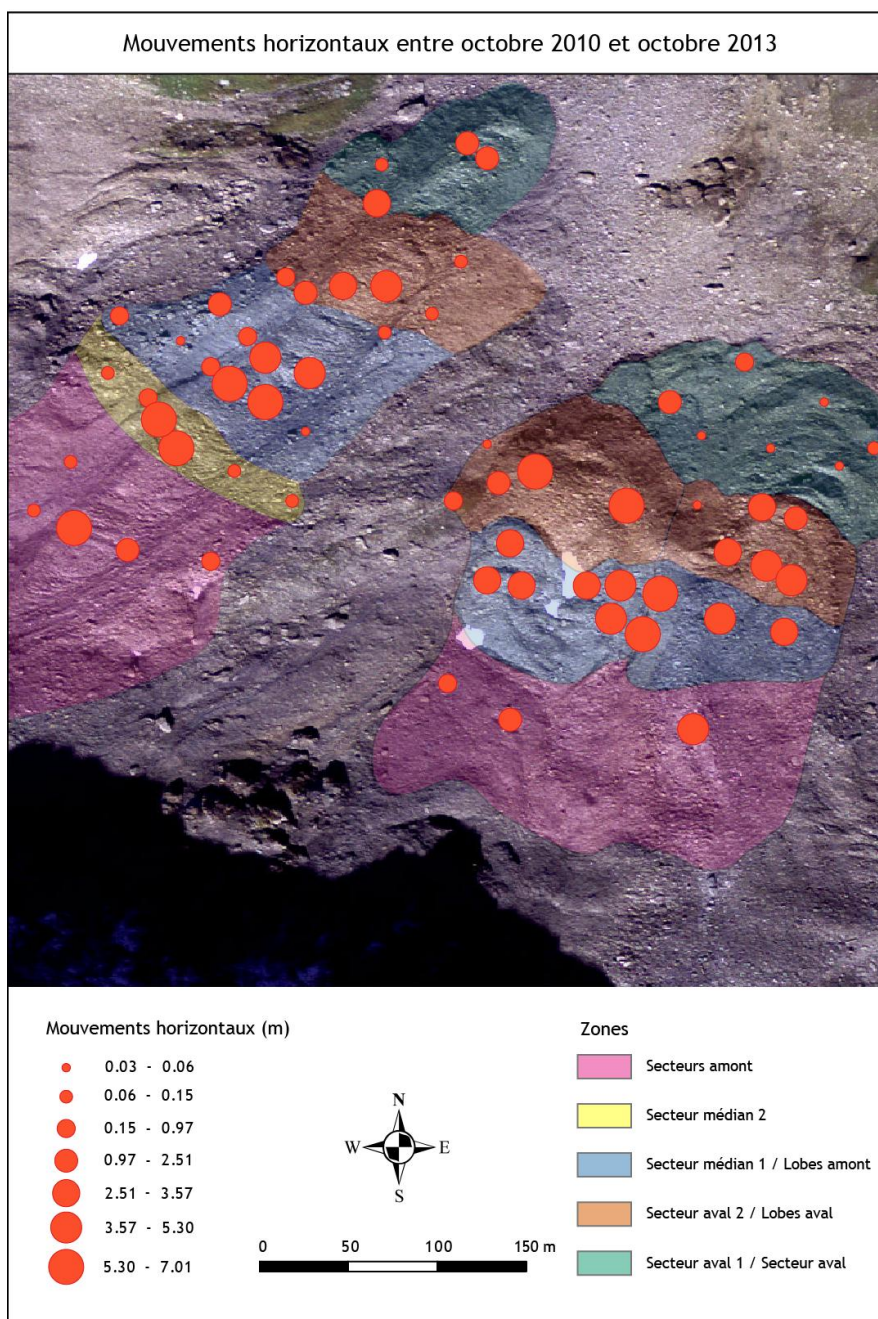


Figure 4-13: Mouvements horizontaux entre octobre 2010 et octobre 2013 pour les deux glaciers rocheux de Tsaté-Moiry. La classification des mouvements est faite selon les quantiles, la position des points est celle d'octobre 2010 et l'orthoimage de fond est celle de 2009 fournie par Swisstopo©.

Date des mesures	
Été	Automne
8 août 2005	
27 juillet 2006	11 octobre 2006
16 juillet 2007	8 octobre 2007
24 juillet 2008	1 octobre 2008
14 juillet 2009	1 octobre 2009
14 juillet 2010	4 octobre 2010
11 juillet 2011	5 octobre 2011
16 juillet 2012	20 septembre 2012
24 juillet 2013	8 octobre 2013

Tableau 4-3: Dates des mesures de la position des blocs au dGPS.

Le tableau 4-3 indique la date de chacune des campagnes de mesures dGPS. L'année 2013 ne fut pas très propice aux mesures. En effet, la neige est restée très longtemps de telle sorte que le 24 juillet, une quantité importante de neige était encore présente sur le terrain d'étude et de ce fait, nombre de points de mesure dans les zones médianes et amont des glaciers rocheux n'ont pu être mesurés.

4.2.3. Analyses

Le glacier rocheux 1

Deux éléments apparaissent clairement sur les graphiques qui suivent (figure 4-14 et 4-15). Premièrement, il y a de grandes variations de vitesse entre la période estivale et celle hivernale. La figure 4-15 montre bien que les vitesses à la surface sont plus élevées entre juillet et octobre que lors de la période allant d'octobre à juillet de l'année suivante. Deuxièmement, sur la figure 4-14 qui représente les vitesses annuelles à la surface de la forme, il apparaît que la vitesse maximale enregistrée sur le glacier rocheux 1 a été mesurée entre le 1^{er} octobre 2008 et le 1^{er} octobre 2009 dans le secteur aval 1 avec une valeur de 8.44 m/an. Durant l'été 2008, les vitesses ont même dépassé les 15 m/an dans la zone frontale (figure 4-15).

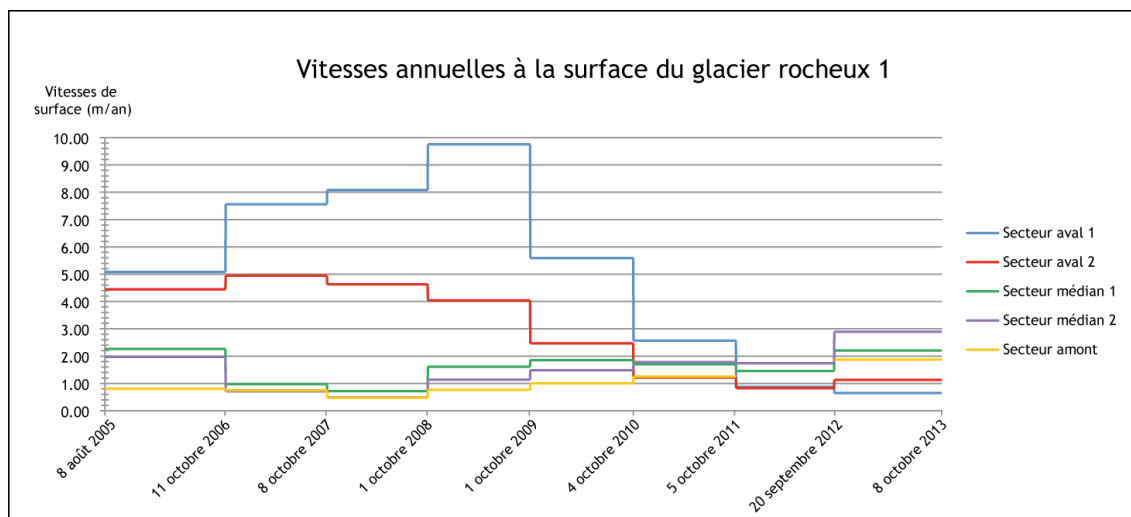


Figure 4-14: Vitesses annuelles à la surface du glacier rocheux 1 mesurées dans les différents secteurs.

Vitesses annuelles

La partie aval du glacier rocheux 1 a commencé à ralentir en 2007 avec tout d'abord une diminution des vitesses de la zone aval 2 (figure 4-14). Entre 2007 et 2009, la zone aval 1 a subi une forte accélération pour ensuite ralentir à partir de 2009. Depuis lors, ces deux zones n'ont pas cessé de ralentir avec cependant un tout petit regain d'activité pour la partie aval 2 en 2012.

Au contraire, les vitesses dans les parties médianes et amont présentent chaque année depuis 2007 une augmentation des vitesses. Ainsi, depuis le 26 septembre 2011, les secteurs médians 1 et 2 ainsi que le secteur amont se déplacent plus vite que les deux zones aval (figure 4-14).

Vitesses saisonnières

En ce qui concerne les variations saisonnières des vitesses du glacier rocheux 1, elles sont plus importantes durant les périodes estivales qu'hivernales, à deux exceptions près. En effet, le secteur médian 2 présente durant l'hiver 08-09 des vitesses de surface supérieures à l'été précédent, tandis que la zone aval 2 montre un ralentissement durant l'été 2009 par rapport à la période hivernale précédente (figure 4-15) (Lambiel, 2011).

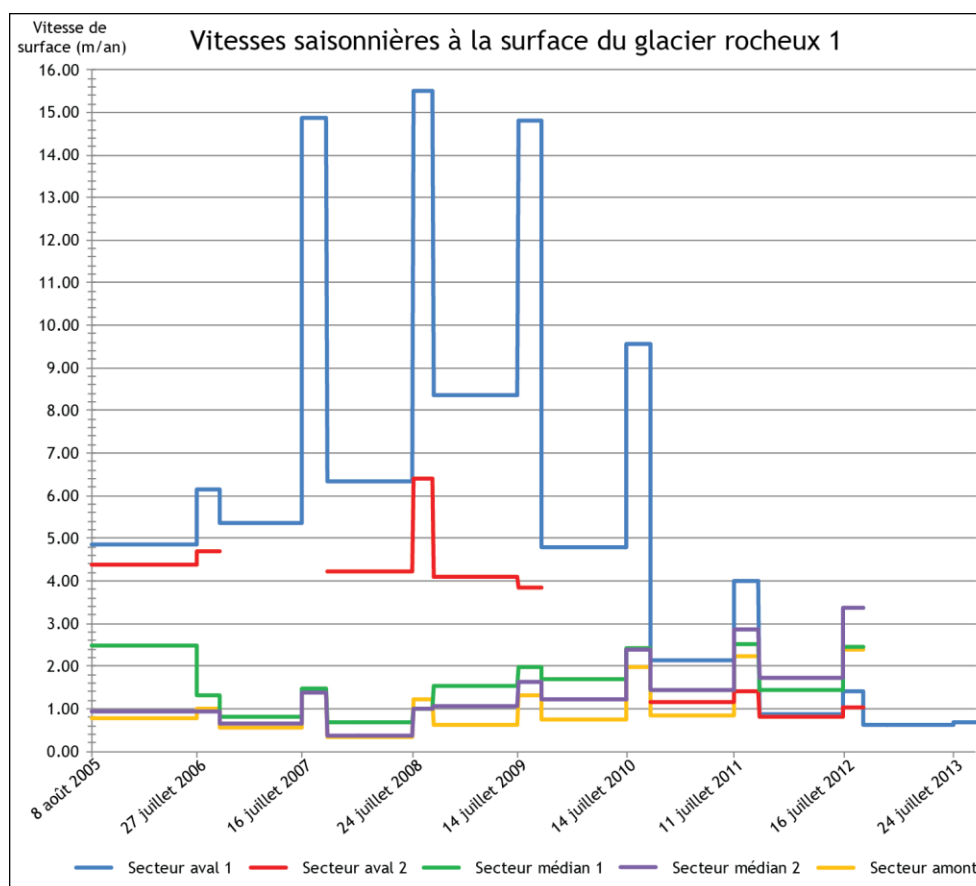


Figure 4-15: Vitesses saisonnières à la surface du glacier rocheux 1 mesurées dans les différents secteurs.

Les deux zones aval présentent un comportement relativement semblable avec de grandes variations de vitesse saisonnière. La partie frontale (zone aval 1) est celle qui montre les plus grandes différences hiver-été avec notamment 9.5 m/an entre l'hiver 06-07 et l'été qui suit. C'est aussi cette zone qui subit le ralentissement le plus flagrant. Entre l'été 2008 qui présentait une vitesse extrême de 15.50 m/an, et l'été 2013, durant lequel la partie aval 1 s'est pour ainsi dire arrêtée avec une vitesse de seulement 0.68 m/an, le ralentissement est extraordinaire. La zone aval 2, quant à elle, présente une amplitude des vitesses moins importante. Ainsi entre l'été 2008 (6.41 m/an) et l'été 2012 (1.02 m/an), le ralentissement dans ce secteur s'élève à 5.39 m/an (figure 4-15).

La zone médiane 1 du glacier rocheux 1 présente des vitesses stables depuis août 2010 avec des valeurs estivales quasi constantes et des vitesses hivernales également pareilles. A noter que les vitesses estivales sont plus élevées que celles mesurées avant 2010 et les vitesses hivernales sont, elles, plus lentes que lors des hivers précédents (figure 4-15).

Enfin, sur la figure 4-15, la partie amont du glacier rocheux 1 présente une augmentation globale des vitesses depuis l'hiver 2008-2009. C'est également le cas du secteur au-dessous (médian 2) avec également une augmentation des différences de valeurs entre l'été et l'hiver. Ainsi les vitesses mesurées dans ce secteur durant l'hiver 2011-2012 sont plus rapides que celles de l'été 2009.

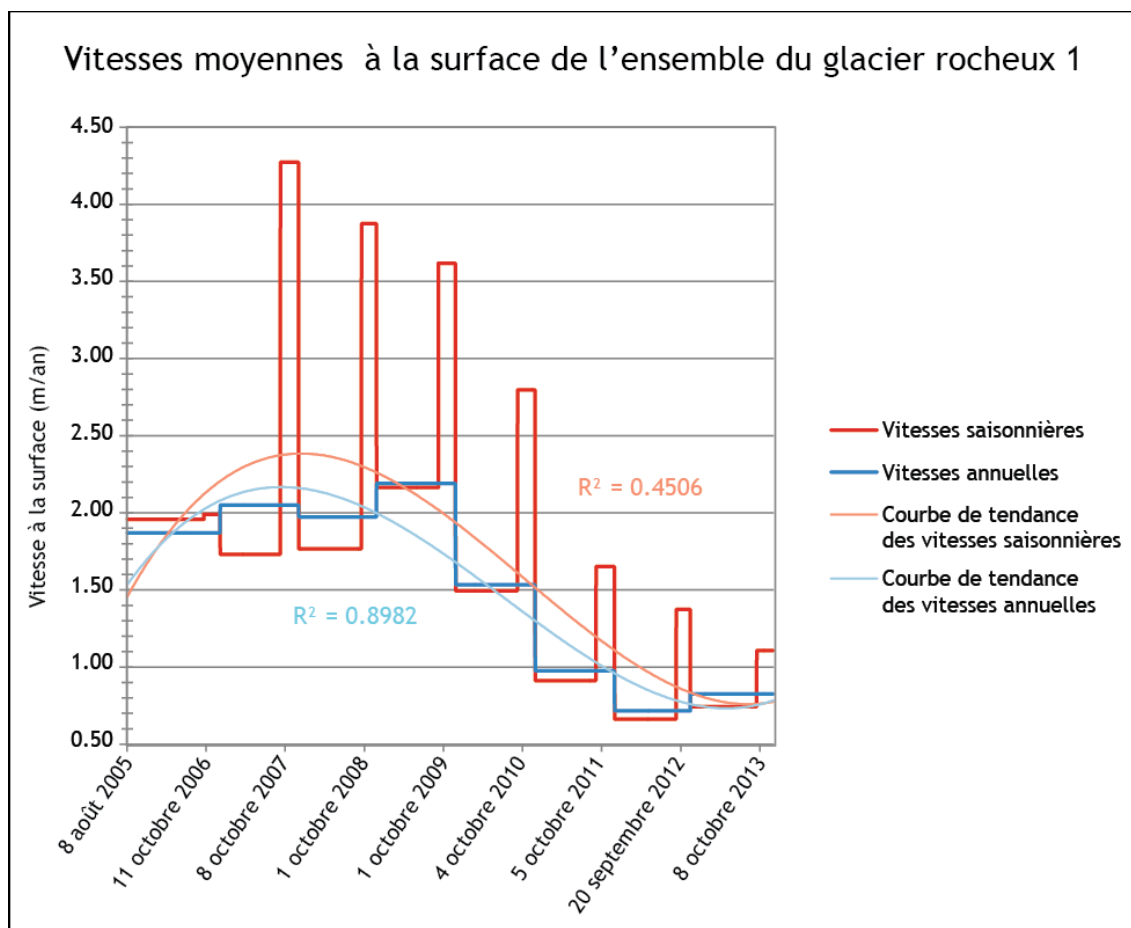


Figure 4-16: Vitesses globales pour l'ensemble du glacier rocheux 1 ainsi que les courbes de tendance polynomiales de 3^{ème} ordre.

En résumé, un changement très important de la dynamique du glacier rocheux 1 est visible entre 2005 et 2013 tant au niveau des vitesses annuelles qu'à l'échelle saisonnière. La vitesse moyenne de l'ensemble de la forme a tout d'abord augmenté jusqu'en 2007 puis a ralenti jusqu'en 2012 comme le montre la figure 4-16. Une légère augmentation des vitesses est à nouveau perceptible en 2013. Les tendances des deux séries de données ont été représentées par une courbe polynomiale de 3^{ème} ordre. La valeur du coefficient de détermination de la courbe de tendance des vitesses moyennes annuelles est particulièrement élevée avec $R^2 = 0.8982$.

Il est donc possible de dire que le glacier rocheux 1 semble sortir de la phase de déstabilisation. Les valeurs mesurées depuis octobre 2010 se rapportent plus à celles d'un glacier rocheux actif de type rapide alors qu'auparavant, les valeurs observées étaient caractéristiques d'un glacier rocheux très rapide et fortement déstabilisé (cf. tableau 1.1).

Le glacier rocheux 2

Vitesses annuelles

Le glacier rocheux 2 présente des vitesses annuelles nettement inférieures au glacier rocheux 1. En effet, la vitesse maximale annuelle mesurée sur cette forme est de 2.23 m/an entre septembre 2012 et octobre 2013 sur la partie aval du lobe ouest (figure 4-17).

De plus, les deux lobes du glacier rocheux 2 se comportent quelque peu différemment. Ainsi, le lobe est, après un léger ralentissement entre 2007 et 2008, présente une accélération continue jusqu'en octobre 2013. C'est également le cas de toute la partie amont dont la vitesse augmente linéairement chaque année depuis 2008 (figure 4-17).

Le lobe ouest quant à lui, présente des vitesses de surface beaucoup plus variées. La partie aval de cette langue montre un comportement similaire au premier lobe à la grande différence que les vitesses sont plus élevées (en moyenne 1.74 m/an contre 1.34 m/an pour le secteur aval du lobe est). De plus, elle présente un pic entre 2009-2010 avec une vitesse de 2.16 m/an. Le secteur amont du lobe ouest montre, au contraire, un ralentissement entre 2008 et 2012 avant une nette accélération jusqu'en octobre 2013 (figure 4-17).

Enfin, la zone aval ne présente que très peu de déplacement durant toute la période d'étude. C'est une zone qui est surtout sujette à la solifluxion (Scapozza et Lambiel, 2012). En octobre 2008, au moment où une accélération est observée sur l'ensemble des autres secteurs, la partie aval du glacier rocheux 2, elle, ralentit (figure 4-17).

