

Travail de diplôme



*Suivi par GPS des déformations de glaciers rocheux
et moraines de poussée dans
les Alpes valaisannes.*



PERRUCHOU ERIC

Fribourg, Septembre 2007

Supervisé par le Dr. R. Delaloye

Adresse de Contact :

ERIC PERRUCHOUD
Rue des Fleurs 16
3979 Grône

Photographies de la page de titre, de haut en bas et de gauche à droite :

Base du GPS et front du glacier rocheux de Tsarmine (en haut à gauche). (photo : S. Morard, juillet 2005).

Haut Val de Réchy et glacier rocheux des Becs de Bosson. (au centre en arrière plan). (photo : J. Nicolier, février 2005).

Pose de la base GPS pour les mesures d'hiver sur le glacier rocheux des Becs de Bosson. (photo : R. Delaloye, février 2005).

Mesure d'un bloc sur le glacier rocheux des Becs de Bosson en hiver. (photo : R. Delaloye, février 2005).

Mesure d'un bloc sur le glacier rocheux du petit Vélán avec le Grand Combin en arrière plan. (photo : août 2005).

Mesure d'un bloc sur le glacier rocheux du Mt-Dolin avec le M^t. Blanc de Cheilon en arrière plan. (photo : août 2005).

Sommaire

Résumé.....	5
Abréviations.....	6
Glossaire.....	7
Avant-Propos.....	8
Remerciements.....	8
Prélude.....	9

1^{ère} Partie: Introduction et généralités

1. Introduction.....	13
1.1 Contexte.....	13
1.2 Objectifs.....	13
1.3 Structure.....	13
2. Notions fondamentales.....	14
2.1 Pergélisol.....	14
2.1.1 Définition.....	14
2.1.2 Pergélisol alpin discontinu.....	14
2.2 Glaciers rocheux.....	14
2.2.1 Définition.....	14
2.2.2 Conditions de formation et évolution.....	15
2.2.3 Types de glaciers rocheux.....	15

2^{ème} Partie: Fondements théoriques

3. Dynamique des glaciers rocheux.....	19
3.1 Structure des glaciers rocheux.....	19
3.1.1 Structure superficielle.....	19
3.1.2 Structure interne.....	19
3.2 Mécanismes de déformation.....	20
3.2.1 Rôle de la glace.....	20
3.2.2 Rôle de la température.....	21
3.2.3 Rôle de la pente.....	21
3.2.4 Rôle de l'eau liquide.....	21
3.2.5 Localisation de la déformation.....	22
3.2.6 Formation de la structure superficielle.....	22
3.3 Exemples tirés de la littérature (vitesses).....	23
3.3.1 Exemple historique.....	23
3.3.2 Variations saisonnières des vitesses.....	23
3.3.3 Indices de mouvement.....	24
4. Recensement et analyse sommaire des principales méthodes utilisées dans la problématique des mouvements de glaciers rocheux.....	25
4.1 Méthodes de mesure <i>in situ</i>	25
4.1.1 Établissement de transects.....	25
4.1.2 Établissement d'un réseau géodésique.....	26
4.1.3 Suivi GPS.....	27
4.1.4 Les forages.....	28
4.1.5 Les mesures d'orientation de blocs.....	29
4.2 Méthodes de traitement d'images.....	31
4.2.1 Analyse de photos/cartes anciennes.....	31
4.2.2 Analyse de photos aériennes/photogrammétrie.....	31
4.2.3 L'interférométrie radar.....	32
4.2.4 Le balayage laser.....	33
4.3 Méthodes de datation.....	34
4.3.1 La dendrogéomorphologie.....	34
4.3.2 La lichénométrie.....	36
4.3.3 L'évaluation du degré de météorisation.....	36
4.4 Synthèse.....	38

5. Méthode utilisée.....	40
5.1 Le GPS en temps réel	40
5.1.1 Fonctionnement	40
5.1.2 Précision	43
5.2 Mise en place du réseau d'observation.....	45
5.3 Acquisition et traitement des données	46