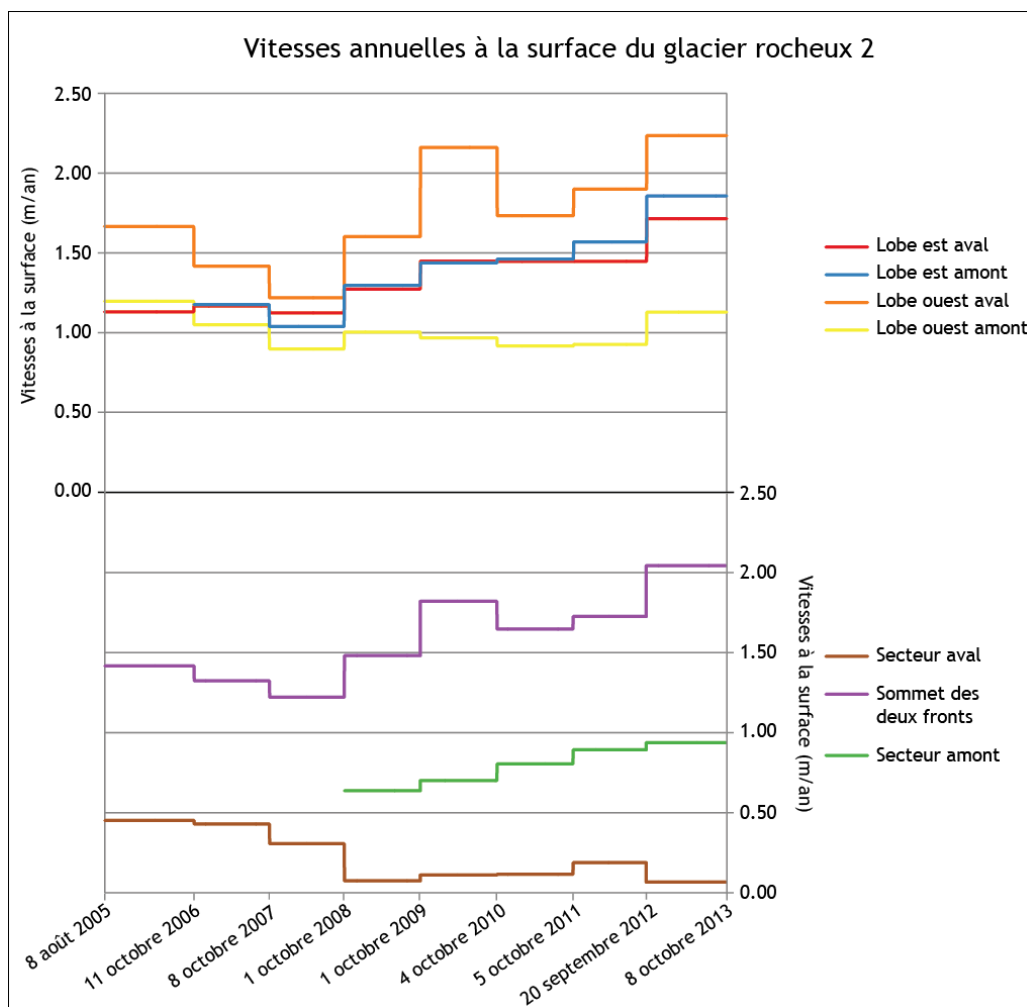


Figure 4-17: Vitesses annuelles à la surface du glacier rocheux 2 mesurées dans les différents secteurs.

Vitesses saisonnières

D'un point de vue des variations saisonnières à la surface du glacier rocheux 2, la figure 4-18 montre que globalement les vitesses estivales sont supérieures aux vitesses hivernales. C'est notamment le cas pour l'ensemble du lobe est et pour la partie aval du lobe ouest. La vitesse maximale mesurée est celle de l'été 2010 dans la partie aval du lobe ouest. La vitesse maximale mesurée est celle de l'été 2010 dans le secteur aval de la langue ouest avec une valeur de 3.79 m/an.

Les secteurs amont et aval du glacier rocheux 2 se comportent quelque peu différemment. La partie amont du glacier rocheux 2 montre deux "anomalies" dans ses vitesses: durant l'hiver 2006-2007 la vitesse est plus rapide que durant l'été précédent et la période estivale 2010 présente une vitesse plus lente que les deux saisons hivernales qui l'entourent. Il apparaît, sur la figure 4-18 que le secteur amont du lobe ouest se comporte de façon semblable à la zone amont.

Enfin, pour la partie située à l'aval du glacier rocheux 2, les vitesses de surface sont nettement plus lentes et évoluent différemment que celles du front des deux lobes. C'est entre août 2005 et juillet 2008, que les vitesses mesurées dans ce secteur sont les plus importantes avec un maximal de 0.82 m/an durant l'été 2007. Ensuite, en juillet 2008 la zone subit un net ralentissement qui dure quatre ans. Elle accélère à nouveau régulièrement à partir de juillet 2011 jusqu'en septembre 2012. Enfin, ce secteur a fortement ralenti durant l'hiver 2012-2013. Il est également important de relever que durant l'été 2006, la vitesse à l'aval des deux lobes est inférieure aux hivers précédent et suivant (figure 4-18).

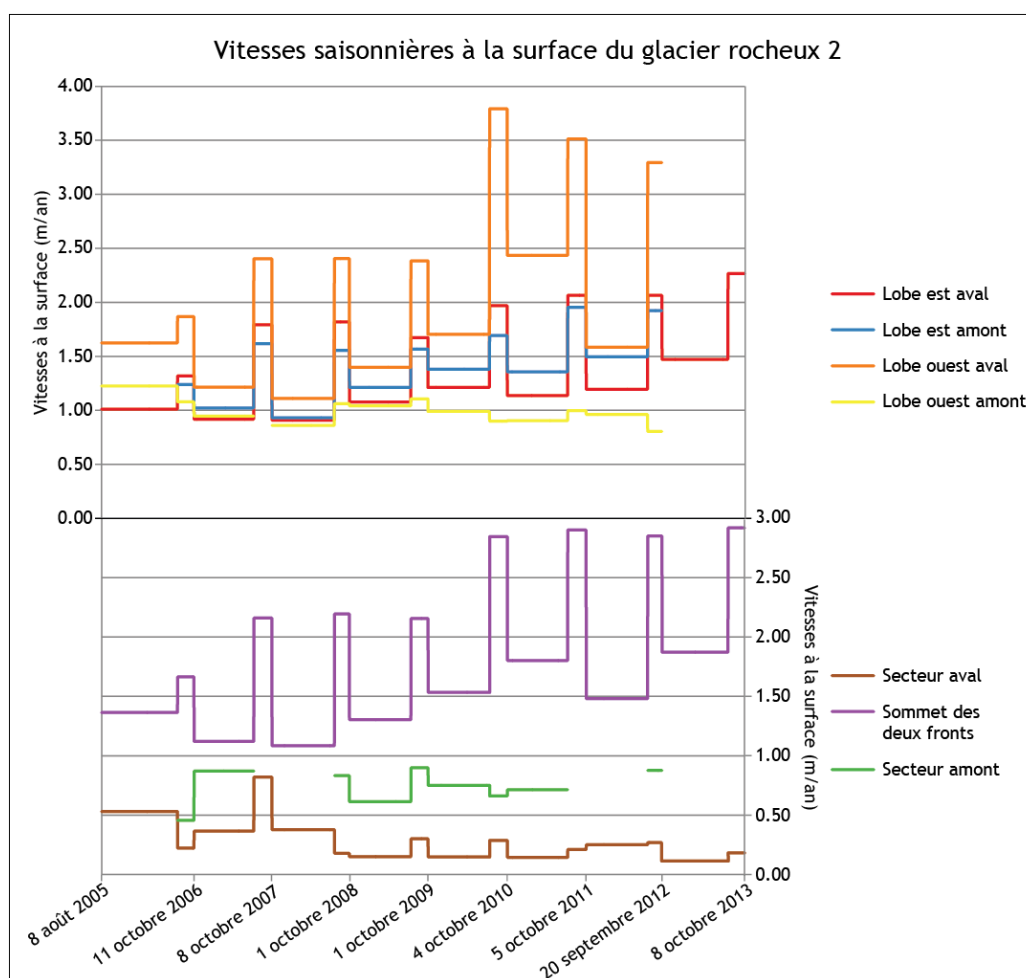


Figure 4-18: Vitesses saisonnières à la surface du glacier rocheux 2 mesurées dans les différents secteurs.

En résumé, les deux lobes du glacier rocheux 2 ont une dynamique différente. Le lobe est est globalement plus lent que le lobe ouest et beaucoup plus uniforme entre ses secteurs aval et amont. Le lobe ouest quant à lui est plus actif au niveau de sa partie frontale mais considérablement plus lent dans sa zone amont. Ainsi une

rupture se dessine entre le haut de ce lobe et sa partie basse. Les valeurs des vitesses estivales mesurées à partir de 2009 ainsi que des vitesses moyennes annuelles sur le sommet du front du glacier rocheux 2 correspondent à celles d'un glacier rocheux très rapide pour lequel il y a une très forte probabilité de déstabilisation. Au regard de la morphologie de cette forme observée sur le terrain, il est possible d'affirmer que le glacier rocheux 2 de Tsaté-Moiry est actuellement en phase de déstabilisation.

4.2.4. Synthèse

Les deux glaciers rocheux de Tsaté-Moiry sont dans une phase de changement de dynamique. Cependant, le glacier rocheux 1 ralentit tandis que la deuxième forme accélère. En effet, jusqu'en 2010, le front du glacier rocheux 1 avançait beaucoup plus vite que l'amont, mais cette répartition des vitesses est depuis lors en train de s'inverser. Les vitesses dans la partie haute de la forme sont plus importantes que dans la partie frontale.

A l'opposé, le glacier rocheux 2 montre une accélération générale sur l'ensemble de la période étudiée. L'amplitude du phénomène est plus grande au niveau du front des deux lobes que dans leur partie amont. Ce constat, couplé avec des observations sur le terrain de la morphologie de la forme, permet donc de dire que ce glacier rocheux est en phase de déstabilisation. De plus, la partie à l'aval du glacier rocheux présente une dynamique différente avec des vitesses beaucoup plus stables et bien inférieures à celles de la forme à proprement parler. Cela montre bien que ce secteur n'est pas encore sujet au fluage en profondeur ou à l'éventuelle composante de glissement dont les prémisses apparaissent au niveau du glacier rocheux 2, mais uniquement à la solifluxion.

Les différences de comportement entre les deux glaciers rocheux depuis 2010 sont bien visibles sur la figure 4-13. Les vitesses horizontales observées durant cette période sont du même ordre de grandeur sur les deux formes. Mais les déplacements maximaux ne sont pas situés dans les mêmes zones.

4.3. Comportement des glaciers rocheux pour des intervalles de temps courts entre 2011 et 2012

4.3.1. Procédure

L'analyse des images de la webcam est divisée pour chacun des glaciers rocheux en plusieurs parties, représentant des intervalles de temps différents entre deux images successives considérées. Ainsi la première étape consiste en une analyse mensuelle des mouvements puis l'échelle s'affine progressivement jusqu'à des intervalles de temps entre les images quasi journalier.



Figure 4-19: La webcam utilisée sur le site de Moiry est fournie et gérée par ID electric SA¹⁴ de la webcam.

Comme mentionné dans le chapitre 2.4, la caméra a enregistré depuis octobre 2010 quatre photographies par jour à 9h00, 12h00, 15h00 et 18h00 (UTC/GMT+1). Il a donc été nécessaire de faire un tri des images pour ne garder que celles qui sont pertinentes pour ce travail. Toutes les images prises dans le brouillard, de nuit ou en

¹⁴ La vue depuis la webcam est disponible à l'adresse: http://www.idelec.ch/index.php?option=com_content&task=view&id=18&Itemid=36.

période de neige ont été mises de côté. Ensuite, afin de pouvoir correctement comparer les différentes photographies, un second tri a permis de ne garder que des photographies avec une luminosité relativement semblable et ce en fonction aussi d'une répartition correcte des images dans le temps. Au final, 32 photographies ont été retenues entre le 16 juillet 2011 et le 7 septembre 2012. Aucun cliché de 2010 n'a été pris en considération. Les différences de luminosité entre les images de 2010 et celles de 2011 et 2012 étaient trop grandes. La comparaison avec les images retenues n'était donc pas possible. De plus, la webcam est alimentée par un panneau solaire comme le montre la figure 4-19. Malheureusement, ce dernier s'est envolé en mars 2013 en raison de très forte rafales de vent et n'a pu être remis en service avant la venue de la neige à l'automne, ce qui explique l'absence de données pour cette année. Le tableau 4-4 mentionne les dates et heures des photographies retenues.

2011		2012	
Date	Heure	Date	Heure
<u>16.07.2011</u>	<u>12h00</u>	<u>07.07.2012</u>	<u>12h00</u>
<u>22.07.2011</u>	<u>15h00</u>	<u>18.07.2012</u>	<u>12h00</u>
<u>02.08.2011</u>	<u>15h00</u>	<u>30.07.2012</u>	<u>12h00</u>
<u>10.08.2011</u>	<u>12h00</u>	31.07.2012	12h00
<u>16.08.2011</u>	<u>12h00</u>	02.08.2012	9h00
<u>22.08.2011</u>	<u>12h00</u>	05.08.2012	9h00
<u>29.08.2011</u>	<u>12h00</u>	<u>07.08.2012</u>	<u>12h00</u>
01.09.2011	12h00	08.08.2012	12h00
<u>06.09.2011</u>	<u>12h00</u>	10.08.2012	12h00
09.09.2011	12h00	11.08.2012	12h00
10.09.2011	12h00	<u>12.08.2012</u>	<u>12h00</u>
<u>13.09.2011</u>	<u>12h00</u>	15.08.2012	12h00
15.09.2011	12h00	<u>17.08.2012</u>	<u>12h00</u>
<u>16.09.2011</u>	<u>12h00</u>	18.08.2012	12h00
<u>26.09.2011</u>	<u>12h00</u>	<u>26.08.2012</u>	<u>14h00</u>
<u>01.10.2011</u>	<u>12h00</u>	<u>07.09.2012</u>	<u>12h00</u>

Tableau 4-4: Dates et heures des photographies de la webcam retenues pour l'analyse. En violet, les images retenues pour la première partie de l'analyse avec des intervalles de temps de l'ordre du mois. En souligné les images utilisées pour la deuxième partie d'analyse avec un laps de temps entre les prises de vue plus court (3 à 11 jours). Les autres images n'ont été utilisées que pour l'analyse qualitative.

L'analyse des photographies pour le glacier rocheux 1 comprend une partie qualitative et une autre quantitative. Afin de quantifier les déplacements mesurés sur les images dans l'espace réel, une ligne de neuf segments a été définie sur le premier glacier rocheux (figure 4-20). Les points de référence nécessaires pour construire ces segments ont été mesurés au dGPS le 8 octobre 2013. Comme la webcam ne fonctionnait pas à cette date, une photographie a été prise avec un autre appareil. Cette photo a ensuite été superposée aux images de la webcam à l'aide de points de contrôle (points jaunes, figure 4-20) et d'une méthode de transformation polynomiale de deuxième ordre.

Enfin, les points de référence mesurés au dGPS ont été ajoutés (figure 4-20) (Annexe 5). Parmi les dix points mesurés, trois se trouvent hors de la photographie. Etant donné qu'ils se situent sur la partie supérieure du glacier rocheux 1 et qu'au regard d'une analyse qualitative des images, ils correspondent à de très grands blocs qui ne présentent pas de mouvements significatifs, ces points ont été positionnés sur les images à partir de celle prise par la webcam le 7 septembre 2012 à 12h00. Il s'agit de l'image la plus récente retenue dans le travail.

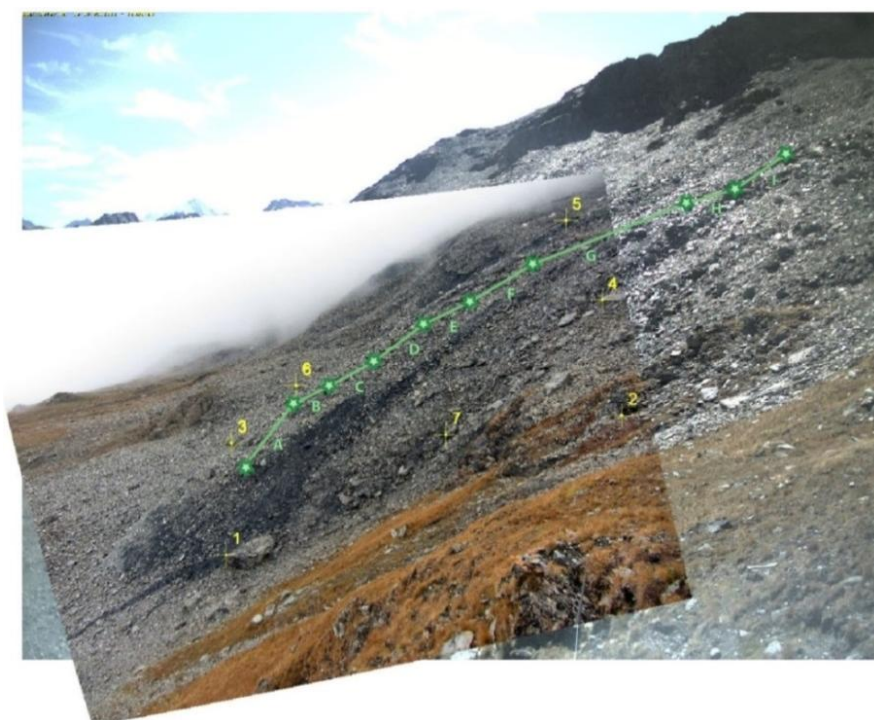


Figure 4-20: Positionnement de la ligne de référence et des points de référence (vert) pour le calcul des mouvements sur le glacier rocheux 1 de Tsaté-Moiry ainsi que les points de contrôle (jaune) pour la correction de la photographie de référence.

De même, certains petits décalages ont été observés entre les différentes images prises par la webcam. Ces dernières ont donc également été corrigées en fonction de l'image du 07.09.2012 selon le même procédé que pour la figure 4-20. Cependant, étant donné que les décalages étaient infimes et que seul un mouvement de rotation de la webcam est en cause, la méthode de transformation utilisée cette fois est la transformation polynomiale de premier ordre qui convient parfaitement pour corriger un déplacement, une rotation et une mise à l'échelle de l'image. Cette méthode conserve la géométrie à l'intérieur de l'image contrairement à la transformation polynomiale de 2^{ème} ordre qui va déformer les mailles de l'image (ArcGis, 2013).

Zone	ID Points	ID Segment	Zone	ID Points	ID Segment
A	1	I	D	25	E
A	2	I	D	26	E
A	3	I	D	27	D
A	4	I	D	28	D
A	5	I	D	29	D
A	6	I	D	30	D
A	7	H	E	31	C
A	8	H	E	32	C
A	9	G	E	33	C
B	10	G	E	34	C
B	11	G	F2	35	B
C	12	G	F2	36	B
C	13	G	F2	37	B
C	14	G	F2	38	B
C	15	G	F2	39	A
C	16	F	F2	40	A
C	17	F	F3	41	A
C	18	F	F3	42	A
C	19	F	F2	43	A
C	20	F	F2	44	A
C	21	F	F2	45	A
C	22	F	F2	46	A
D	23	E	F2	47	A
D	24	E			

Tableau 4-5: Répartition des points dans les zones (figure 4-21) et sur les segments de référence. En rouge, les points qui ont été projetés sur la prolongation des segments de référence.

Afin de quantifier les déplacements des sédiments à la surface du glacier rocheux 1, 47 points de mesure ont été sélectionnés sur l'ensemble de la forme. Il s'agit de points bien visibles sur la totalité des images. Parmi ces derniers, 5 points sont situés au-delà des limites de la lignes de référence. Les points 1 à 4 se trouvent au-dessus du segment I (figure 4-21). Cependant, comme des mouvements

semblables aux points 5 et 6 y ont été détectés lors de l'analyse qualitative, ces quatre points ont été projetés sur la continuation de ce segment (tableau 4-5). L'échelle appliquée est donc la même que pour les mouvements des points 5 à 6. De même, le point 47 qui est juste en aval de la limite du segment A a été projeté sur le prolongement de ce segment. Le tableau 4-5 indique comment les points ont été répartis sur les segments.