3^{ème} Partie: Etudes de cas

6. Glacier rocheux des Becs de Bosson	49
6.1 Contexte	49
6.2 Description du site.....	49
6.2.1 Morphologie	49
6.2.2 Répartition et évolution du pergélisol dans grBB	51
6.3 Histoire « glaciaire » récente du glacier rocheux	52
6.3.1 Situation en 1850	52
6.3.2 Situation en 1874	52
6.3.3 Situation en 1916	52
6.3.4 Situation actuelle.....	54
6.3.5 Résumé et discussion	56
6.4 Mesures de déplacement réalisées sur grBB	57
6.4.1 Historique des mesures de déplacement	57
6.4.2 Mouvements pluriannuels.....	60
6.4.3 Mouvements interannuels	68
6.4.4 Mouvements mensuels.....	68
6.4.5 Modèle conceptuel.....	72
6.5 Cas particulier de la ride L2b	73
6.6 Conclusions	76
7. Autres sites.....	77
7.1 Lona.....	77
7.1.1 Généralités et description.....	77
7.1.2 Mesures effectuées et traitement des données	79
7.1.3 Résultats.....	80
7.2 Tsaté	83
7.2.1 Généralités et description.....	83
7.2.2 Mesures effectuées.....	84
7.3 Tsarmine	85
7.3.1 Généralités et description.....	85
7.3.2 Mesures effectuées et traitement des données	88
7.3.3 Résultats.....	88
7.4 Ignes	90
7.4.1 Généralités et description.....	90
7.4.2 Mesures effectuées.....	92
7.4.3 Résultats.....	92
7.5 Mt-Dolin.....	94
7.5.1 Généralités et description.....	94
7.5.2 Mesures effectuées.....	94
7.5.3 Résultats.....	95
7.6 Mille	98
7.6.1 Généralités et description.....	98
7.6.2 Mesures effectuées.....	98
7.6.3 Résultats.....	99

4^{ème} Partie: Conclusions générales

8. Synthèse	103
8.1 Méthode.....	103
8.2 Résultats	104
9. Perspectives	106
Bibliographie	107

Résumé

Les recherches concernant le fluage du pergélisol et en particulier celles concernant la dynamique des glaciers rocheux (Kääb 2005, Roer 2005, Haeberli & al. 2006) ont récemment connu un regain d'intérêt. Les incertitudes liées à la possible détérioration du pergélisol dans le contexte actuel d'un réchauffement climatique (Kääb & al. 2007) ne sont pas étrangères à cet engouement. De plus, l'emploi de techniques récentes, comme le GPS différentiel en temps réel (Lambiel & Delaloye 2004), a permis d'ouvrir de nouvelles perspectives dans le suivi des formes du domaine périglaciaire.

Dans ce travail de diplôme, la mise sur pied d'un réseau de surveillance terrestre à l'aide de récepteurs GPS sur sept sites des Alpes valaisannes a permis de mieux comprendre la complexité des mécanismes de fluage du matériel sédimentaire gelé. En outre, cette étude s'est attachée à documenter, à représenter et à analyser les mouvements mesurés ainsi que leurs variations sur les différents sites investigués entre l'été 2004 et l'hiver 2006. Des glaciers rocheux (actifs et morphologiquement inactifs), des moraines de poussée et un glacier couvert ont été suivis au cours de cette étude.

De nombreux résultats intéressants ont pu être mis en évidence. Des fluctuations de vitesses (saisonnnières et interannuelles), d'ampleur importante, ont par exemple été documentées. Le site du glacier rocheux des Becs de Bosson, avec un suivi quasi mensuel des mouvements (y compris durant l'hiver), a en particulier permis d'illustrer la complexité des flux liés au mouvement d'un glacier rocheux. Le flux de surface de ce glacier rocheux est loin d'être régulier : d'une part, il diffère spatialement selon les zones du glacier rocheux, et d'autre part il subit de fortes variations temporelles des vitesses de déformation. Des variations décennales, annuelles et saisonnières y ont ainsi été mesurées. En dépit de quelques variations locales, les variations temporelles des vitesses sont d'ampleur comparable sur l'ensemble du glacier rocheux et le rythme saisonnier semble se répéter d'année en année. Les causes des variations à long terme pourraient venir de modifications thermiques du pergélisol (proche de 0°C) ; mais les causes des variations saisonnières restent mal connues. Le refroidissement de la couche supérieure du glacier rocheux durant l'hiver, la percolation des eaux de fonte des neiges puis son écoulement (pression hydrostatique) à l'intérieur du glacier rocheux sont les hypothèses avancées jusqu'à maintenant pour expliquer la quasi-cyclicité de la déformation annuelle du glacier rocheux des Becs de Bosson.

Parallèlement, des abaissements verticaux marqués dus à la fonte de glace massive au sein d'un glacier rocheux et d'un glacier couvert ont été mesurés.

Les analyses menées sur ces différents sites permettent de mieux comprendre la dynamique de certains terrains gelés, étape essentielle et nécessairement antérieure à toute hypothèse concernant l'évolution future de ces terrains.

Abréviations

BTS : (de l'angl. Bottom Temperature of the winter Snow cover). Température à la base du manteau neigeux.

GPS : (de l'angl. Global Positioning System). Système américain de positionnement par satellites.

GPR : (de l'angl. Ground Penetrating Radar). Méthode de prospection et d'imagerie du sous-sol au moyen d'un radar portable.

G-R : Glacier(s) rocheux.

grBB : glacier rocheux des Becs de Bosson.

InSAR (de l'angl. Interferometric Synthetic Aperture Radar). Méthode de télédétection satellitaire permettant la détection de mouvements de l'ordre du cm.

IUKB : Institut Universitaire Kurt Bösch à Sion.

MAAT : (de l'angl. Mean Annual Air Temperature). Température annuelle moyenne de l'air.

MAGST : (de l'angl. Mean Annual Ground Surface Temperature). Température annuelle moyenne de la surface du sol.

MNA : Modèle numérique d'altitude (DEM en anglais pour Digital Elevation Model).

PAG : Petit Age Glaciaire. Dernière période de l'Holocène connaissant un climat relativement plus froid que l'actuel favorisant l'extension des glaciers alpins (maximum ~1850).

PERMOS : (de l'angl. PERmafrost MONitoring Switzerland). Réseau suisse d'observation du pergélisol (en fonction depuis 2000).

RTK/GPS : (de l'angl. Real Time Kinematic GPS). Principale méthode utilisée dans le cadre de ce travail, permettant d'atteindre une précision de positionnement centimétrique par le biais du GPS.

UNIFr : Université de Fribourg.

UNIL : Université de Lausanne.

Glossaire

- BTS** : (Bottom Temperature of the winter Snow cover) méthode permettant de mesurer la température du sol à l'interface sol-neige au moyen d'un thermistor, lorsque le manteau neigeux est bien établi et suffisamment épais (plus de 80 cm) pour isoler le sol de l'influence de la température de l'air. La valeur obtenue reflétant théoriquement les caractéristiques thermiques du « sous »-sol, une représentation de l'état thermique d'une zone peut être obtenue en quadrillant la zone d'intérêt d'un nombre élevé de mesures.
- Couche active** : Partie supérieure d'un « sol » soumise au gel et au dégel suivant les périodes de l'année. Couche se trouvant au-dessus de la table du pergélisol.
- Fluage** : Processus dû aux propriétés physiques de la glace, permettant la déformation d'un corps gelé contenant suffisamment de glace.
- Front** : Se dit de la partie terminale d'un glacier rocheux, caractérisée par une pente raide d'une hauteur souvent importante.
- Géométrie** : Ensemble des méthodes permettant de connaître la résistivité d'un « sol » (et donc d'en déduire sa composition interne).
- Glacier rocheux** : Forme la plus caractéristique et la plus spectaculaire du domaine périglaciaire. On distingue classiquement :
- **Le glacier rocheux actif** : Corps de sédiment meuble contenant suffisamment de glace pour permettre son fluage.
 - **Le glacier rocheux inactif** : Corps de sédiment meuble ne contenant plus suffisamment de glace pour permettre son fluage.
 - **Le glacier rocheux fossile** : Corps de sédiment meuble ne contenant en principe plus de glace.
- GPS** : (Global Positioning System) système américain de positionnement par satellite. Par abus de langage, ce terme sera souvent utilisé à la place de « récepteur GPS » pour définir la méthode de mesure utilisée dans ce travail de diplôme.
- Moraine de poussée** : forme issue de la compression et de la déformation d'un corps de sédiments meubles (gelés ou non) par l'avancée d'un glacier.
- Névé pérenne** : Zone d'accumulation de neige qui ne fond pas au cours de l'année.
- Pergélisol (ou permafrost)** : Sol caractérisé par une température inférieure (ou égale) à 0°C durant plus d'une année. On parle de pergélisol **continu** s'il existe une zone ininterrompue affectée par cet état thermique et de pergélisol **discontinu** si ce n'est pas le cas.
- **Table du pergélisol** : Profondeur au-dessous de laquelle un pergélisol existe.
 - **Corps du pergélisol** : Epaisseur d'un pergélisol compris entre la table et la base de celui-ci.
 - **Base du pergélisol** : Profondeur maximale atteinte par un pergélisol.
- Racines** : Se dit de la partie initiale (amont) d'un glacier rocheux, sensée fournir les conditions favorables à son existence et à son développement (apport de débris et formation de glace dans le cas d'un glacier rocheux actif).
- Rides** : Bourrelets parfois arqués se développant à la surface d'un glacier rocheux, caractéristiques des zones de compression.
- Sillons** : Dépressions séparant les rides.
- Thermokarst** : Se dit de phénomènes causés par la fonte de glace (vraisemblablement massive) à l'intérieur d'un sol ; par analogie au karst (qui regroupe divers phénomènes de dissolution des roches carbonatées).