Il est important de relever que la méthode de quantification des mouvements utilisée dans ce travail pour le glacier rocheux 1, contient une grande marge d'erreur. En effet, le procédé utilisé ne permet pas de réellement calculer les vitesses à la surface du glacier rocheux mais donne une indication chiffrée du déplacement de chacun des blocs échantillonnés dans la direction particulière du segment de référence.

Enfin, pour le glacier rocheux 2, seule une étude qualitative des photographies a été réalisée et ce, pour deux raisons principales : premièrement la distance entre le glacier rocheux et la caméra est telle que seuls de très grands déplacements sont perceptibles, et deuxièmement, en raison du mauvais temps lors des mesures des points de référence sur le terrain, aucun point nécessaire à la création des segments n'a pu être correctement calibré.

4.3.2. Résultats

L'analyse qualitative des photographies a permis de mettre en évidence plusieurs zones qui présentent des comportements différents selon les périodes. Comme le montre la figure 4-21, 6 zones principales ont été définies sur le glacier rocheux 1 avec une sous-division de la partie frontale en quatre zones. Quatre zones découpent le lobe ouest du deuxième glacier rocheux, deux zones le lobe est de cette même forme et enfin trois zones de solifluxion qui présentent durant la période étudiée des mouvements significatifs ont été délimitées sur le devant de l'image.

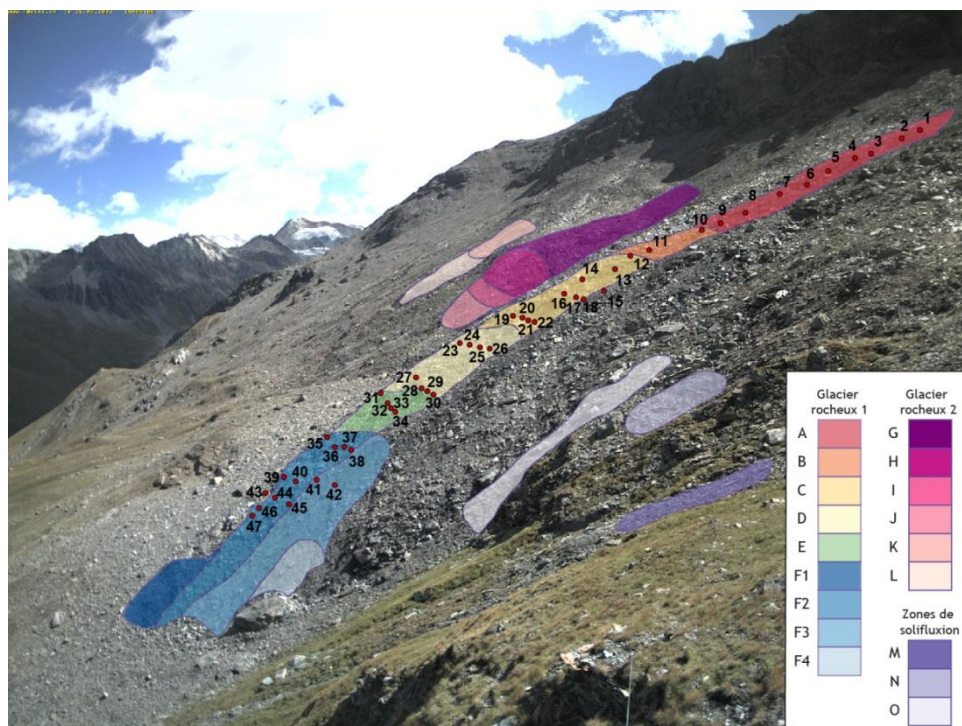


Figure 4-21: Délimitation de zones présentant des dynamiques différentes au cours du temps et des points utilisés pour quantifier les mouvements sur les glaciers rocheux de Tsaté-Moiry. Image prise par la webcam le 26.08.2012 à 15h00.

4.3.3. Analyses

Le glacier rocheux 1

Analyse qualitative

L'analyse qualitative des images, tout d'abord, montre que le glacier rocheux 1 peut être séparé en quatre secteurs qui ont des variations de vitesses différentes. Ainsi, pour la partie amont de la forme qui regroupe les zones A, B et C de la figure 4-21, les déplacements des sédiments ont la même amplitude en 2011 qu'en 2012 et présente des variations de vitesse entre le début de l'été et la fin septembre. Il apparaît que dans la zone A, au niveau de la jonction entre l'éboulis et le glacier rocheux, la partie active tend à être étroite et très allongée.

Les zones D, E et F2 (figure 4-21) montrent quant à elles un net ralentissement entre 2011 et 2012, principalement pour les périodes de mi-juillet à mi-août des deux années consécutives. Le troisième secteur regroupe les zones F3 et F4 qui sont délimitées par la niche d'arrachement formée au printemps 2012 (figure 4-21). Des

mouvements sont bien visibles dans la zone F4 durant l'été 2012. Ils sont sans doute dus à une déstabilisation des sédiments fins en surface, dans un secteur très pentu et sujet au ruissellement. Enfin, la zone F1 se trouve sur un secteur en retrait par rapport à la webcam et de ce fait, aucun déplacement des sédiments dans cette zone n'a pu être mis en évidence (figure 4-21).

Enfin, l'analyse qualitative des images a permis de mettre en évidence trois zones dans la marge ouest du glacier rocheux 1 présentant des mouvements plus faibles (zone M, N et O, figure 4-18). Ces mouvements semblent être dus simplement à de la solifluxion mais comme mentionné dans le chapitre 2, il n'est pas possible, au vue des données actuelles, d'écarter l'hypothèse d'un mouvement de reptation du sol plus en profondeur. Les mouvements dans ces trois zones ne sont pas visibles à l'échelle mensuelle. Ils apparaissent uniquement lors de la comparaison d'images de 2011 avec celles de 2012.

Analyse quantitative

L'analyse quantitative porte sur des intervalles de temps de l'ordre du mois (dates en violet, tableau 4-4) et montre un net ralentissement du glacier rocheux 1 entre 2011 et 2012 dans les zones D, E et F, confirmant ainsi les premières constatations de l'analyse qualitative. La figure 4-22 montre bien que pour la période allant de mi-juillet à mi-août 2012 les vitesses sont en moyenne plus de deux fois moins élevées dans les zones D, E et F que pour la même période en 2011. Dans la partie amont (zone A, B et C), les vitesses sont pratiquement équivalentes entre 2011 et 2012.

Il est également important de relever que c'est entre juillet et août que les mouvements sont les plus importants pour les deux années considérées. De plus, entre août et septembre 2012, les vitesses de la quasi-totalité de la forme sont inférieures à celles mesurées durant l'hiver 2011-2012 (figure 4-22).

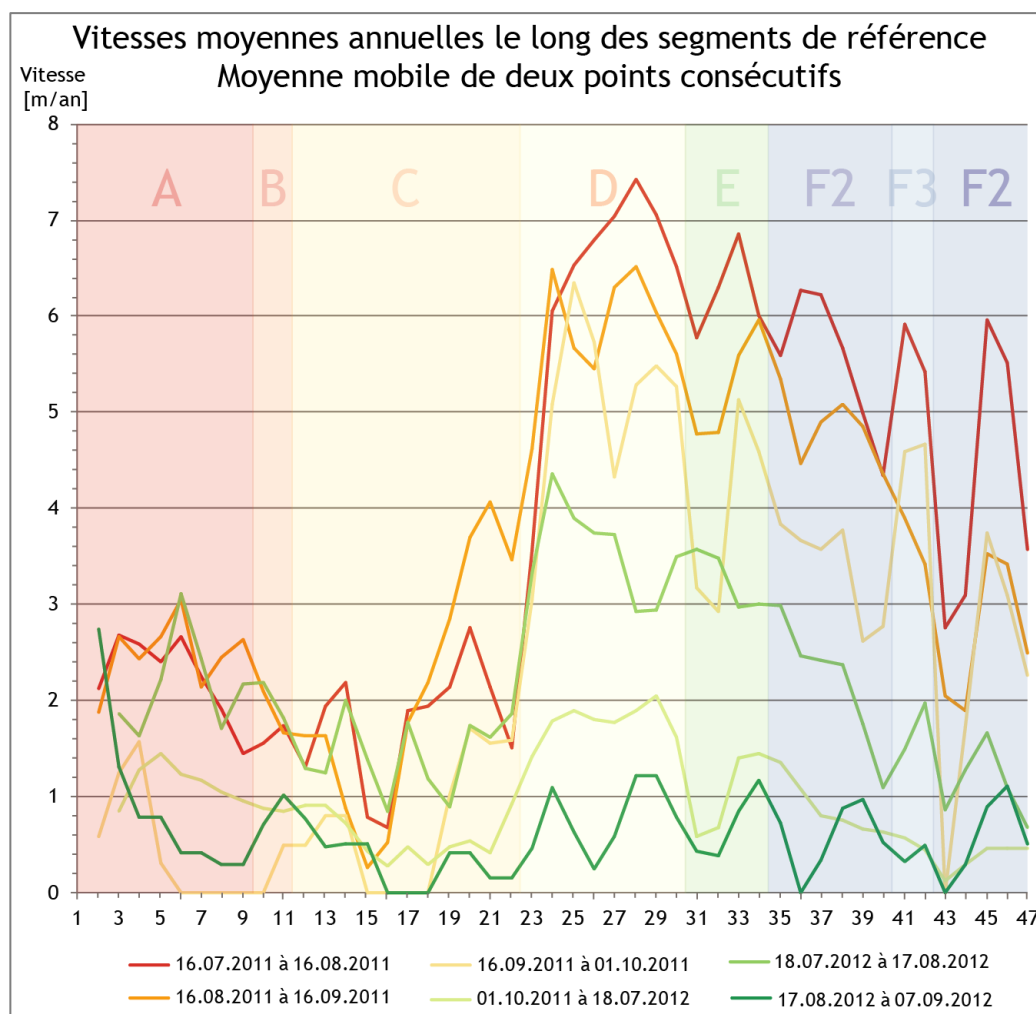


Figure 4-22: Moyennes mobiles des vitesses moyennes annuelles des points de mesures projetés sur les segments de référence. Chaque valeur représente la moyenne du point en question et du point précédent. Cela permet de lisser un peu les courbes et d'augmenter la lisibilité du graphique.

Le point 42, que se situe dans la zone F3 n'a pas pu être retrouvé sur les images de 2012 car il se trouve dans la niche d'arrachement qui s'est formée au printemps 2012. Cela explique l'interruption des courbes de la figure 4-23 pour les trois périodes de temps les plus récentes. En observant les vitesses des deux autres points de la zone F3, il apparaît que durant l'année 2011 les vitesses mesurées sont importantes avec un pic entre mi-juillet et mi-août de 6.92 m/an (point 41, figure 4-23). De toute évidence, cette zone était déjà en équilibre instable en 2011 et lors de la fonte des neiges au printemps 2012, les sédiments ont été emportés par l'eau de fonte créant très certainement une petite coulée de débris comme en témoigne la niche d'arrachement (figure 2-4).

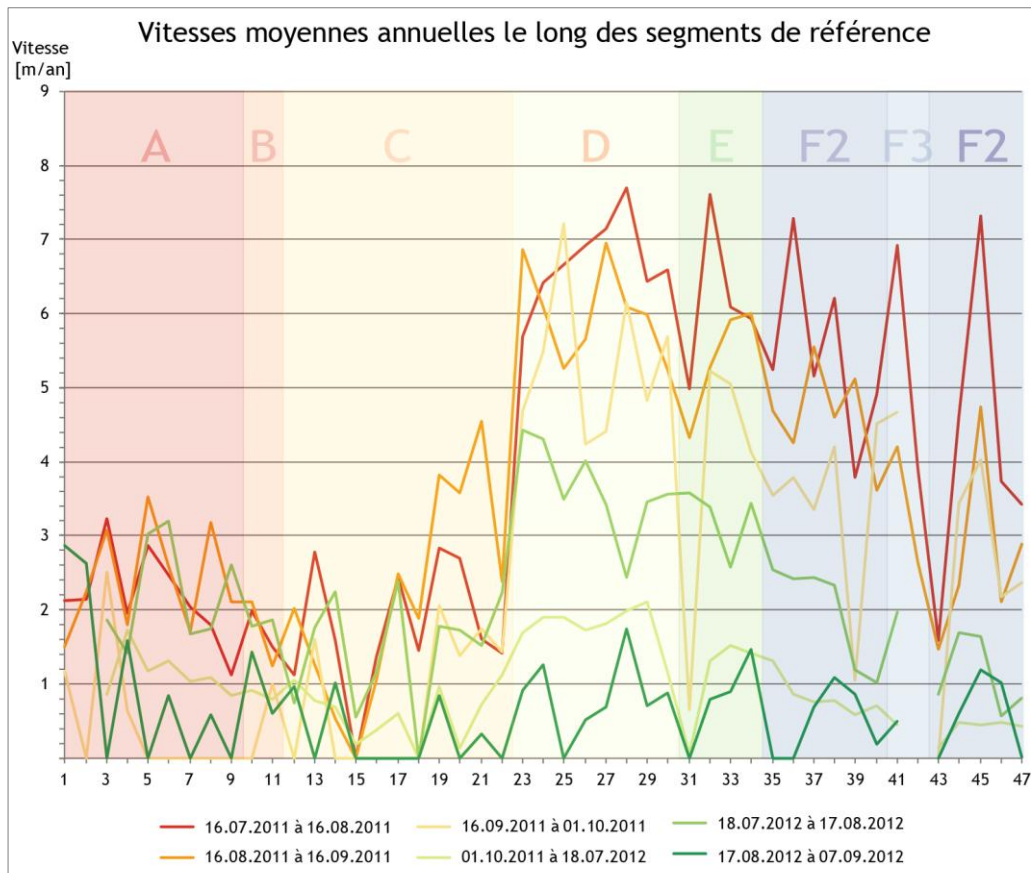


Figure 4-23: Vitesses moyennes annuelles des points de mesures projetés sur les segments de référence.

Les vitesses maximales mesurées pour l'année 2011 se trouvent dans la zone D (point 28) avec une valeur de 7.69 m/an (figure 4-23) tandis que pour 2012, les vitesses sont plus importantes dans la zone D avec un maximum mesuré de 4.42 m/an (point 23, figure 4-23). Il s'agit dans les deux cas de points situés dans la partie centrale de la langue. Les crêtes latérales, elles, ne présentent en comparaison que peu de mouvements avec, par exemple, dans la zone C un maximum de seulement 1.88 m/an pour le point 18 (figure 4-23).

En résumé, entre le 16.07.2011 et le 16.08.2011, c'est le centre et la partie frontale de la langue qui se déplacent le plus rapidement avec les points 28, 32, 36, 41 et 45 (zones D, E et F2, figure 4-23). Pour la seconde période mensuelle considérée (16.08.2011 à 16.09.2011), c'est la zone D qui se déplace le plus avec une vitesse maximale mesurée au point 27 de 6.95 m/an (figure 4-23). Durant la deuxième partie du mois de septembre de la même année, seuls les mouvements en dessous de la zone B sont visibles et le graphique de la figure 4-23 montre que les deux zones D et E présentent les vitesses maximales.

Durant l'hiver et le printemps 2011-2012 (du 01.10.2011 au 18.07.2012), les vitesses sont moindres. Les vitesses maximales sont également mesurées dans la zone D. La figure 4-22 montre également que la répartition des variations de vitesse sur la longueur du glacier rocheux est plus homogène avec, en partant du front de glacier rocheux, une augmentation progressive des vitesses jusqu'à la ligne de mesure des points 27 à 30 (zone D) puis une diminution jusqu'au sommet de la zone C et enfin à nouveau une augmentation de vitesse vers la partie amont de la langue.

Comme mentionné précédemment, entre le 18 juillet 2012 et le 17 août 2012, les valeurs des zones D, E et F présentent un tracé semblable à celui de la même période de l'année précédente mais avec des valeurs plus de deux fois moindres en moyenne (5.6 m/an pour 2011 et 2.56 m/an pour 2012). Par contre, la partie amont de la langue avance avec des vitesses d'une même amplitude qu'une année avant. Il est intéressant de relever que la zone A présente des vitesses équivalentes voire même supérieures à celles mesurées au même moment au front du glacier rocheux.

Enfin, au cours de la dernière période considérée (17.08.2012 - 07.09.2012), l'ensemble du glacier rocheux avance à une même vitesse, avec au centre des valeurs légèrement supérieures à celles des arêtes latérales. Globalement, l'ensemble de la courbe pour cette période (figure 4-23) se trouve au-dessous de celle mesurée durant l'hiver 2011 - 2012. La vitesse maximale observée étant de 1.74 m/an pour le point 28 (figure 4-23). Il s'agit d'une vitesse caractéristique d'un glacier rocheux rapide (cf. tableau 1.1).

Analyse pour des échelles de temps plus fine (de 3 à 11 jours)

Etant donné que c'est dans les zones D, E et F que les différences de comportement du glacier rocheux 1 sont les plus importantes, l'analyse pour des intervalles de temps plus courts (de 3 à 11 jours) porte uniquement sur ces trois parties.

La figure 4-24 montre une grande variabilité des vitesses pour des intervalles de temps courts. Les vitesses de 2012 sont plus faibles que celles de 2011 et les valeurs minimales observées sur la figure 4-24 sont celles mesurées durant la période hivernale (01.10.2011 au 18.07.2012).

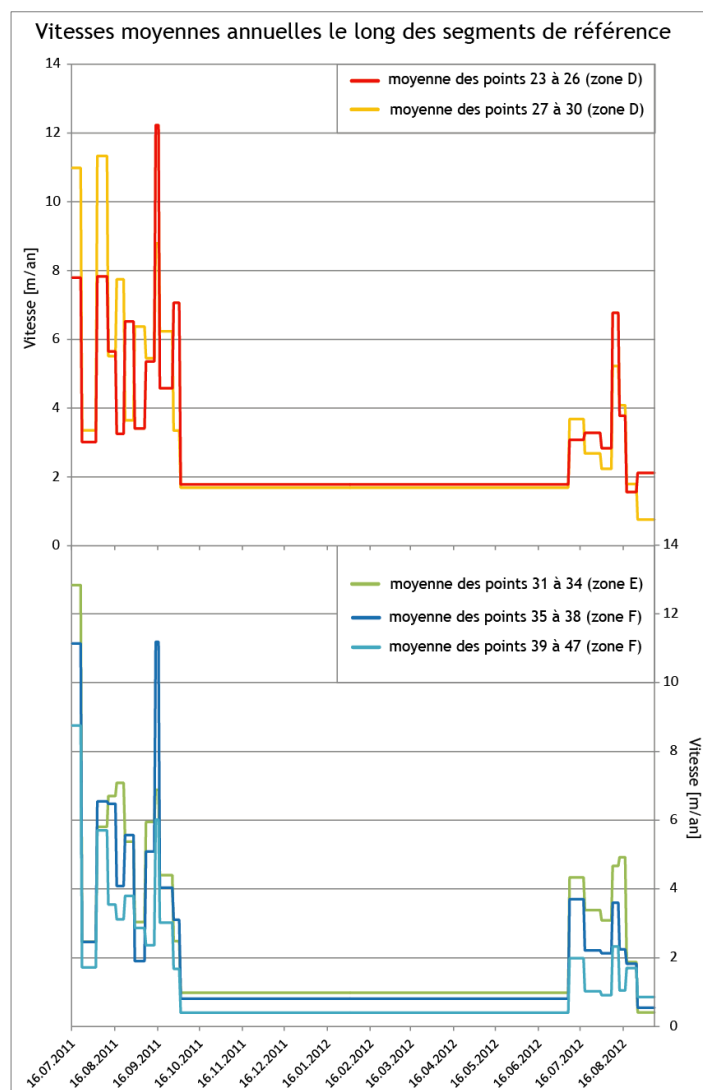


Figure 4-24: Vitesses moyennes par section dans les zones D E et F.