Avant-Propos

Remerciements

Je tiens à remercier vivement les personnes, entreprises et collectivités publiques suivantes :

La commune de Grimentz et les forces motrices de la Gougra pour les autorisations d'accès au site de Lona.

Les remontées mécaniques de Grimentz pour la gratuité de leurs installations lors des campagnes de mesures menées au vallon de Réchy durant l'hiver 2005.

Le service du cadastre du Canton du Valais pour la mise à disposition des cartes au 1 :10000 des sites étudiés.

La Société Suisse de Géomorphologie (SSGm) et le programme européen PACE21 pour les aides financières accordées en vue de la participation à différents colloques internationaux où certains résultats de cette recherche ont pu être présentés.

Un tout grand MERCI également :

A mes collègues étudiants qui ont participé à l'excellente ambiance qui a illuminé toute la durée de ces années d'études géographiques... .

A VALÉRIE, ANNE-LAURE et ROLAND pour la relecture attentive de ce manuscrit.

A DAMIEN ABBET, JONATHAN DORTHE et SÉBASTIEN MORARD pour leur aide ainsi que pour l'atmosphère amicale et « chaleureuse » du groupe « *permafrost* » (ne voir ici aucun lien avec un quelconque réchauffement global...).

Aux Dr. CHRISTOPHE LAMBIEL et Dr. RALPH LUGON pour les conseils prodigués au cours d'heureuses collaborations.

A toutes celles et ceux (plus de 20) qui, bravant le froid, la neige et la fatigue, m'ont accompagné sur le terrain. Sans leur aide précieuse, ce travail n'aurait simplement pas pu voir le jour. Je tiens à remercier ici particulièrement DAVID PERRUCHOUD, JACKY NICOLIER et ROLAND FAVRE pour leur disponibilité sans limite.

Au Dr. REYNALD DELALOYE en tant qu'initiateur et superviseur du présent travail, pour ses innombrables connaissances et la passion avec laquelle il a su les transmettre, sa disponibilité, son aide constante, et le regard critique mais néanmoins toujours encourageant qu'il a su porter sur le présent travail qui en a été fortement amélioré.

Mes plus sincères remerciements vont également à ma famille pour l'amour et le soutien qu'ils m'ont témoignés tout au long de ces années d'études.

Prélude

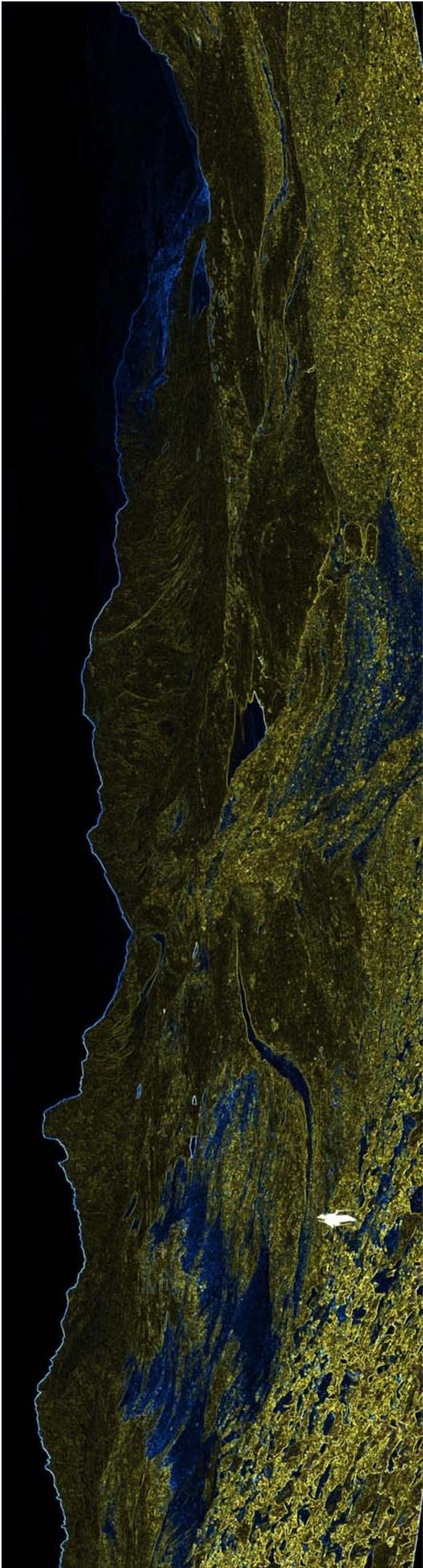
Comme sorti d'un autre temps, ce passage emprunté à Emile Javelle décrit la partie terminale du glacier de Zinal, dans les années 1870, à la fin de l'époque illustre de la « conquête » des Alpes par les pionniers de l'alpinisme. Quand l'alpinisme devient un sport à part entière en délaissant les préoccupations scientifiques des premières heures, les montagnes commencent à attirer des hommes et des femmes épris de découvrir des sensations nouvelles. Leurs récits sont fortement marqués par une poésie accentuant l'exaltation des sentiments. Bien que la description ci-dessous présente un glacier couvert et non un véritable glacier rocheux (voir chapitre 3), lorsque j'ai lu ce passage, je n'ai pas pu m'empêcher d'y voir des similitudes frappantes avec les terrains sur lesquels j'ai effectué mon travail de diplôme. Similitudes non seulement dans la description des formes rencontrées, mais également dans les motivations qui m'ont poussé à entreprendre ce travail... .

De l'hôtel on voit, au fond du val, tout au pied des noires parois du Besso, le glacier courber son dos grisâtre, pressé entre d'énormes croupes sombres. A voir sa carapace de pierres, grises et par place reluisante, et les longues lignes de moraines qui dessinent son échine sinueuse, il fait l'effet d'un monstrueux reptile. On s'imaginerait volontiers qu'à certains moments il se met à ramper et fait onduler ses colossales vertèbres. La première envie qu'on éprouve en arrivant ici, c'est d'aller voir de près cet être singulier, et quand on l'a vu une fois on y retourne, et l'on ne s'en lasse point.

Et pourtant il est laid, oui, vraiment laid ; à tel point qu'on serait embarrassé de dire de prime abord ce qu'on y vient voir. – Dans son voyage aux Pyrénées, M. Taine, dont la plume peint si bien le paysage, savant artiste, amant par-dessus tout des belles couleurs et des formes expressives, a déclaré fort laids aussi les glaciers de Gavarnie. « Ils ressemblent beaucoup à des plâtras entassés, dit-il, et ceux qui les admirent ont de l'admiration à revendre. » Que dirait-il devant celui-ci. Bon Dieu ! Imaginez, au point où on l'aborde, un fleuve immobile de pierres grises, large de six cent mètres, et n'offrant aux regards que des flots accumulés d'informes et sales débris. En vain vous y cherchez la glace ; le pied ne foule que des monceaux croulants de blocs, de boue et de gravier.