Globalement, Les vitesses de l'ensemble de la partie basse du glacier rocheux 1 varient de la même manière au court du temps, principalement en 2012. En effet, les cinq courbes de la figure 4-24 évoluent en parallèle à partir du 1er octobre 2011. En 2011, la courbe rose qui représente les vitesses des points situés à la limite des zones D et E (points 27 à 30), se comporte inversement aux autres lignes notamment entre le 16.08.2011 et le 13.09.2011. C'est également les points 27 à 30 qui ont la vitesse moyenne et l'écart-type les plus hauts sur l'ensemble de la période étudiée avec une moyenne de 4.99 [m/an] et un écart-type de 3.01 [m/an]. Entre le 10 et le 22 août 2011, les points 31 à 34 voient leur vitesse moyenne augmentée tandis que la zone juste en aval subit une diminution de vitesses durant cette période. Ces deux séries de points se trouvent au sommet de deux niches d'arrachement importantes et se comportent différemment que les régions justes en amont et en aval.

Les valeurs maximales observées changent de secteur en fonction du temps mais globalement, la zone D regroupant les points 23 à 30 est la plus rapide avec une vitesse moyenne de 4.91 [m/an] et un écart-type de 2.82 [m/an], tandis que la partie frontale de la forme (points 39 à 47) est la plus lente avec une moyenne de 2.78 [m/an] et un écart-type de 2.11 [m/an]. A noter qu'en juillet 2012, la zone E est la plus rapide avec des vitesses maximales (4.33 m/an).

Analyse pour des échelles de temps quasi journalières

Le mois de septembre 2011 présente un pic de vitesses important. C'est pourquoi, il aurait été intéressant de mener une troisième étape d'analyse avec la quantification des déplacements à une échelle de temps quasi journalière pour le mois de septembre. Cependant, les déplacements des blocs entre chacune des images ne sont pas suffisants au vu de la résolution des images de la webcam pour permettre de les quantifier correctement. De plus, en raison de la présence d'une petite couverture neigeuse entre le 18 et le 23 septembre, il n'est pas possible de voir les mouvements de la deuxième moitié du mois avec une échelle de temps plus fine.

Néanmoins, l'analyse qualitative des images montrent qu'entre le 1^{er} et le 6 septembre, des mouvements sont visibles entre le pied de la niche d'arrachement qui se situe au niveau des points 16 à 18 et la limite des zones D et E. La partie la plus rapide durant ces 6 jours est à la frontière des zones C et D. Un mouvement est aussi nettement visible sur le haut de la partie F3.

Entre le 6 et le 9 septembre, les seuls mouvements visibles sont au niveau de la zone E, tout comme entre le 9 et le 10 septembre. Les vitesses dans cette zone doivent être particulièrement importantes pour que les déplacements des blocs soient perceptibles sur deux photographies prises à 24h d'intervalle. Durant les trois jours suivants, la zone E présente toujours des mouvements significatifs ainsi que la zone D. De plus, en se reportant au graphique de la figure 4-24, il apparaît qu'entre le 6 et le 13 septembre, les vitesses maximales mesurées sont celles de la courbe verte qui correspond à la zone E. Les observations quantitatives corroborent donc les constatations qualitatives.

Enfin, de petits mouvements sont visibles entre le 13 et le 15 septembre en dessous des points 23 à 26 jusqu'aux points 27 à 30. Il y a donc une accélération de la forme. Cela se confirme d'ailleurs par le fait que des déplacements sont visibles entre les images du 15 et du 16 dans ces mêmes zones. Là encore il y a une corrélation entre ce qui a été mesuré dans l'analyse quantitative entre le 13 et le 16 septembre 2011 et ce qui est observé en comparant simplement les photographies de la webcam.

Synthèse pour le glacier rocheux 1

L'ensemble de l'analyse a montré que le glacier rocheux 1 présente des dynamiques différentes en fonction des zones mais que globalement il a ralenti entre 2011 et 2012. Les vitesses maximales se trouvent toujours dans la zone D et parfois aussi dans les zones E et F2. La partie amont de la forme (zones A et B) présente des vitesses constantes voir même en augmentation entre 2011 et 2012 tandis que les zones médianes et frontales ont très nettement ralenti durant la période étudiée.

De plus, les mouvements sont plus importants au pied des arêtes qui structurent la surface de la forme qu'au niveau de leur sommet. Ainsi, ces petits fronts jouent localement un rôle de frein. Les divers étages du glacier rocheux délimités par les arêtes transversales fonctionnent tous de la même manière : des vitesses plus lentes au front que sur le reste de l'étage. Cela explique notamment que ces formes qui structurent la surface du glacier rocheux 1, perdurent et s'accroissent au fil des ans comme constaté dans les sections précédentes du chapitre 4.

Le glacier rocheux 2

Comme mentionné au début de la section 4.3, l'analyse des déplacements au niveau du glacier rocheux 2 à partir des images de la webcam n'a été faite que d'un point de vue qualitatif. Du fait de la distance entre la forme et la caméra, les mouvements sont nettement moins visibles sur le lobe est (zones K et L, figure 4-25) que sur la partie frontale du lobe ouest (zone H, I et J, figure 4-25).

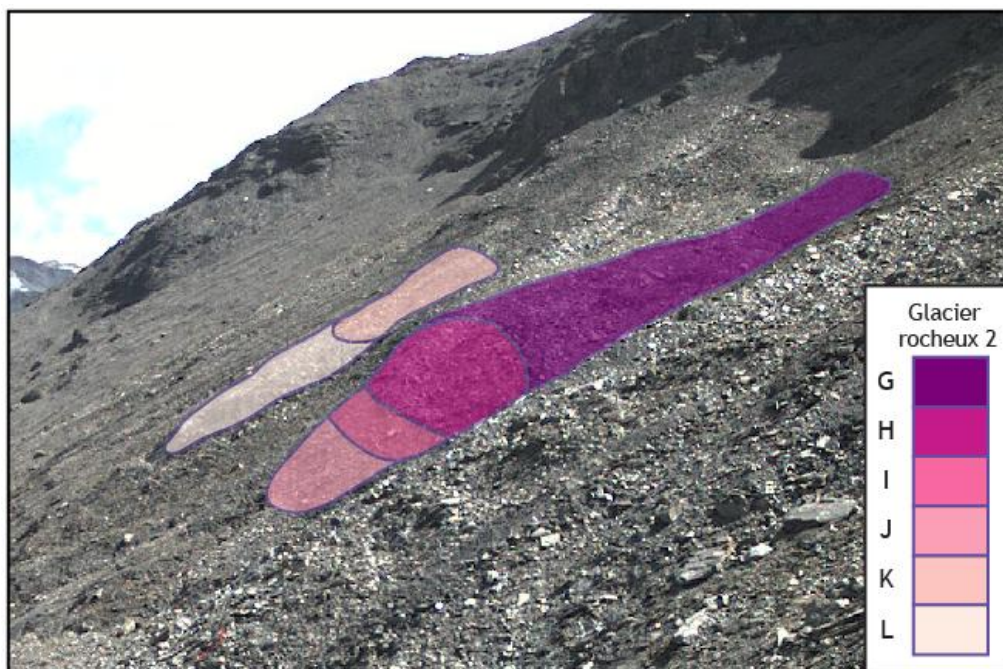


Figure 4-25: Délimitation de zones présentant des dynamiques différentes au cours du temps sur le glacier rocheux 2. Extrait de la figure 4-21. Image prise par la webcam le 26.08.2012 à 15h00.

Globalement, les parties basses (H, I, J et L, figure 4-25) des deux lobes avancent plus rapidement que les zones à l'amont (G et K) et ce pour l'ensemble de la période étudiée. Plus en détail, pour le lobe ouest (zones G à J), la zone amont (G) ne présente aucun déplacement visible des sédiments à l'échelle mensuelle. Ce n'est qu'en comparant les images avec un intervalle de temps d'une année que les mouvements sont réellement clairs.

Au contraire, les zones H et I présentent des changements visibles à l'échelle mensuelle et même à l'échelle journalière. En effet, la crête frontale du lobe ouest qui marque la limite entre la zone G et H, se déplace vers le bas de la pente avec une vitesse qui ne cesse de croître entre 2011 et 2012. La figure 4-26 montre la position de quatre profils transversaux dans les zones H et I à différents moments entre 2011 et 2012. Il est cependant important de relativiser les distances entre les différentes courbes temporelles de la figure 4-26 car tous les blocs ne se sont pas déplacés dans la même direction.

La zone H (figure 4-25) est une zone concave délimitée par deux crêtes transversales bien marquées. C'est une zone qui avance d'une façon assez homogène et les vitesses observées semblent relativement constantes au court du temps.

Cependant, si au niveau des deux crêtes (A et C, figure 4-26), un net ralentissement entre le 1^{er} octobre 2011 et le 18 juillet 2012 ainsi que des vitesses plus rapides durant les périodes estivales sont constatés, au centre de cette zone (ligne B, figure 4-26) un déplacement important des blocs apparaît durant la période hivernale comparativement aux profils A et C. La différence de vitesse entre cette zone (H) et la zone amont (zone G) témoigne de la présence d'une rupture au niveau de leur limite commune.

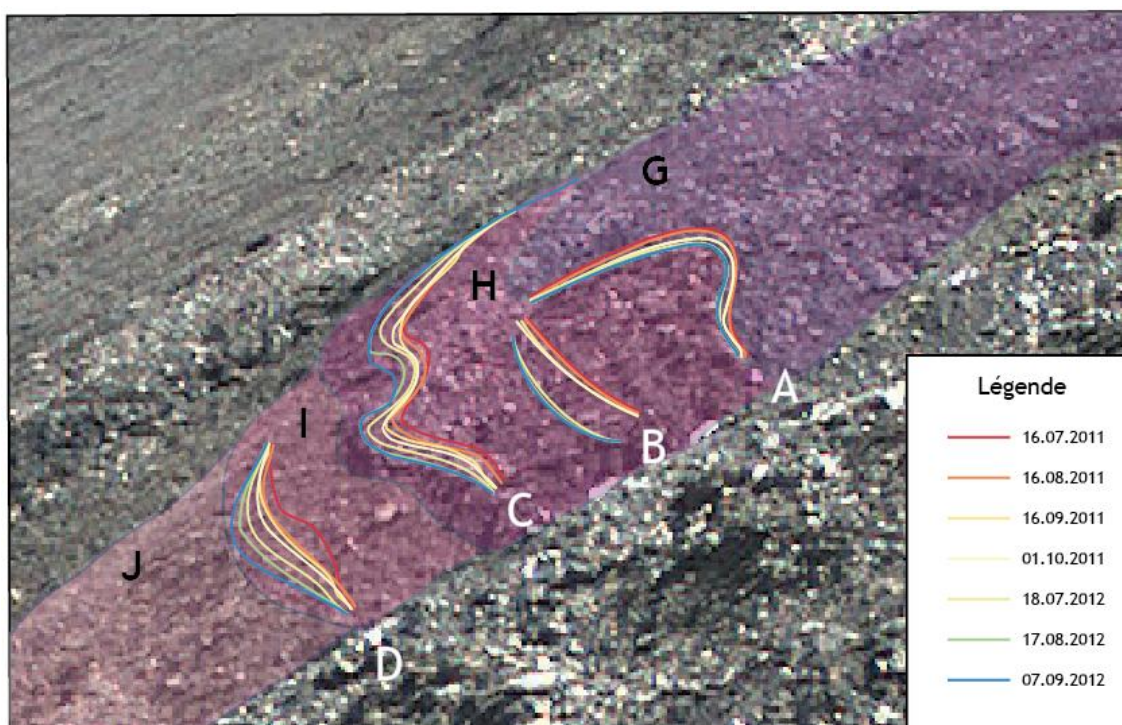


Figure 4-26: Mouvements sur le lobe ouest du glacier rocheux 2 entre le 16.07.2011 et le 07.09.2012 à partir des images de la webcam. L'image de fond date du 26.08.2012.

La zone I (figure 4-26) qui constitue le front à proprement parlé du lobe ouest, est particulièrement pentue. Les mouvements des blocs dans cette zone sont importants. Elle est constituée de matériaux plus fins que ceux des zones amont. Au regard des photographies, de nombreux petits éboulements se sont produits dans cette zone. Ainsi entre le 15 et le 16 septembre 2011 par exemple, des déplacements significatifs des sédiments sont visibles tout comme une année plus tard, entre le 7 et le 9 septembre 2012. Enfin la zone J (figure 4-25), qui se situe au pied du lobe ouest du glacier rocheux 2, présente des mouvements plus lents que dans la zone I.

En ce qui concerne le lobe est du glacier rocheux 2, la zone K (figure 4-25) qui est située à l'amont, présente des mouvements très peu perceptibles, semblables à ceux de la zone G et visibles uniquement à une grande échelle de temps. Etant donné que ce lobe se trouve beaucoup plus loin de la caméra, des mouvements semblables signifient des vitesses plus grandes. Cette zone a une morphologie très homogène.

Une série d'arêtes transversales parcourt le sommet de la zone L. C'est le signe que les vitesses de déplacement sont variables dans cette zone et surtout plus rapides que dans la zone K. Le front de cette langue avance avec des vitesses qui permettent de voir les déplacements des sédiments entre deux images prises avec un intervalle de temps d'un mois et même, à la fin août 2012, entre deux clichés espacés de 11 jours (15.8 et 26.8.2012).

4.3.4. Synthèse

S'il est clair que le glacier rocheux 1 a ralenti entre 2011 et 2012, ce n'est pas le cas de la deuxième forme étudiée. Il est ardu de comparer les vitesses du glacier rocheux 2 entre les deux années considérées. En effet, l'angle de la prise de vue et la distance entre la forme et la webcam font que le trajet parcouru par les blocs du glacier rocheux 2 dans l'image n'est pas suffisant pour percevoir réellement des variations de vitesse.

Cependant, l'analyse a permis de mettre en évidence des zones progressant beaucoup plus vite que d'autres. Ainsi, pour le lobe ouest, la partie frontale bouge beaucoup plus que la partie amont. Il en va de même pour le lobe est, même si les vitesses sur ce dernier semblent plus faibles.

En ce qui concerne le glacier rocheux 1, il est apparu que les différentes zones présentent des dynamiques distinctes. La partie amont de la forme (zones A et B) avance de façon relativement constante avec des vitesses de l'ordre de 2.5 m/an. La partie médiane (zones C et D), quant à elle, montre beaucoup de variations avec des vitesses très élevées pouvant dépasser les 12 m/an entre le 13 et le 16 septembre 2011. Les secteurs les plus rapides ne sont pas toujours situés dans la même zone. Enfin la partie frontale du glacier rocheux 1 (zones E et F), présente des vitesses plus lentes que la zone D, mais tout de même très rapides.

Par conséquent, l'analyse des images de la webcam a montré que les deux glaciers rocheux de Tsaté-Moiry présentent des dynamiques différentes entre les mois de juillet 2011 et de septembre 2012. D'un côté, le glacier rocheux 1 est stable au niveau du front et présente une grande déformation au niveau du centre de la langue tandis que le glacier rocheux 2 est en phase d'avancée importante avec un front qui va nettement plus vite que le reste de la forme.

Chapitre 5: Discussion



5.1. Discussion sur les méthodes

La combinaison de la photogrammétrie et des mesures dGPS est une pratique courante et approuvée pour étudier la cinématique des glaciers rocheux (Kaufmann et al, 2006, Avian et al., 2009) tandis que l'utilisation d'une webcam dans une optique de quantification des déplacements à la surface des glaciers rocheux est très novatrice. Suite à l'analyse des résultats, il est important de relever la parfaite complémentarité et la bonne corroboration des résultats obtenus avec les différentes méthodes utilisées.

5.1.1. Photogrammétrie et mesures dGPS

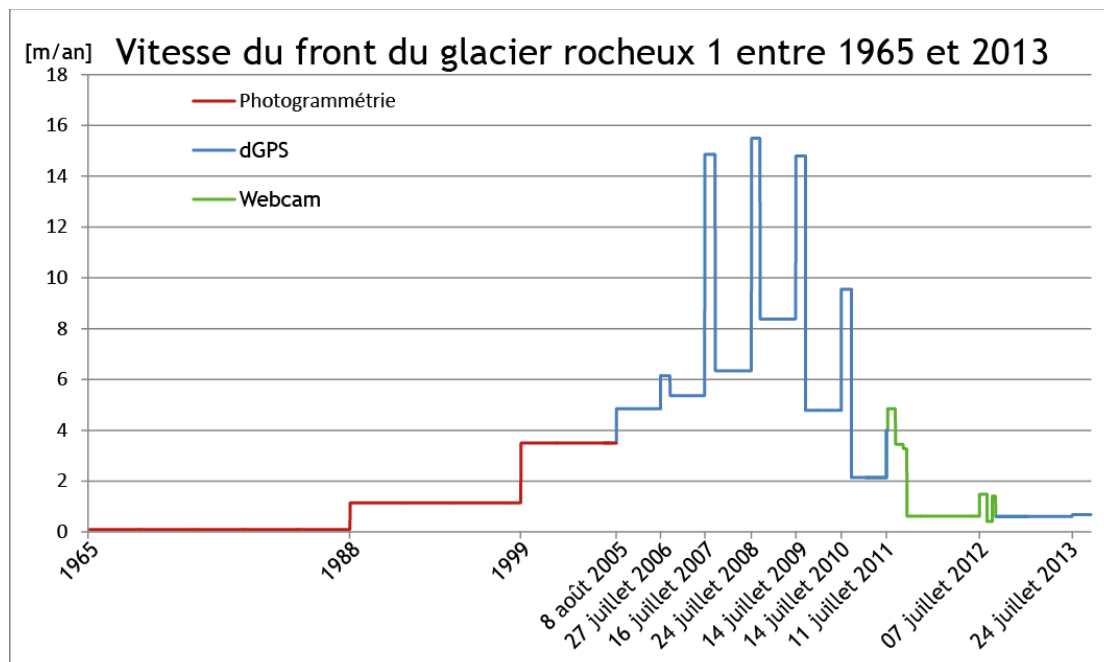


Figure 5-1: Vitesse du front du glacier rocheux 1 mesurée entre 1965 et 2013 par les différentes méthodes utilisées dans ce travail.

Pour le glacier rocheux 1, l'accélération mise en évidence par la photogrammétrie entre 1988 et 2005 se poursuit jusqu'en 2010 sur les graphiques des vitesses mesurées au dGPS (figure 5-1). Les valeurs de vitesses du front du glacier rocheux, obtenues entre 1999 et 2005 par la photogrammétrie (3.5 m/an) sont tout à fait plausibles en comparaison de celles mesurées entre août 2005 et octobre 2006 par dGPS (5.08 m/an). Deux éléments expliquent la différence entre ces deux valeurs. Tout d'abord, la figure 5-1 montre l'évolution des vitesses au niveau du front du glacier rocheux 1 entre 1965 et 2013. Les vitesses issues de la photogrammétrie

(1965 à 2005) sont celles de l'avancée du front tandis que celles pour les années 2005 à 2013 correspondent aux vitesses des blocs à la surface de la zone frontale de la forme. De plus, la valeur de 3.5 m/an entre 1999 et 2005 est une valeur moyenne sur 6 ans alors que les vitesses de surface des glaciers rocheux peuvent varier énormément d'une année à l'autre voire même d'un mois à l'autre, comme explicité dans les résultats des mesures dGPS et de la webcam. De plus, entre 1999 et 2009, le front du glacier rocheux 1 a subi une très grande accélération.

En ce qui concerne le glacier rocheux 2, la photogrammétrie a montré qu'entre 1965 et 2005 les vitesses moyennes au niveau du front de la forme sont restées inférieures à 1,25 m/an (figure 5-2). Très peu de modifications dans la morphologie du glacier rocheux ont été mises en évidence. Le lobe ouest, qui est légèrement plus rapide que le lobe est, présente une vitesse moyenne de son front d'environ 0.8 m/an entre 1999 et 2005 et de 1.67 m/an entre 2005 et 2006, tandis que le deuxième lobe progressait avec une vitesse de l'ordre de la dizaine de cm par année entre 1999 et 2005 et de 1.13 m/an entre 2005 et 2006. Par conséquent, tout comme pour le glacier rocheux 1, les vitesses au niveau des fronts des deux lobes mesurées par dGPS entre août 2005 et octobre 2006, corroborent les valeurs obtenues par la photogrammétrie entre 1999 et 2005 (figure 5-2).

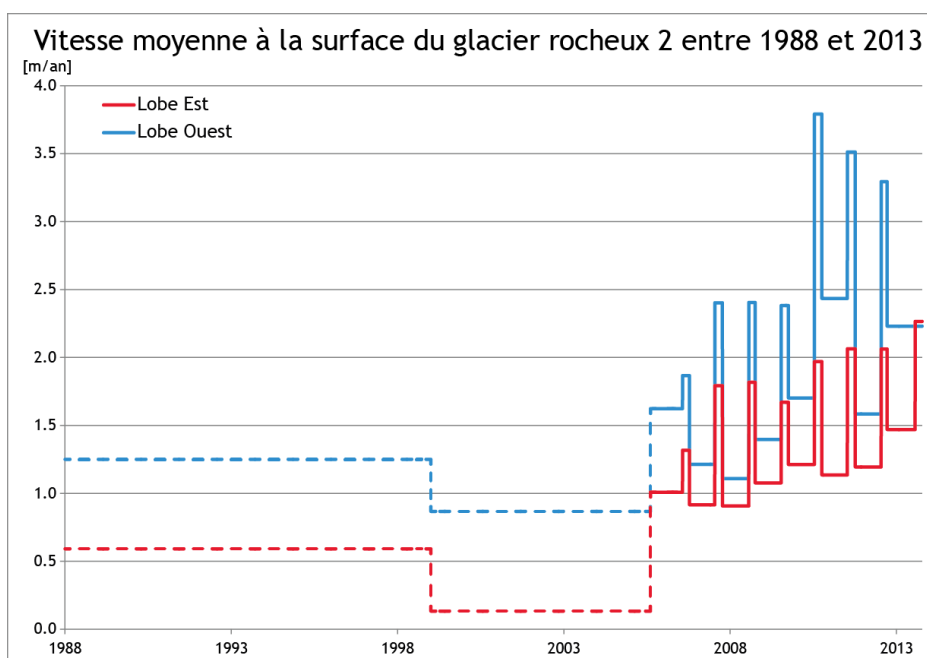


Figure 5-2: Vitesse du front des deux lobes du glacier rocheux 2 mesurée entre 1988 et 2013 par les différentes méthodes utilisées dans ce travail. En traitillé les valeurs obtenues par photogrammétrie et en ligne continue, les valeurs mesurées au dGPS.

5.1.2. Mesures dGPS et analyse des images de la webcam

La comparaison des résultats obtenus pour le glacier rocheux 1 entre 2011 et 2012 entre les mesures biannuelles des vitesses au dGPS et la quantification des vitesses sur les images de la webcam montre, dans les deux cas, que la partie aval du glacier rocheux a ralenti durant cette période tandis que la partie amont a accéléré. Les valeurs des vitesses obtenues ne sont cependant pas tout à fait les mêmes (figure 5-3). Elles correspondent très bien entre elles pour la partie frontale du glacier rocheux (zone F2 / aval 1), mais plus le secteur considéré se situe vers l'amont du glacier rocheux, plus la différence entre les valeurs moyennes des vitesses découlant de chacune des deux méthodes est importante. Plusieurs explications sont possibles dont notamment le fait que les points situés sur le haut du glacier rocheux sont plus éloignés de la caméra que ceux de la région frontale. En résulte qu'un même déplacement dans la réalité se traduit par un plus petit mouvement sur l'image. Les petites imprécisions lors du positionnement des points sur les images ont donc un impact nettement supérieur dans les secteurs amont de la forme que dans les secteurs aval. De plus, l'angle des photographies de la webcam est grand et les éléments qui se trouvent en bordure d'image sont déformés. Il s'agit de la distorsion de l'image. Dans le présent travail, cette dernière n'a pas été corrigée. C'est potentiellement aussi une source importante d'erreur.

Il faut ajouter à cela que le procédé utilisé pour quantifier les déplacements à la surface du glacier rocheux 1 et qui consiste à mesurer les distances projetées sur les segments de référence, ne donne pas les valeurs réelles de mouvements. Les segments de référence ne sont pas toujours parallèles aux mouvements des blocs et donc les valeurs de déplacement mesurées par cette méthode ne correspondent pas aux mouvements réels des blocs. Cependant, même si les valeurs absolues des résultats des mesures dGPS et celles de l'analyse des images de la webcam ne correspondent pas tout à fait entre elles, les tendances, elles, coïncident.

Enfin, la découpe en secteurs utilisée pour les mesures dGPS n'est pas tout à fait la même que celle résultant de l'analyse des images de la webcam. Il en découle que la localisation des vitesses maximales observées avec les mesures dGPS et celles de la webcam ne se trouve pas toujours dans le même secteur.

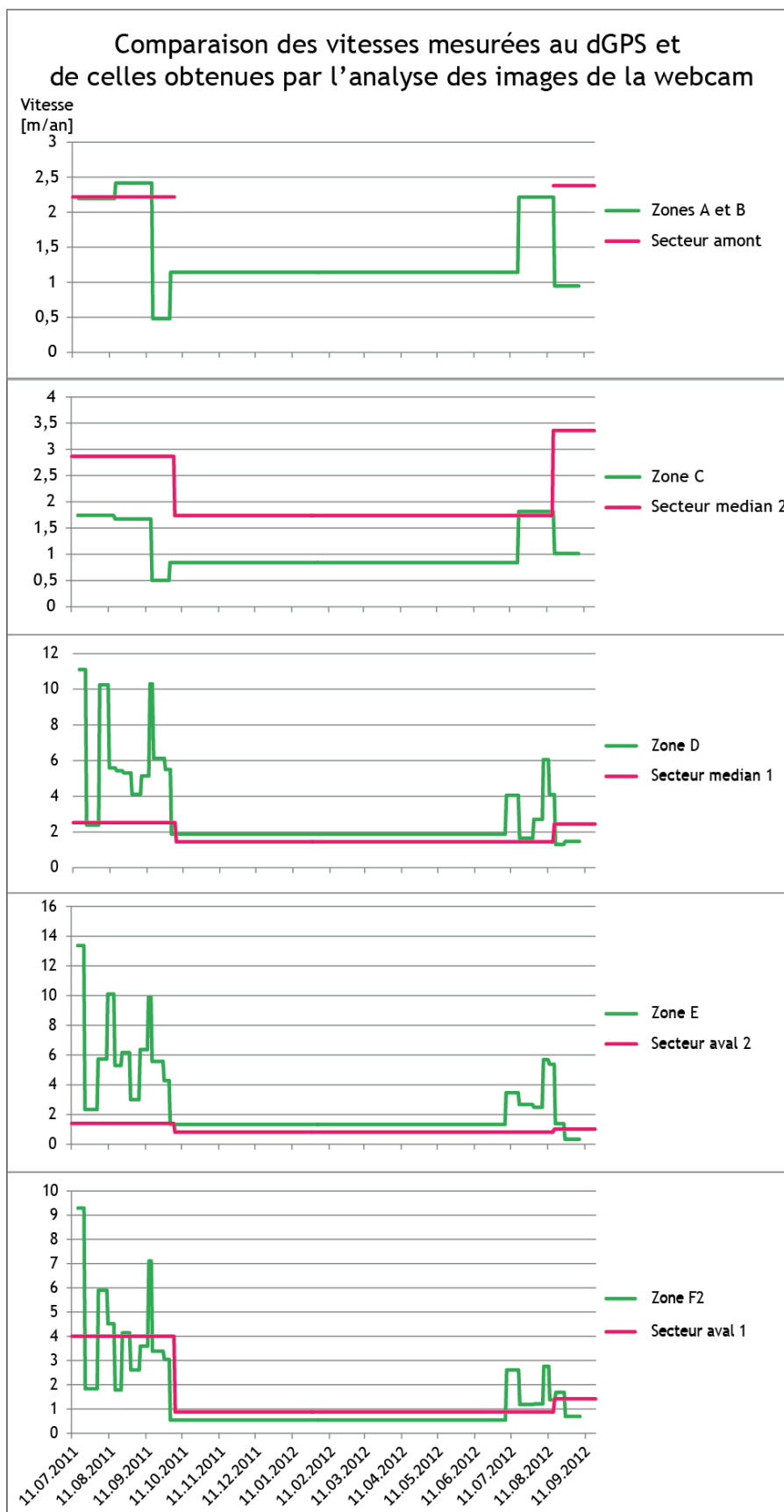


Figure 5-3 : Comparaison des vitesses obtenues avec les mesures dGPS et de celles issues de l'analyse des images de la webcam pour l'ensemble des secteurs du glacier rocheux 1.

Pour le glacier rocheux 2, les observations qualitatives des images de la webcam et les résultats des mesures au dGPS présentent des faits semblables. Le front de la forme avance beaucoup plus vite que la partie amont. En 2011 et 2012, les vitesses sont telles que même à l'échelle journalière, des mouvements sont visibles dans la zone frontale. De plus, l'observation des photographies de la webcam a permis de mettre en évidence le fait que c'est à la fin de l'été que la chute des blocs au niveau du front du lobe ouest est la plus active.

5.1.3. Synthèse

Si la combinaison de la photogrammétrie et des mesures dGPS ont fourni des résultats tout à fait satisfaisants d'un point de vue de la précision et de la corroboration des valeurs mesurées, la quantification des vitesses à partir des images de la webcam doit être optimisée. L'objectif de la mise en place d'une webcam sur le site de Tsaté-Moiry était d'identifier d'éventuelles variations de vitesses pour des intervalles de temps très courts (Lambiel, 2011). Ce travail a montré que cela était parfaitement possible pour des glaciers rocheux rapides et les résultats obtenus sont intéressants. Durant l'été, les vitesses à la surface des glaciers rocheux fluctuent beaucoup et cela ne peut être constaté simplement avec des mesures dGPS biannuelles. Cependant, le procédé utilisé avec la mise en place de segments de références et la projection de point sur ces dits segments tel qu'appliqué dans ce travail, génère une grande marge d'erreur et ne permet donc pas d'avoir des valeurs significatives en soi, mais simplement de mettre en évidence des tendances le long du glacier rocheux. Un logiciel de mono-photogrammétrie et de cartographie qui permet le drapage de photographies terrestres sur un MNT est en phase de développement à l'institut fédéral de recherches sur la forêt, la neige et le paysage (WSL) à Bellinzone¹⁵. Ce procédé devrait permettre de bien meilleurs résultats lors du traitement des images de la webcam. De plus, la période étudiée dans ce travail est relativement courte (2011 - 2012). Il est donc nécessaire de poursuivre le monitoring pour permettre une meilleure validation des résultats obtenus.

¹⁵ Ce projet s'appelle WSL Monoplotting-Tool. Une présentation du projet et du logiciel se trouve sur le web à l'adresse: http://www.wsl.ch/fe/oekosystem/insubrisch/projekte/Evoluzione_paesaggio.

5.2. Mise en relation avec les facteurs de contrôle

Les facteurs de contrôle de la dynamique des glaciers rocheux sont divers. Comme mentionné dans le chapitre 1.2.3, les recherches menées jusqu'à présent dans le domaine de la cinématique des glaciers rocheux ont montré que les vitesses de surface de ces derniers sont influencées par des facteurs propres au terrain tels que la pente, l'alimentation en sédiments, la taille et l'emboîtement des blocs ainsi que par les conditions de pergélisol (ex. Frauenfelder et al., 2003, Arenson, 2002, Kääh et al., 2007). Ces dernières sont elles-mêmes influencées par les températures de l'air et de la surface du sol, la quantité de précipitations hivernales et estivales ainsi que les conditions d'enneigement (ex. Bodin, 2007, Mihajlovic et al., 2008, Delaloye et al. 2008, Ikeda et al., 2008).

Avec les changements climatiques, les glaciers rocheux ont tendance à accélérer mais Barsch (1996) mentionne que le réchauffement du climat peut à terme rendre les glaciers rocheux inactifs en raison de l'augmentation de la couche active voire même de la disparition de pergélisol dans la forme.

Dans le cas de Tsaté-Moiry, les deux glaciers rocheux présentent actuellement des dynamiques très différentes. La première forme, après une accélération et une déstabilisation fulgurante qui en ont fait l'un des glaciers rocheux les plus rapides connus avec une vitesse du front de 15.5 m/an durant l'été 2008, a changé radicalement de dynamique. Les vitesses du front ont drastiquement diminué de telle sorte qu'en 2013, elles ne s'élèvent plus qu'à 0.64 m/an. C'est la première fois qu'une telle décélération et surtout dans un laps de temps si court est observée dans les Alpes.

En ce qui concerne les secteurs médians et amont du glacier rocheux 1, ils ont continué d'accélérer pour dépasser les 3 m/an par endroit. Ces vitesses importantes laissent penser que, même si la partie frontale du glacier rocheux a ralenti, cette forme est toujours déstabilisée.

Le glacier rocheux 2 ne s'est par contre que très récemment déstabilisé. Si les premiers signes de glissement apparaissent en 1999 avec la formation d'une niche d'arrachement à la racine du lobe ouest, ce n'est que depuis 2008 que les vitesses à la surface des deux lobes ont réellement commencé à croître et que des niches d'arrachement dans les zones frontales des deux lobes sont apparues, témoignant de la déstabilisation de la forme.

Il y a donc pour une même période de temps deux glaciers rocheux voisins qui répondent d'une façon tout à fait inverse aux conditions météorologiques. Il est intéressant de chercher à comprendre quels facteurs de contrôle météorologiques jouent un rôle plus important sur chacun des deux glaciers rocheux de Tsaté-Moiry.

La mise en relation des vitesses de surface des glaciers rocheux va être divisée pour chacun des glaciers rocheux en plusieurs parties. Tout d'abord, les résultats de la photogrammétrie vont être comparés aux températures de l'air présentées dans le chapitre 2.2. Ensuite, les vitesses depuis 2005 mesurées par dGPS vont être mises en relation avec un ensemble des facteurs climatiques. Pour ce faire, les données de températures de l'air sur le site, calculées à partir de celles de la station de Montana (1508 m), les données de précipitations estivales basées sur les mesures des deux stations de Grimentz (1575 m) et de Mottec (1560 m), les quantités de neige tombées à la station de Bréona (2610 m), les températures de la surface du sol mesurées par des capteurs BTS sur le site de Tsaté-Moiry et enfin la date de la disparition de la couverture neigeuse basée aussi sur les mesures des capteurs BTS ont été utilisées. A noter que pour les valeurs de neige, ce sont les hauteurs mesurées en mm qui ont été utilisées et pas le SWE. Cela n'influence pas les valeurs de corrélation avec les vitesses de surface. En effet, le SWE est identique à la hauteur de neige à un facteur près de 0.4 (cf. section 2.2.3).

Les valeurs de vitesse des différents secteurs des deux glaciers rocheux employées pour calculer la corrélation avec les différents facteurs de contrôle météorologiques correspondent aux vitesses moyennes annuelles mesurées au dGPS entre deux automnes consécutifs, comme présenté dans le chapitre 4.2. Enfin, les résultats de l'analyse quantitative des images de la webcam pour le glacier rocheux 1 vont être mis en relation avec les précipitations estivales.

5.2.1. Glacier rocheux 1

1965-2005: vitesses pluriannuelles

Comme mentionné dans le chapitre 4.1, entre 1965 et 2005, le front du glacier rocheux a accéléré comme de nombreux glaciers rocheux dans les Alpes (Roer et al., 2005). Cette accélération s'inscrit dans le contexte d'un réchauffement des températures de l'air durant cette période. Le début de la phase de déstabilisation du glacier rocheux 1, aux alentours de 1988, correspond d'ailleurs à une très grande augmentation des températures de l'air, visible sur la figure 2-11. Cette relation entre les températures de l'air et les vitesses des glaciers rocheux a d'ailleurs été montrée dans plusieurs études (ex. Frauenfelder et al., 2003, Arenson, 2002, Bodin et al., 2009). Cependant, les températures moyennes de l'air augmentent toujours actuellement, dans une moindre mesure, tandis que le front du glacier rocheux 1 ralentit depuis 2009. Si les températures suffisent à expliquer sur le long terme le comportement de la forme, à plus courte échelle d'autres facteurs entrent en jeu.

2005 - 2013: vitesses annuelles

La figure 5-4 montre que le glacier rocheux 1 peut être divisé en deux grands secteurs qui répondent d'une façon parfaitement inverse aux conditions météorologiques. Ainsi, la partie qui regroupe les secteurs médians 1 et 2 et la zone amont répond très bien et positivement aux températures de l'air et de la surface du sol (GST) ainsi qu'à la date de fin de l'enneigement. Elle répond d'une manière inverse aux variations dans les quantités de précipitations estivales et hivernales. La corrélation négative observée entre les mesures de hauteur de neige et de pluie pour ces trois secteurs signifie que plus ces dernières sont importantes, moins les vitesses du glacier rocheux sont élevées. Le secteur amont est plus fortement influencé par la quantité maximale de neige accumulée durant l'hiver et la hauteur de neige encore présente le 1^{er} mai alors que les deux zones médianes sont davantage corrélées avec les précipitations estivales. La neige fond plus vite sur les secteurs médians que sur la zone amont et donc la majorité de l'eau de fonte qui pénètre dans le terrain est décalée dans le temps en fonction de l'altitude. Cela peut expliquer que la partie amont soit mieux corrélée avec la hauteur de neige au 1^{er} mai que celle au 1^{er} avril tandis que les secteurs juste en aval le sont plus avec celle du 1^{er} avril que du 1^{er} mai.

Ikeda et al. (2008) et Delaloye et al. (2008a) ont montré que la quantité d'eau de fonte au printemps influence les vitesses des glaciers rocheux. Cela se retrouve dans le cas de Tsaté-Moiry mais la relation observée dans les secteurs amont et médians du glacier rocheux 1 est inverse. Il semble donc que ce ne soit pas tant la quantité d'eau de fonte qui s'infiltre dans ces secteurs mais bien le moment où cela se produit qui influence vraiment les vitesses de surface de la partie supérieure de glacier rocheux 1.