Apreté, nudité hideuse, spectacle désolant. Qu'y a-t-il donc là pour l'admiration ? Rien vraiment, si l'on y vient voir des couleurs ou des formes ; et cependant, dès ici et sans monter plus haut, où apparaît la glace pure, on se sent attiré, retenu, captivé, et si ce n'étaient les désagréments de la marche, on se promènerait des heures au milieu de tous ces cailloux.

M. de C. a, là-dessus, son idée. « Observez cette masse, disait-il ; elle est vivante : de minute en minute un craquement sourd, un bloc qui tombe, un monticule qui s'écroule vous en accuse le travail perpétuel. L'imagination n'est pas tout à fait folle en la comparant de loin à un monstrueux reptile. Sous les plis de ce vêtement de pierres, vous sentez palpiter une sourde puissance. Ce glacier est un être ; comme un reptile, il rampe, en effet ; il vit. Ou plutôt c'est la Terre qui vit en lui ; c'est elle qui est un être, au même titre qu'un mollusque ou une méduse ; c'est elle qui vit, si vivre veut dire seulement se mouvoir par ces propres forces, d'une vie plus étroitement asservie à la matière, sans doute, mais bien autrement grandiose et forte : et ce qui vous attire, ici comme au bord d'un cratère ou de l'océan, c'est cet être immense que vous sentez vivre sous vos pieds, et dont vous, son infime parasite, vous venez avec une secrète émotion de curiosité et de respect contempler les sourdes palpitations dans ce glacier qui est l'un de ses millions d'organes. » (Javelle, 1920).



1^{ère} Partie :

Introduction et Généralités

1. Introduction

1.1 Contexte

Le climat et ses changements sont actuellement au centre des préoccupations de nombreuses recherches scientifiques. Le domaine périglaciaire, réputé sensible aux variations du régime thermique, n'échappe pas à cette tendance (Kääb, 2005). Les glaciers rocheux actifs, sans doute les formes les plus visibles du fluage du pergélisol, sont connus pour être de bons indicateurs climatiques (Barsch, 1996). Un problème demeure toutefois : les premiers travaux scientifiques concernant le pergélisol n'ont véritablement commencé que dans la deuxième moitié du 20^{ème} siècle. Les séries temporelles concernant l'évolution du pergélisol sont donc relativement courtes et les connaissances, dans de nombreux domaines, sont encore lacunaires ; c'est particulièrement le cas dans la compréhension de la dynamique des glaciers rocheux (Haeberli, 2000). Si les glaciers rocheux alpins ont déjà fait l'objet de mesures de mouvement depuis fort longtemps (Chaix, 1923), le réchauffement climatique et les nouveaux risques qui y sont associés -en particulier en terme d'instabilité de versants- ont favorisé l'éclosion de nouvelles études concernant la problématique des mouvements de glaciers rocheux (Roer & al., 2004 ; Roer, 2005 ; Kääb & al., 2007). Toutefois, les résultats disponibles portent généralement sur des analyses photogrammétriques fournissant des vitesses à long terme; alors qu'un manque de données de suivi à moyen et court terme se fait sentir pour cerner de manière plus fine les facteurs qui pourraient régir la dynamique des glaciers rocheux.

1.2 Objectifs

Ce travail de diplôme se propose de répondre à deux objectifs principaux :

D'une part il s'agit de mettre sur pied un réseau de surveillance terrestre à l'aide de récepteurs GPS sur quelques glaciers rocheux et moraines de poussée dans les Alpes valaisannes ou d'étendre et de poursuivre le suivi sur des sites déjà investigués afin de mieux comprendre les mécanismes qui sont à l'origine des mouvements sur de telles formes.

D'autre part, il s'agit de documenter, de représenter et d'analyser les mouvements mesurés ainsi que leurs variations en utilisant les données récoltées sur les sites suivis entre l'été 2004 et l'hiver 2005-2006.