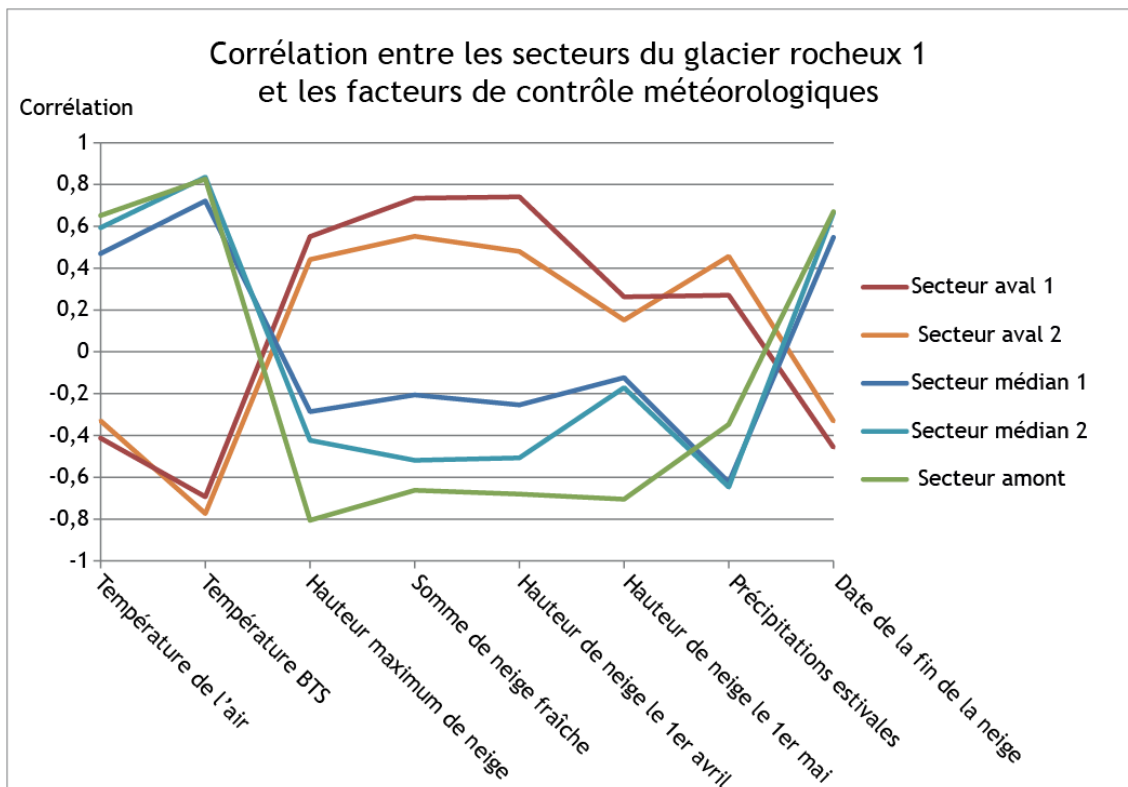


Figure 5-4 : Corrélation entre les vitesses des secteurs du glacier rocheux 1 et les facteurs de contrôle météorologiques. Le tableau des valeurs se trouve dans l'annexe 6.

Au contraire des secteurs amont et médians, la partie frontale répond de manière positive aux changements dans les hauteurs de neige mesurées durant l'hiver. Les corrélations des vitesses de ce secteur avec la somme de neige fraîche et la hauteur mesurée le 1er avril dépassent 0.7 pour le secteur aval 1. De plus, les deux parties aval sont corrélées négativement avec les températures de l'air et du sol tout comme avec la date de fin de l'enneigement. Dans son article Lambiel (2011) a montré que jusqu'en 2009, les vitesses du glacier rocheux 1 dépendaient positivement des températures à la surface du sol, mais les valeurs de corrélation qui apparaissent sur la figure 5-4 pour les 2 zones aval sont négatives. Dans le but de comprendre l'origine

de cette différence, la figure 5-5 montre l'évolution des vitesses de ces deux zones en fonction de la variation des températures à la surface du sol, de la date de fin de la neige, de la somme de neige tombée durant l'hiver et enfin des précipitations estivales.

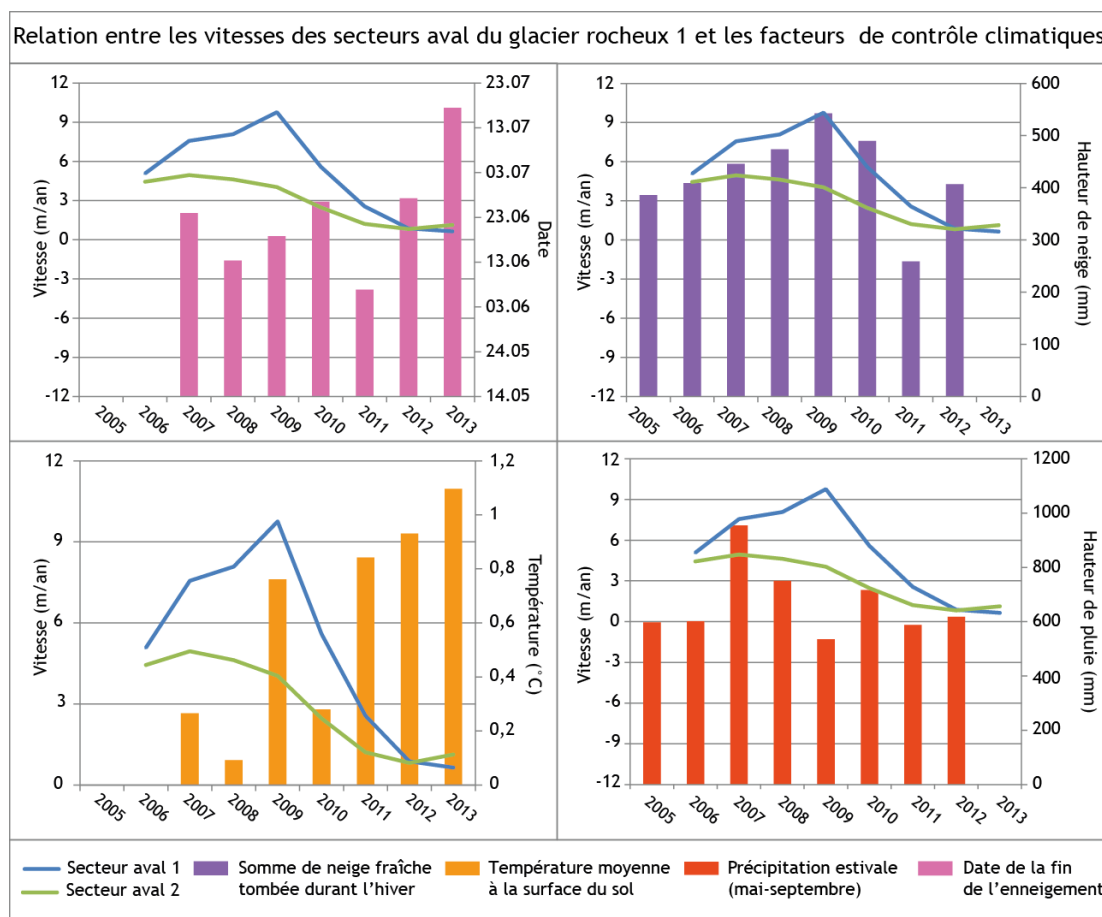


Figure 5-5 : Relation entre les vitesses de surface au niveau des zones aval du glacier rocheux 1 et les facteurs de contrôle météorologiques.

Il apparaît sur la figure 5-5 que la courbe de la zone aval 1 est très fortement corrélée avec les valeurs moyennes des mesures BTS mais négativement, hormis en 2009. Ce qui signifie que plus il fait chaud, moins les vitesses sont élevées. L'analyse de Lambiel (2011) qui se terminait en 2010 voyait 2008 comme une exception à la corrélation positive, mais au regard des données actuelles, c'est bien 2009 qui est un cas particulier. Les vitesses de cette année-là sont particulièrement élevées tout comme les températures. Par contre, ce secteur suit très bien l'histogramme de la somme de neige fraîche tombée durant l'hiver hormis pour 2012. Une grande différence dans le comportement de la zone aval 1 est visible sur la figure 5-3 entre le début et la fin de la période considérée. En effet, à partir de 2011, le

comportement de la courbe de vitesse ne semble plus être expliqué par les facteurs de contrôle climatiques représentés. En ce qui concerne la zone aval 2, elle réagit d'une façon moins intense aux variations climatiques mais, comme pour le premier secteur, les vitesses de surface ne peuvent pas être totalement expliquées par les conditions climatiques, principalement en fin de la période étudiée.

Puisque le fort ralentissement du front depuis 2009 ne peut pas être expliqué uniquement par des facteurs de contrôle climatique, malgré une bonne corrélation avec les précipitations hivernales, il est nécessaire de chercher d'autres éléments pouvant expliquer le comportement du glacier rocheux 1.

Afin de connaître la composition de ce dernier et la répartition du pergélisol à l'intérieur de la forme, un profil ERT a été effectué en 2011 (figure 5-6). Il montre que la partie frontale n'est que très peu résistante. Il semble donc que cette zone ne contienne plus de glace (Lambiel et al., 2013). Il n'est cependant pas possible de savoir depuis quand cette situation existe. La fonte du pergélisol est un processus qui prend généralement plusieurs années (Arenson, 2002). Il est donc probable que la disparition de la glace interstitielle ait déjà été bien entamée en 2009, lors du changement de dynamique du front du glacier rocheux 1. L'absence de glace rend la couche de sédiments beaucoup plus perméable aux infiltrations d'eau. C'est donc une des explications possibles au fait que la partie frontale du glacier rocheux 1 réponde très bien et positivement aux variations dans les précipitations hivernales et estivales.

La partie médiane du glacier rocheux contient du pergélisol sur une épaisseur d'environ 12 m (figure 5-6). C'est une couche nettement moins perméable. Dans ce secteur, le pergélisol répond avant tout à des changements de température de l'air et de la surface du sol. Cela explique les valeurs de corrélation de la figure 5-4. L'eau ne peut pas vraiment pénétrer dans le glacier rocheux à cet endroit et donc elle ne peut pas faire beaucoup diminuer la cohésion de la couche et augmenter le fluage.

Pour la partie amont du glacier rocheux, il est nettement moins aisé de faire des hypothèses quant à son fonctionnement. En effet, au vu du profil ERT, ce secteur n'est probablement pas gelé ou du moins pas en profondeur (Lambiel et al., 2013). Néanmoins, la présence d'une fine couche de pergélisol expliquerait partiellement les valeurs de corrélation obtenues.

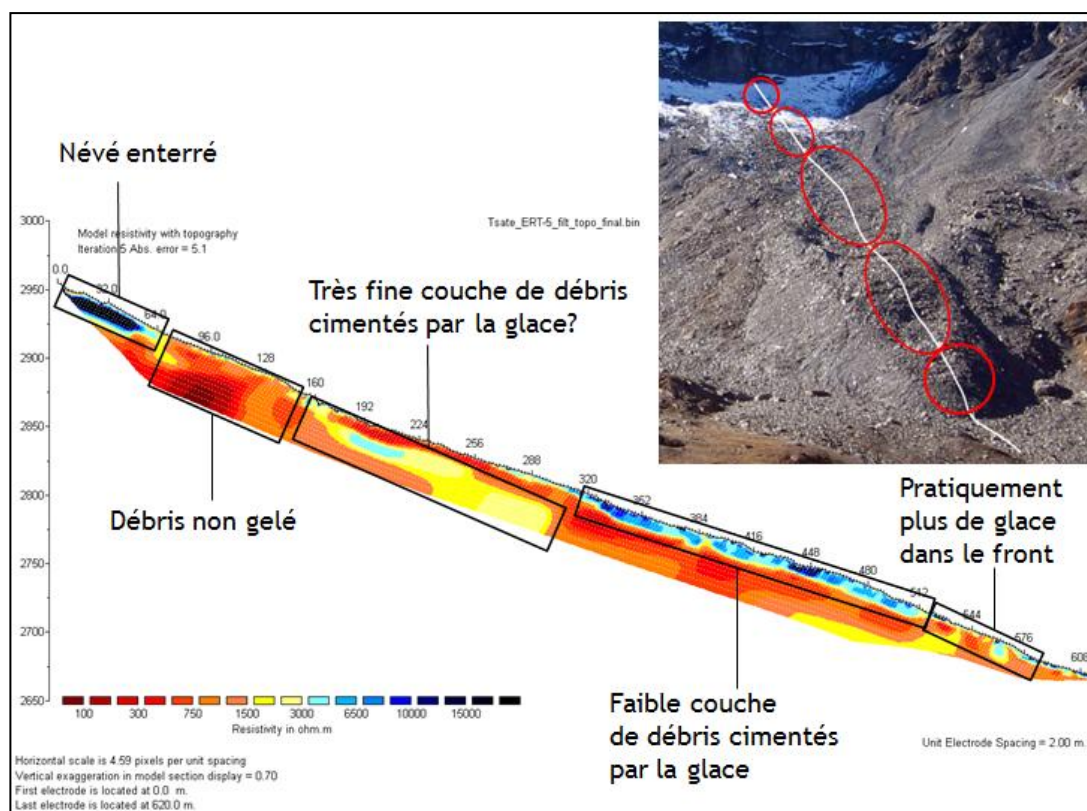


Figure 5-6 : Profil ERT réalisé sur le glacier rocheux 1 en été 2011 (Lambiel et al., 2013).

Enfin, divers processus de mobilisation des sédiments entrent en jeu à la surface du glacier rocheux 1 en plus du fluage, notamment dans les zones E et F. Il s'agit de ruissellement, de chutes de pierre ainsi que de glissement. L'influence exacte du processus de glissement à l'intérieur et à la base du glacier rocheux n'est pas bien connue. Les données pour le site et les connaissances actuelles de la cinématique des glaciers rocheux ne permettent pas de quantifier la part de déplacement qui est due au fluage des sédiments et celle qui dépend du glissement (Roer et al., 2008, Kääh, 1996).

2011 - 2012: vitesses quasi hebdomadaires

L'analyse des images de la webcam a montré une grande variabilité des mesures durant les périodes estivales. Les précipitations sont un élément météorologique qui varie également beaucoup durant l'été. De plus, il est improbable que des facteurs tels que les conditions d'enneigement influencent les variations quasi hebdomadaires du glacier rocheux entre juillet et octobre. C'est pourquoi seules les précipitations estivales sont mises en relation avec les vitesses mesurées dans les secteurs D, E et F2 (figure 5-7).

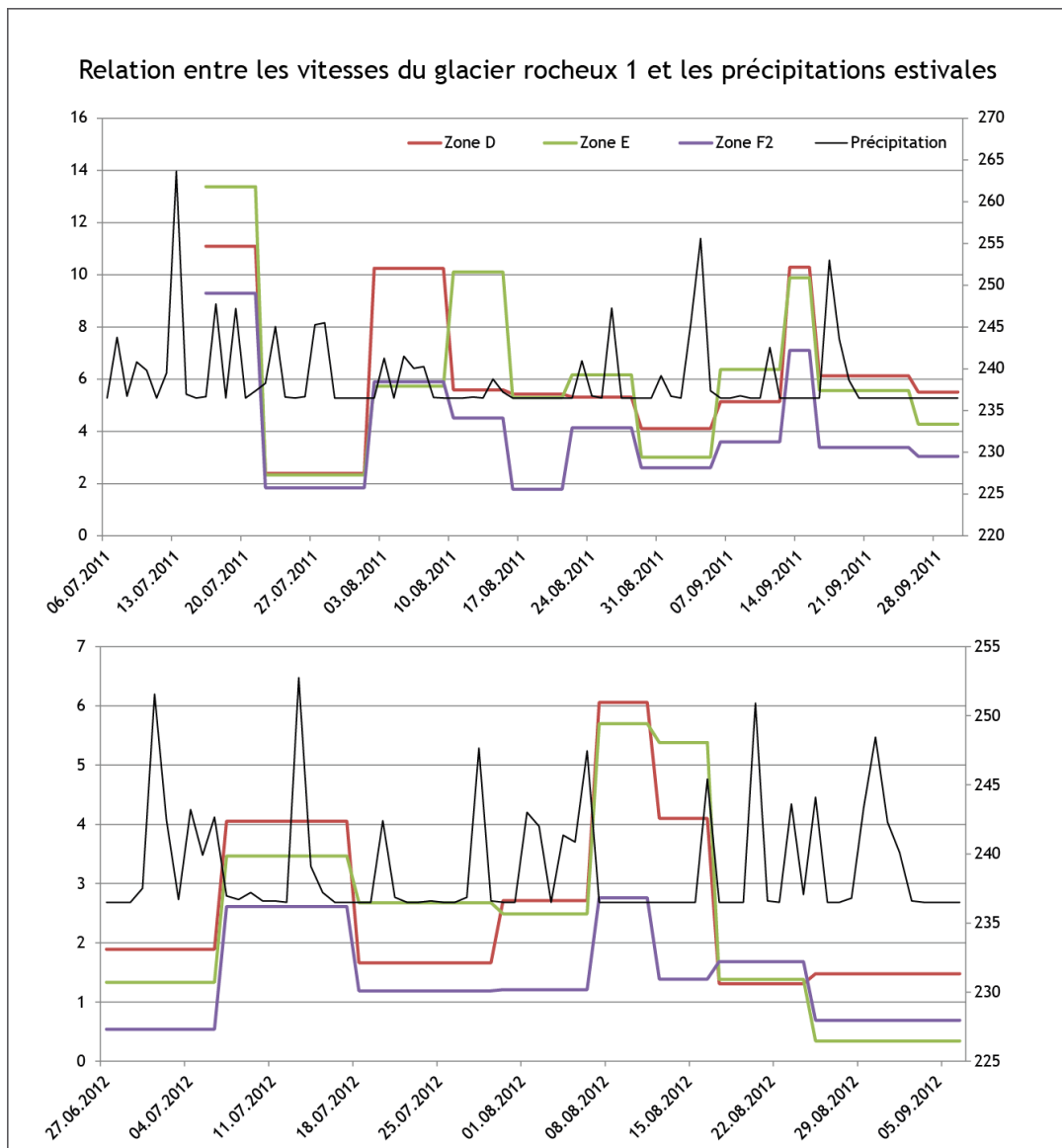


Figure 5-7 : Relation entre les vitesses des zones D, E et F2 avec les précipitations estivales pour les étés 2011 et 2012. Le tableau des valeurs se trouve dans l'annexe 6.

A première vue, aucune relation de cause à effet entre les quantités de précipitations et les vitesses du glacier rocheux n'apparaît sur la figure 5-7. Toutefois, il semble que chacune des accélérations mesurées suivent d'une dizaine de jours environ un événement de fortes précipitations. Ce décalage peut s'expliquer par le fait que l'eau doit s'infiltrer dans le terrain pour ensuite jouer son rôle déstabilisant. Cela prend du temps et donc provoque un retard dans la réponse du glacier rocheux aux divers épisodes de pluie. Cependant, tous les épisodes de fortes pluies ne sont pas suivis par une augmentation des vitesses de surface. Il n'est donc pas possible d'affirmer que l'intensité et la durée des précipitations ont un impact direct sur l'amplitude et la durée de l'augmentation des vitesses à partir de la

figure 5-7, mais seulement d'émettre l'hypothèse d'une telle relation. Pour pouvoir réellement définir la relation entre les pluies estivales et les vitesses du glacier rocheux, il serait nécessaire de faire des recherches beaucoup plus détaillées et approfondies, sur une période de temps nettement plus longue et avec des intervalles de temps entre les mesures de déplacements des blocs beaucoup plus petits.

5.2.2. Glacier rocheux 2

1965-2005: vitesses pluriannuelles

La hausse des températures moyennes de l'air n'a pas eu un effet aussi rapide sur le glacier rocheux 2 que sur la forme voisine. En effet, lors de l'accélération du réchauffement climatique, le glacier rocheux 2 n'a pas subi d'accélération. Au contraire, la forme a même ralenti jusqu'en 2008. Ce n'est que depuis 5 ans que les vitesses au front augmentent. La cause de cette inertie du glacier rocheux 2 est difficile à définir au vu des connaissances actuelles. Une différence au niveau de la composition et de la granulométrie existe entre les deux glaciers rocheux de Tsaté-Moiry. En effet, la taille des blocs se détachant de la paroi va croissante d'est en ouest. Ainsi les sédiments qui constituent le glacier rocheux 2 sont en moyenne de taille plus petite que ceux du glacier rocheux 1.

De plus, la couche de pergélisol au niveau du lobe ouest du glacier rocheux 2 faisait plus de 20 m d'épaisseur par endroit en 2010 et descendait jusqu'au sommet du front (figure 2-7). Sur le glacier rocheux 1 par contre, le pergélisol ne faisait en 2011 qu'environ 12 m et était complètement absent de la partie frontale (figure 5-6). Les glaciers rocheux de Tsaté-Moiry se trouvent dans une zone de pergélisol discontinu dont les épaisseurs et les limites fluctuent très fortement (Scapozza, 2012). Par conséquent, une hypothèse possible pour expliquer le décalage dans le temps de la réponse des deux glaciers rocheux étudiés serait une différence dans la quantité, la qualité et la composition du pergélisol initialement présent.

2005 - 2013: vitesses annuelles

La date de la fin de l'enneigement et les températures moyennes à la surface du sol sont les facteurs de contrôle qui ont les impacts les plus importants sur les vitesses du glacier rocheux 2 entre 2005 et 2013 (figure 5-8). L'ensemble de la forme est corrélée positivement avec ces variables. Globalement, les précipitations hivernales et estivales jouent un rôle peu important et inverse sur l'ensemble des secteurs du glacier rocheux 2.

Le secteur situé à l'aval du front du glacier rocheux 2 est pour sa part, bien corrélé négativement avec les températures BTS et positivement avec les précipitations estivales. Au simple regard des résultats des mesures dGPS et de l'analyse des images de la webcam, il n'était pas possible de déterminer si ces déplacements sont dus à de la solifluxion ou à un mouvement plus profond induit par le glacier rocheux. Les vitesses mesurées sont nettement inférieures aux autres secteurs et les déplacements sont plus importants au printemps, ce qui est typique des zones de solifluxion (Utz, 2013). Cependant, la différence de réponse aux facteurs climatiques de cette zone combinée aux différentes observations faites sur le terrain, confirme le fait que le secteur aval ne fait pas partie du glacier rocheux.

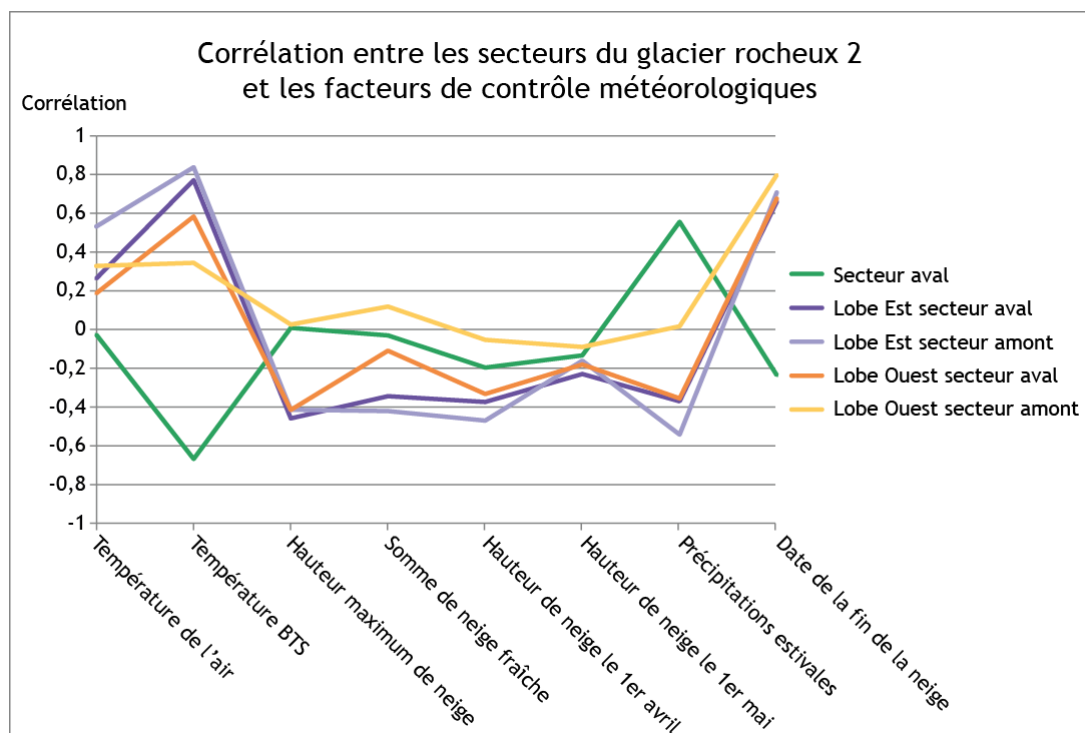


Figure 5-8 : Corrélation entre les secteurs du glacier rocheux 2 et les facteurs de contrôle météorologiques.

5.2.3. Synthèse

La mise en relation des vitesses des deux glaciers rocheux de Tsaté-Moiry avec les facteurs de contrôle climatiques a montré que les éléments morphologiques et topographiques jouent un rôle très important sur la dynamique des glaciers rocheux. Pour pouvoir expliquer correctement le comportement d'une telle forme, il ne suffit pas d'étudier et de comprendre la cinématique et les conditions climatiques actuelles sur le site d'étude, mais il est également nécessaire de connaître l'histoire du site et les conditions initiales dans lesquelles se trouvait le glacier rocheux avant son changement de dynamique.

De plus, la présence de pergélisol et l'épaisseur de celui-ci est très important pour l'évolution des vitesses de surface. La mise en relation des facteurs climatiques avec les vitesses des glaciers rocheux étudiés a montré que les secteurs médians et amont du glacier rocheux 1, qui contiennent encore du pergélisol, répondent de manière semblable aux changements des conditions météorologique que l'ensemble du glacier rocheux 2 qui contient lui aussi du pergélisol. Ces différents secteurs dépendent fortement des températures à la surface du sol. Cela correspond parfaitement aux résultats d'Arenson (2002) qui ont montré que le fluage dépendait essentiellement de la température.

Par contre, la relation entre la quantité d'eau de fonte de la neige et les vitesses, telle que décrite par Ikeda et al. (2008), ne s'applique pas vraiment aux glaciers rocheux de Tsaté-Moiry. Les quantités d'eau qui s'infiltrent dans le terrain n'ont pas un impact important sur les vitesses à la surface des glaciers rocheux étudiés hormis dans les deux secteurs aval du glacier rocheux 1 qui ne contiennent pas de pergélisol. Cependant, pour l'ensemble des autres secteurs des deux glaciers rocheux, la date de fin de la couverture neigeuse joue un rôle important. Plus la neige disparaît tard, plus l'accélération à la surface des glaciers rocheux est importante.

Enfin, Frauenfelder et al. (2003) ont montré que la rhéologie des glaciers rocheux joue un rôle important sur leur comportement. Dans le cas de Tsaté-Moiry, la différence de comportement entre les deux glaciers rocheux peut trouver son explication dans le fait que la taille des sédiments qui les constituent varie quelque peu. En effet, comme relevé par Scapozza (2012), la granulométrie des sédiments du grand éboulis de Tsaté-Moiry va croissante d'est en ouest. Ainsi les blocs mis en mouvement par le glacier rocheux 1 sont plus volumineux que ceux mobilisés par le

deuxième. Cette différence de taille influence l'emboîtement et l'espacement entre les blocs ainsi que la quantité de matrice fine présente au cœur de la forme, ce qui va jouer aussi un rôle sur la nature du pergélisol présent. De plus, la quantité d'eau qui peut s'infiltrer entre les blocs va également être différente. La différence de topographie, l'épaisseur des sédiments, la quantité et la continuité du pergélisol initial au niveau des deux formes sont sans doute aussi des facteurs importants expliquant les réactions différées des deux glaciers rocheux de Tsaté-Moiry.

Chapitre 6: Conclusion et perspectives

6.1. Conclusion générale

Ce travail avait pour but principal de décrire et comprendre le comportement des deux glaciers rocheux de Tsaté-Moiry depuis 1965. Différentes phases dans la dynamique de ces glaciers rocheux ont été mises en évidence. Le premier s'est déstabilisé déjà entre 1965 et 1988 pour atteindre des vitesses du front maximales en 2009 avant de subir un très fort ralentissement. Ce phénomène n'avait encore jamais été constaté. La répartition des mouvements de surface sur ce glacier rocheux n'est pas uniforme. En effet, lors de la déstabilisation du glacier rocheux, la partie supérieure a progressé nettement moins vite que la partie inférieure de la forme. Cependant, depuis 2009, la tendance s'est inversée. Ainsi, même en présence d'une rupture nette entre le secteur amont du glacier rocheux et l'éboulis qui l'alimente, c'est l'ensemble des secteurs médians et amont qui présentent des vitesses de surface actuellement maximales. Le front, qui a nettement ralenti, ne contient plus de pergélisol contrairement au reste de la forme.

Le glacier rocheux 2, par contre, est resté très stable jusqu'en été 2008. Avant cette date, il correspondait parfaitement au type de glaciers rocheux actifs avec des vitesses moyennes à rapides. Depuis lors, ses vitesses ont passablement augmenté et tous les signes d'une déstabilisation sont présents. Le lobe ouest présente des vitesses au front nettement supérieures à sa partie amont. Sur le deuxième lobe, les traces de la déstabilisation sont moins évidentes mais les vitesses de surface mesurées sont très élevées. Des niches d'arrachements ont fait leur apparition dans la partie aval du glacier rocheux, témoignant du processus de glissement en plus de celui du fluage.

De plus, l'analyse des relations entre les vitesses de surface et les facteurs de contrôle a montré que les relations entre les vitesses et les conditions météorologiques ont changé durant la période étudiée. Ainsi, si le processus de déstabilisation du glacier rocheux 1 et l'évolution de ses vitesses semblent répondre à des modifications dans les facteurs de contrôle météorologiques, le fort ralentissement actuel du front est probablement le résultat de changements dans la teneur en pergélisol de la forme. Pour le deuxième glacier rocheux, les conditions de température et la date de la fin de la couverture neigeuse jouent un rôle prépondérant.

En résumé, l'étude de la cinématique des glaciers rocheux de Tsaté-Moiry a montré que la compréhension de la dynamique des glaciers rocheux déstabilisés est très complexe car elle dépend de très nombreux facteurs à la fois météorologiques et morphologiques. Ainsi, la présence ou non de pergélisol influence grandement la réponse des différents secteurs aux variations des conditions météorologiques tels que les températures, les précipitations et les conditions d'enneigement. De plus, la taille des sédiments sur le site de Tsaté-Moiry est variable et les matériaux qui constituent les deux glaciers rocheux n'ont pas tout à fait la même granulométrie. De ce fait ils se comportent différemment. Celui de l'est a réagi avec un temps de retard important au réchauffement climatique (environ 20 ans) et même si actuellement, les deux formes étudiées sont déstabilisées, leurs dynamiques demeurent très différentes.

Enfin, les méthodes employées dans ce travail relèvent à la fois de la télédétection et de mesures terrestres. La photogrammétrie et les mesures de blocs au dGPS sont souvent utilisées pour l'étude des glaciers rocheux et ont fourni des résultats très satisfaisants dans cette étude. Par contre, la troisième méthode utilisée dans ce mémoire, l'analyse des images de la webcam, est au stade expérimental et doit encore être améliorée. Les résultats obtenus avec le procédé utilisé sont intéressants mais contiennent une grande marge d'erreur.

6.2. Perspectives

Il est important de poursuivre le monitoring sur le site de Tsaté-Moiry pour connaître l'évolution future des deux glaciers rocheux qui s'y trouvent. Beaucoup de questions sont encore ouvertes concernant la dynamique de ces formes et leur avenir. Si l'évolution du glacier rocheux 1 est exceptionnelle actuellement, d'autres formes pourraient dans un avenir plus ou moins proche évoluer de la même manière. Il est même probable qu'à plus ou moins long terme le glacier rocheux 2 de Tsaté-Moiry subisse lui aussi un important ralentissement. Il sera donc intéressant d'observer l'évolution de cette forme dans les prochaines années en relation avec son contenu en pergélisol. De plus, l'évolution future du glacier rocheux 1 est incertaine. Il est peu probable que de la glace refasse son apparition dans la partie frontale. En effet, l'altitude de cette forme correspond à la limite inférieure des zones de pergélisol et dans le contexte du réchauffement climatique, cette dernière a tendance à se déplacer vers les sommets.

En l'absence de glace dans le sol, il est fort probable que le front du glacier rocheux 1 s'arrête complètement et fasse barrage à l'avancée des blocs des secteurs situés à l'amont. C'est la première fois qu'un ralentissement si important au niveau du front d'un glacier rocheux est observé en temps réel. Par conséquent, beaucoup d'incertitudes existent quant à la dynamique future de cette forme. Le glacier rocheux 1 va-t-il s'arrêter complètement ou les mouvements dans les secteurs médians et amont vont-ils conduire à une réaccélération du front ? La poursuite du suivi des vitesses en relation avec le contenu en pergélisol du terrain est importante pour avoir une meilleure compréhension de l'influence de la dégradation du pergélisol sur les glaciers rocheux. Le réchauffement climatique a provoqué une accélération des glaciers rocheux mais à terme, ne vont-ils pas devenir inactifs? Une meilleure compréhension sur le site d'étude permettra peut-être de prévoir, donc de quantifier, les risques pour d'autres formes à travers le monde.

Enfin, dans l'introduction à ce travail, il est mentionné que 11 glaciers rocheux déstabilisés ont été mis en évidence dans le Valais par Delaloye et al. (2008b et 2010b). Cette étude a montré que depuis une forme au moins s'est ajoutée à cette liste. Il est probable que d'autres glaciers rocheux en Suisse aient fait de même. Cela prouve l'importance du monitoring à long terme et de l'étude approfondie des formes actuellement déstabilisées afin de prévoir et comprendre les risques de la déstabilisation future d'autres glaciers rocheux. Les deux formes de Tsaté-Moiry ne représentent pas un risque pour les infrastructures humaines mais ce n'est de loin pas le cas pour l'ensemble des glaciers rocheux.

Bibliographie



ADAM TECHNOLOGY BLOG (2013): *blog concernant la photogrammétrie*. Site Web consulté le 1^{er} juin 2013 à l'adresse <http://www.adamtech.com.au/Blog/?p=102>.

AGNES (2013). *Description du réseau AGNES*. Site web consulté le 24 avril 2013 à l'adresse : <http://www.swisstopo.admin.ch/internet/swisstopo/fr/home/topics/survey/permnet/agnes.html>.

ARCGIS (2013). ArcGis Resources : Notions de base du géoréférencement d'un jeu de données raster. Site web consulté le 23 octobre 2013 à l'adresse : <http://resources.arcgis.com/fr/help/main/10.1/index.html#/na/009t000000mn000000/>.

ARENSON, L. U. (2002). *Unstable Alpine Permafrost: a potentially Important Natural Hazard - Variations of Geotechnical Behaviour with Time and Temperature*. Zürich, ETH Diss. No 14801.

ARENSON, L.U. et SPRINGMAN, S.M. (2005). Mathematical descriptions for the behaviour of ice-rich frozen soils at temperatures close to 0 C. *Canadian Geotechnic Journal*, 42(2), 431-442.

ATLAS GEOLOGIQUE (2013). *Visionneur de données géologiques, Swisstopo*. Site web consulté le 20 octobre 2013 à l'adresse : <http://www.geologieviewer.ch/ga.php?lang=fr>

AVIAN, M., KELLERER-PIRKLBAUER, A., et BAUER A. (2009). LiDAR for monitoring mass movements in permafrost environments at the cirque Hinteres Langtal, Austria, between 2000 and 2008. *Natural hazards and Earth System Sciences*, 9, 1087-1094.

BADER, S. et KUNZ, P. (Eds) (2000). *Climate Risks: The Challenge for Alpine Regions: Final Scientific Report, Nrp 31*, Zürich: vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, 291.

BARSCH, D. (1992). Permafrost creep and rock glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 175 - 188.

BARSCH, D. (1996). *Rockglaciers: Indicators for the present and former geocology in high mountain environments*. Springer, Berlin, 331.

BENN, D.I. et EVANS, A. (1998). *Glaciers and glaciation*, London: Arnold.

BODIN, X. (2007). *Géodynamique du pergélisol de montagne : fonctionnement, distribution et évolution récente: l'exemple du massif du Combeynot (Hautes Alpes)*. Paris 7: Université Paris-Diderot, 273.

BODIN, X., THIBERT, E., FABRE, D., RIBOLINI, A., SCHOENEICH, P., FRANCOU, B., REYNAUD, L. et FORT, M. (2009). Two decades of responses (1986-2006) to climate by the Laurichard Rock Glacier, French Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20 (4), 331-344.

BOUËT, M. (1985). *Climat et météorologie de la Suisse romande (2ème édition)*. Lausanne: Payot.

CAPPS, S. R. (1910). Rock glaciers in Alaska. *Journal of Geology*, 18, 359-375.

DELALOYE, R., LAMBIEL, C. et GÄRTNER-ROER, I. (2010a). Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps. Seasonal rhythm, interannual variations and trends over several decades. *Geographica Helvetica*, 65, 135-145.

DELALOYE, R. et MORARD, S. (2011). Le glacier rocheux déstabilisé du Petit-Vélan (Val d'Entremont, Valais): morphologie de surface, vitesses de déplacement et structure interne. In C. Lambiel, E. Reynard et C. Scapozza (Eds), *La géomorphologie alpine : entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovision n°36) (p. 195-210). Lausanne : Université, Institut de géographie.

DELALOYE R., PERRUCHOUD E., AVIAN M., KAUFMANN V., BODIN X., HAUSMANN H., IKEDA A. et al. (2008a). Recent Interannual Variations of Rock Glacier Creep in the European Alps. *9th International Conference on Permafrost (June 29-July 3, 2008, University of Alaska Fairbanks)*, 1, 343-348.

DELALOYE, R., STROZZI, T., LAMBIEL, C., BARBOUX, C., MARI, S., STOCKER, A., TECHEL, F. et RAETZO, H. (2010b). The Contribution of InSAR data to the early detection of potentially hazardous active rock glaciers in mountain areas. *Proceedings of the ESA Living Planet Symposium, Bergen, 28th June - 2nd July 2010 - ESA Special Publication SP*, 686.

DELALOYE, R., STROZZI, T., LAMBIEL, C., PERRUCHOUD, E., RAETZO, H. (2008b). Landslide-like development of rockglaciers detected with ERS-1/2 SAR interferometry. *Proceedings ESA FRINGE Symposium 2007*.

DEWITTE, O. (2006). *Cinématique de glissements de terrain et prédiction de leur réactivation: approche probabiliste dans la région d'Oudenaarde*. Thèse de doctorat, Université de Liège, Faculté des Sciences, département de Géographie. 221.

ELCONIN, R. F. et LACHAPPELLE, E. R. (1997). Flow and internal structure of a rock glacier. *Journal of Glaciology*, 43, 144, 238-244.

ETZELMÜLLER, B., SCHULER, T.V., ISAKSEN, K., CHRISTIANSEN, H.H., FARBROT, H. et BENESTAD, R. (2010). Modelling past and future permafrost conditions in Svalbard, *The Cryosphere Discussions*, 4, 1877-1908, doi: 10.5194/tcd-4-1877-2010.

FALLOT, J.-M. (2008). Documents du cours *Topoclimatologie et risques climatiques*. Non publié. Institut de géographie, Université de Lausanne.

FALLOT, J.-M. (2009). *Cours de climatologie régionale* [Polycopié]. Institut de géographie, Université de Lausanne, Lausanne.

FRANCOU, B., VINCENT, C. (2007). *Les Glaciers à l'épreuve du climat*, IRD Editions - Editions Belin, 274.

FRAUENFELDER, R., HAEBERLI, W. et HOELZLE, M. (2003). Rock glacier occurrence and related terrain parameters in a study area of the Eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zürich, 21-25 July 2003*. 253-258.

GROBETY, B., et MOSAR, J. (2009). Documents du cours *Géologie régionale de la Suisse*. Non publié. Département de géosciences, Université de Fribourg.

GRUBER, S., et HAEBERLI, W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research*, 112, F02S18, doi: 10.1029/2006JF000547.

HAEBERLI, W. (1973). Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9, 221-227.

HAEBERLI, W. (1985). Creep of mountain permafrost. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, *Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich*, 77.

HAEBERLI, W., HALLET, B., ARENSON, L.U., ELCONIN, R., HUMLUM, O., KÄÄB, A., KAUFMANN, V. et al. (2006). Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Process*, 17, 189-214.

HAEBERLI W., WEGMANN M. et VONDER MÜHLL D. (1997). Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 90, 407- 414.

HAMILTON, S. J. et WHALLEY, W. B. (1995). Rock glacier nomenclature : A reassessment. *Geomorphology*, 14, 73-88.

HARRIS, C., ARENSON, L.U., CHRISTIANSEN, H.H., ETZELMÜLLER, B., FRAUENFELDER, R., GRUBER, S., HAEBERLI, W. et al. (2009). Permafrost and climate in Europe: monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth Science Reviews*, 92 (3-4), 117-171.

HARRIS, C., VONDER MÜHLL, D., ISAKEN, K., HAEBERLI, W., SOLLID, J.L., KING, L., HOLMLUND, P. et al. (2003). Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change*, 39, 215 -225.

HOELZLE, M. et HAEBERLI, W. (1995). Simulating the effects of mean annual air temperature changes on permafrost distribution and glacier size. An example from the Upper Engadin, Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 21, 400-405.

IKEDA, A. (2008). Reassessment of DC Resistivity in rock glaciers by comparing with P-wave velocity: a case study in the Swiss Alps. In: C. Hauck & C. Kneisel (eds.), *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge, Cambridge University Press, 137-152.

IKEDA, A. et MATSUOKA, N. (2002). Degradation of talus-derived rock glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 145-161.

IKEDA, A. et MATSUOKA, N. (2006). Pebbly versus bouldery rock glaciers: Morphology, structure and processes. *Geomorphology* 73, 279-296.

IKEDA, A., MATSUOKA, N. et KÄÄB, A. (2008). Fast deformation of perennially frozen debris in a warm rock glacier in the Swiss Alps : An effect of liquid water. *Journal of Geophysical Research*, 113. F01021, doi : 10.1029/2007JF000859.

KÄÄB, A. (1996): *Photogrammetrische Analyse zur Früherkennung gletscher- und permafrostbedingter Naturgefahren im Hochgebirge*. Mitteilungen der VAW/ETH Zürich, 145, 181.

KÄÄB, A. (1997). *Surface Kinematics of the Muragl Rock Glacier, Swiss Alps*. Site web consulté le 23 octobre 2013 à l'adresse: <http://www.geo.unizh.ch/~kaeab/muragl.html>.

KÄÄB, A. (2005). *Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep*. University of Zürich, 266.

KÄÄB, A., FRAUENFELDER, R., et ROER, I. (2007). On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change*, 56, 172-187.

KÄÄB, A., GUDMUNDSSON, G. H. et HOELZLE, M. (1998). Surface deformation of creeping mountain permafrost. Photogrammetric investigations on rock glacier Murtèl, Swiss Alps. *Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada. Collection Nordicana*, 57, 531-537.

KÄÄB, A., KAUFMANN, V., LADSTÄDTER, R. et EIKEN, T. (2003). Rock glacier dynamics: implications from high-resolution measurements of surface velocity fields. *Permafrost*, Phillips, Springman & Arenson (eds), Lisse, 501-506.

KAUFMANN, V., LADSTÄDTER, R. et KIENAST, G. (2006). 10 years of monitoring of the Doesen rock glacier (ankogel group, Austria) - a review of the research activities for the time period 1995-2005. *Workshop in Bohinj, Slovenia*. ICA Commission on Mountain Cartography, [en ligne] disponible sur http://www.mountaincartography.org/publications/papers/papers_bohinj_06/12_Kaufmann.pdf (consulté le 24.04.2013).

KNEISEL, C., HAUCK, C., FORTIER, R. et MOORMAN, B. (2008). Advances in geophysical methods for permafrost investigation. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 157-178.

KNEISEL, C. et KÄÄB, A. (2007). Mountain permafrost dynamics within a recently exposed glacier forefield inferred by a combined geomorphological, geophysical and photogrammetrical approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 1797-1810.

LAMBIEL, C. (2011). Le glacier rocheux déstabilisé de Tsaté-Moiry (VS) : caractéristiques morphologiques et vitesses de déplacement. In C. Lambiel, E. Reynard et C. Scapozza (Eds), *La géomorphologie alpine : entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovision n°36) (p. 211-224). Lausanne : Université, Institut de géographie.

LAMBIEL, C. et DELALOYE, R. (2004). Contribution of Real-time Kinematic GPS in the Study of Creeping Mountain Permafrost : Examples from the Western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 229-241.

LAMBIEL C., DELALOYE R., DELUIGI N., SCAPOZZA C., et BOSSON J.-B. (2013). Mapping and modelling the discontinuity of mountain permafrost : a challenging task. *8th IAG International Conference on Geomorphology*, Paris, 27-31 août 2013.

LAMBIEL, C., DELALOYE, R., STROZZI, T., LUGON, R. et RAETZO, H. (2008). ERS InSAR for detecting the rock glacier activity. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, June 2008*, 1019-1024.

LANE, S.N., RICHARDS, K.S. and CHANDLER, J.H. (1993). Developments in photogrammetry ; the geomorphological potential. *Progress in Physical Geography* 17 (3) : 306-328.

LEYSINGER VIELI, G. J.-M. C. et GUDMUNDSSON, G. H. (2003). Evolution of rock glaciers and alpine glaciers: a model-model approach. *8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, Balkema, 673-677.

LILLESAND, T.M., KIEFER, R.W., CHIPMAN, J.W. (2008). *Remote Sensing and Image Interpretation*, 6th édition, John Wiley & Sons, Inc.

LITTLE J.D., SANDAL, H., WALEGUR, M.T., NELSON, F.E. (2003). Application of Differential Global Positioning Systems to Monitor Frost Heave and Thaw Settlement in Tundra Environments, *Permafrost and Periglacial Processes*, 14 , 349 - 357.

MARTHALER, M. (2001). *Le Cervin est-il africain ? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète*. 3^{ème} édition, L.E.P. Loisirs et Pédagogie S.A., Lausanne, 96.

METEOSUISSE (2013). *Carte de la norme climatologique de la Suisse*. Site web consulté le 29 août 2013 à l'adresse: http://www.meteosuisse.admin.ch/web/fr/climat/climat_en_suisse/klimakarten_schweiz_1961-90.html.

MIKHAIL, E.M., BETHEL, J. S. ET MCGLONE, J. C. (2001). *Introduction to Modern Photogrammetry*, John Wiley & Sons.

MIHAJLOVIC D., STAUB B., NUSSBAUM A., KRUMMENACHER B. et KIENHOLZ H. (2008). Twenty Years of Permafrost Research on the Furggentälti Rock Glaciers, Western Alps, Switzerland. *9th International Conference on Permafrost (June 29-July 3, 2008, University of Alaska Fairbanks)*, 2, 1209-1214.

MORARD S., SCAPOZZA C., DUHEM V., REYNARD E., DELALOYE R. (2009). *Géomorphologie de la montagne - fiches pour l'enseignant*. Société Suisse de Géomorphologie (SSGm), disponible en ligne à l'adresse: <http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/montagne>.

MORGAN, V.I. (1991). High-temperature ice creep tests. *Cold Regions Science and Technology*, 19, 295-300.

MULLER, S.W. (1947). Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. Ann Arbor, Mich., J.W. Edwards.

NOETZLI, J. & GRUBER, S. (2005). Alpiner Permafrost - ein Überblick. *Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Bergwelt (München)*, 70. Jahrgang, 111-121.

NOETZLI, J., et GRUBER, S. (2009). Transient thermal effects in Alpine permafrost. *The Cryosphere*, 3, 85-99.

NOETZLI J., HOELZE M. et HAEBERLI W. (2003). Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors. *8th International Conference on Permafrost, Zürich*.

PERMOS (2013). *Site internet du Swiss Permafrost Monitoring Network (PERMOS)*. Site web consulté le 16 juillet 2013 à l'adresse : <http://www.permos.ch/>.

RAVANEL, L. (2009) Evolution géomorphologique de la haute montagne alpine dans le contexte actuel du réchauffement climatique. *Collection EDYTEM, Cahiers de Géographie*, 8, 113-124.

RISEBOROUGH, D., SHIKLOMANOV, N., ETZELMÜLLER, B., GRUBER, S. et MARCHENKO, S. (2008). Recent advance in permafrost modelling. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 137-156.

ROER, I. (2005). *Rockglacier kinematics in a high mountain geosystem*. PhD thesis, Department of Geography, University of Bonn, 263.

ROER, I., HAEBERLI, W., AVIAN, M., KAUFMANN, V., DELALOYE, R., LAMBIEL, C. et KÄÄB, A. (2008). Observations and considerations on destabilizing active rockglaciers in the European Alps. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska*, 1505-1510.

SALZMANN, N., FREI, C., VIDALE, P.L. et HOELZLE, M. (2007). The application of Regional Climate Model output for the simulation of high-mountain permafrost scenarios. *Global and Planetary Change*, 56, 188-202.

SCAPOZZA, C. (2012). *Stratigraphie, morphodynamique, paléoenvironnements des terrains sédimentaires meubles à forte déclivité du domaine périglaciaire alpin*. Thèse de doctorat, Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement, Lausanne, Suisse, 551.

SCAPOZZA, C. et LAMBIEL, C. (2012). Structure interne et répartition du pergélisol dans l'éboulis « à galets » de Tsaté-Moiry (VS). *Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 29 juin - 1er juillet 2011, St-Niklaus*, 33-45.

SOLOMON, S., QIN, D., MANNING, M., CHEN, Z., MARQUIS, M., AVERYT, K.B., TIGNOR, M., et al. (Eds) (2007). *Changements climatiques 2007 - Les éléments scientifiques*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

STURZENEGGER, M. (2010). *Multi-scale characterization of the rock mass discontinuities and rock slope geometry using terrestrial remote sensing techniques*. Thèse de doctorat non publiée, Simon Fraser University, Department of Earth Sciences, Burnaby, BC, Canada .

UNITED NATIONS ENVIRONMENT PROGRAMME (2007). *Global outlook for ice and snow*. Nairobi (Kenya), Birkeland Trykkerri, Birkeland, Norway, 235.

UTZ, S. (2013). *Solifluxion dans les environnements alpins: définition, processus et morphologie* (mémoire de master) [en ligne]. Université de Lausanne, Faculté des géosciences et de l'environnement, Institut de géographie. Disponible sur: <http://mesoscaphe.unil.ch/igul/memoires/bd>.

WOLF. P.R. (1983). *Element of Photogrammetry*. (Seconde édition), New York : McGraw Hill.

Annexes



Annexe 1

ID capteur	X [m]	Y [m]	Date de fin						
			2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013
Mo-4	609116	106493	04.07	21.05	26.05	09.06	23.06	08.07	
Mo-5	609066	106414	07.06		01.06	09.06	21.05	21.06	02.07
Mo-7	608980	106690	12.06	01.06	05.06		21.05	15.06	30.06
Mo-8	608923	106590	18.07		24.07	09.07	28.05	02.07	27.07
Mo-11	608829	106455		04.07	09.07	05.07	30.06	01.07	28.07
Mo-12	608879	106532		23.06		02.07	13.06	22.06	24.07
Mo-13	608993	106351	19.06	19.06		05.07	05.06	02.07	24.07
Moyenne			24.06	13.06	18.06	26.06	06.06	27.06	17.07

Tableau A-1: Position et date de la fin de l'enneigement pour les capteurs BTS sur les glaciers rocheux de Tsaté-Moiry.

Annexe 2

ID point	X [m]	Y [m]	Z [m / mer]	1965	1988	1999	2005
10	610834.533	105989.722	2354.585				x
20	610731.617	105760.716	2397.730				
30	610795.885	105566.556	2434.473				x
40	610878.136	105342.490	2463.964				x
50	610510.556	105508.202	2554.660				
60	610438.404	105597.178	2552.046		x	x	x
70	610366.980	105726.505	2551.173		x	x	x
80	610183.842	105687.597	2593.493				x
90	609947.951	105586.259	2652.846	x			x
100	609834.800	105578.638	2679.640				
110	609774.402	105575.464	2700.230				x
120	609696.262	105571.052	2723.449				
130	609646.454	105550.103	2739.454				x
150	609652.337	105680.290	2787.375		x	x	x
160	609704.318	105782.482	2776.167		x	x	x
170	609744.084	105808.118	2764.300	x		x	
180	609819.930	105857.639	2731.853		x		x
190	609869.890	105876.268	2714.283			x	
200	609898.390	105810.125	2704.412	x	x		x
210	609944.128	105800.517	2678.779			x	x

ID point	X [m]	Y [m]	Z [m / mer]	1965	1988	1999	2005
220	609997.880	105748.797	2650.535	x	x	x	x
230	610099.739	105772.852	2622.563				
240	610166.456	106036.288	2592.649				
250	610174.271	106126.435	2590.235		x	x	
260	610146.868	106224.562	2576.852			x	
270	609987.078	106408.148	2538.723				
280	609830.889	106589.623	2553.522	x	x	x	x
290	609800.473	106621.501	2558.110	x		x	
300	609687.858	106763.157	2567.230	x	x		x
310	609665.392	107093.814	2539.371		x		
320	609761.694	107073.447	2512.901		x		x
330	609794.724	107074.606	2501.098				x
340	609890.538	107003.964	2444.977				
350	609929.105	106958.790	2413.064				
360	609998.172	106970.053	2371.874				x
370	610140.602	106959.335	2303.392				x
380	610215.579	106982.256	2284.862				
390	610286.843	106934.344	2273.438		x	x	
400	610398.201	106749.016	2271.137				
501	605718.181	105165.267	1636.074				
502	605760.616	105051.991	1610.503				
503	605933.325	105477.520	1704.315				
504	605931.779	105377.188	1694.240				
505	605834.078	105339.854	1674.867				
506	605685.192	106971.295	1977.266				
507	605793.361	107176.599	2062.244				
508	606140.791	107312.988	2172.735				
509	606193.786	107321.673	2165.619				
510	606033.864	106969.175	2059.557				
512	605845.742	106819.764	1994.178				
513	605354.160	106858.596	1855.825				
514	605600.928	106279.311	1763.132	x			
515	605760.602	105986.112	1733.073	x		x	
516	605849.038	105972.623	1745.822				
517	606422.339	103751.797	1735.665				
520	605963.140	104661.746	1671.798				
601	608906.702	106701.172	2717.260				
602	608924.827	106717.249	2700.370				
603	608884.147	106694.476	2731.144				

ID point	X [m]	Y [m]	Z [m / mer]	1965	1988	1999	2005
604	608857.405	106686.330	2750.339				
605	608857.240	106734.970	2751.637				
606	609062.110	106653.139	2698.758				
607	609040.049	106673.491	2689.974				
608	609145.222	106681.471	2678.046				
609	609147.519	106651.428	2681.406				
610	609216.059	106661.622	2677.373				
Nombre de points de contrôle utilisés				9	13	14	21
Nombre de tie points utilisés				35	16	16	13

Tableau A-2: Liste des points de contrôle utilisés pour la photogrammétrie ainsi que le nombre de tie points retenus.

Annexe 3

Année	RMSE Global	RMSE des points de contrôle		
		sur X	sur Y	Sur Z
2005	0.1527	0.0882	0.0948	0.0595
1999	0.0847	0.0715	0.1003	0.0848
1988	0.1200	0.0700	0.0696	0.0825
1965	0.1472	0.0941	0.0884	0.0391

Tableau A-3: RMSE issue de l'orientation extérieure des images après triangulation par le programme *Erdas* pour chaque année étudiée.

Annexe 4

Glacier rocheux 1		Glacier rocheux 2		Glacier rocheux 2	
Zone	Id Point	Zone	Id Point	Zone	Id Point
Secteur aval 1	5	Secteur aval	133	Lobe ouest aval	124
	6		134		125
	11		135		129
	14		136	Lobe ouest amont	108
	16		137		109
17	139	121			
Secteur aval 2	26	Lobe est aval	140	Sommet du front	100
	28		116		101
	30		117		103
Secteur médian 1	38	Lobe est amont	118	Sommet du front	116
	39		120		117
	42		131		118
	43		132		120
Secteur médian 2	49	Lobe est amont	104		124
	50		105		125
	51		106	129	
Secteur amont	55		107		
	59		110		
	60		111		
		112			
	113				
	114				

Tableau A-4: Liste des points dont les mesures dGPS ont été utilisées pour quantifier les vitesses de chaque zone.

Annexe 5

ID points	Coordonnées des points dans l'image		Coordonnées des points dans la réalité			Id segment
	X	Y	X	Y	Z	
4	528,5007	-1073,9933	608972,60	106689,07	2705,54	A
6	642,1166	-929,6971	608979,87	106666,18	2716,05	
7	727,8572	-885,8317	608971,30	106658,77	2721,93	B
8	832,5504	-830,0914	608960,43	106651,12	2729,08	
9	951,0727	-740,2822	608957,41	106634,55	2738,97	C
10	1061,2670	-687,1654	608944,08	106625,23	2745,22	
11	1209,7141	-599,4889	608931,22	106609,85	2755,74	D
1	1575,8919	-452,8045	608887,65	106600,11	2773,61	
2	1689,8716	-419,8849	608873,82	106593,62	2779,37	E
3	1812,5769	-337,2466	608855,88	106574,90	2793,52	

Tableau A-5: Coordonnées des points de référence pour l'analyse des images de la webcam.

Annexe 6

	Secteur aval 1	Secteur aval 2	Secteur médian 1	Secteur médian 2	Secteur amont
Température de l'air	-0,413	-0,330	0,469	0,594	0,652
Température BTS	-0,693	-0,774	0,721	0,836	0,827
Maximum de neige	0,551	0,441	-0,286	-0,423	-0,806
Somme de neige	0,735	0,552	-0,206	-0,519	-0,662
Hauteur de neige le 1er avril	0,741	0,480	-0,254	-0,507	-0,680
Hauteur de neige le 1er mai	0,263	0,152	-0,124	-0,171	-0,705
Précipitations estivales	0,271	0,457	-0,624	-0,646	-0,347
Date fin de neige	-0,456	-0,330	0,546	0,664	0,669

Tableau A-6: Valeurs de corrélation entre les facteurs de contrôle météorologiques et les vitesses mesurées sur le glacier rocheux 1. En vert, les valeurs maximales et en rouge les valeurs minimales pour chaque secteur.

	Secteur aval	Lobe est aval	Lobe est amont	Lobe ouest aval	Lobe ouest amont
Température de l'air	-0,026	0,264	0,532	0,187	0,328
Température BTS	-0,667	0,771	0,838	0,583	0,345
Maximum de neige	0,009	-0,458	-0,413	-0,414	0,027
Somme de neige	-0,030	-0,344	-0,420	-0,109	0,119
Hauteur de neige le 1er avril	-0,196	-0,373	-0,469	-0,332	-0,053
Hauteur de neige le 1er mai	-0,133	-0,229	-0,160	-0,180	-0,090
Précipitations estivales	0,556	-0,369	-0,541	-0,354	0,017
Date fin de neige	-0,234	0,658	0,706	0,675	0,797

Tableau A-7: Valeurs de corrélation entre les facteurs de contrôle météorologiques et les vitesses mesurées sur le glacier rocheux 2. En vert, les valeurs maximales et en rouge les valeurs minimales pour chaque secteur.