1.3 Structure

Ce travail de diplôme est divisé en quatre parties. La première pose les bases de la problématique ainsi que les notions fondamentales essentielles à sa compréhension. La seconde est essentiellement bibliographique, elle présente les connaissances actuelles sur la problématique de la dynamique des glaciers rocheux, passe en revue les méthodes utilisées dans diverses études relatives à ce sujet et insiste plus particulièrement sur la méthode GPS utilisée dans le cadre de ce travail de diplôme. La troisième partie regroupe les informations recueillies sur le terrain par l'étude de nombreux cas et s'attache particulièrement au glacier rocheux des Becs de Bosson qui constitue le principal site investigué. Enfin la quatrième partie synthétise les principales conclusions et mentionne quelques perspectives envisageables.

2. Notions fondamentales

2.1 Pergélisol

2.1.1 Définition

« *Le pergélisol est un phénomène purement thermique. Il s'agit d'un matériel de subsurface dont la température n'est jamais supérieure à la température du point de fusion de la glace ($\sim 0^{\circ}\text{C}$) durant l'année entière* » (Delaloye, 2004).

2.1.2 Pergélisol alpin discontinu

Contrairement à d'autres parties du globe, le pergélisol alpin est discontinu. Sa présence et son étendue spatiale dépendent de nombreux facteurs fortement influencés par des caractéristiques locales (altitude, orientation des pentes, insolation, topographie, etc...). De plus, une couche de terrain d'épaisseur variable (couche active), qui gèle et dégèle au cours de l'année, recouvre le pergélisol proprement dit. La détection des zones de pergélisol n'est donc pas aisée et nécessite le recours à diverses techniques de mesure (forages, mesures de températures, sondages géoélectriques, etc...). Toutefois, certains indices morphologiques visuels comme la localisation et le type de glaciers rocheux renseignent d'une manière grossière sur la présence ou non de pergélisol.

2.2 Glaciers rocheux

La dynamique des glaciers rocheux sera abordée plus en détail dans le prochain chapitre (3). Ce paragraphe a pour objectif d'introduire des caractéristiques générales concernant les glaciers rocheux.

Selon la quantité de glace incluse dans le matériel gelé non consolidé et suivant la pente de surface du dépôt, les sols gelés en permanence peuvent être instables et avoir ainsi tendance à fluer. Les formes les plus importantes et les plus visibles du fluage du pergélisol de montagne sont les glaciers rocheux. (Barsch 1992).

2.2.1 Définition

« *Les glaciers rocheux actifs sont l'expression visible du fluage régulier d'un corps de pergélisol de montagne formé de matériel non consolidé sursaturé en glace. Ils regroupent tout le spectre des formes créées par des flux cohésifs.* » (Barsch 1996, p.4). En d'autres termes, un glacier rocheux actif est un corps sédimentaire meuble qui flue de manière (anciennement admise) régulière, grâce à la présence en son sein d'un pergélisol suffisamment riche en glace.

2.2.2 Conditions de formation et évolution

« Les glaciers rocheux sont principalement formés en dessous de pentes d'éboulis et dans des moraines latérales et terminales. Les glaciers rocheux apparaissent de préférence dans les montagnes continentales, ayant un climat relativement sec et présentant des hivers froids (...). » (Barsch, 1992).

Pour qu'un glacier rocheux se forme, trois conditions sont essentielles : (1) **une zone de pergélisol**, (2) la présence d'une **quantité suffisante de matériel rocheux non consolidé et de glace** pour sursaturer¹ cette masse de sédiments et finalement (3) **une pente suffisante** pour permettre la reptation. Concernant les sédiments, leur origine peut être diverse (issue de l'érosion de parois, de dépôts morainiques, etc...), ni leur lithologie, ni leur taille ne semble jouer un rôle déterminant dans la formation d'un glacier rocheux (Barsch, 1996 ; Delaloye & Morand, 1997). Concernant la glace, son origine (glaciaire ou interstitielle) a fait l'objet d'intenses discussions scientifiques (Haeberli, 2000), sans pour autant qu'elle ne soit un paramètre déterminant. Ce sont les caractéristiques de cette glace et non son origine qui ont une importance dans le mécanisme de fluage.

Un glacier rocheux est à proprement parler un phénomène de transport de sédiments. Le matériel gelé est déplacé d'amont en aval tant que les conditions de transport sont réunies. Lorsque ce n'est plus le cas le matériel est déposé. Pour qu'un glacier rocheux se maintienne en activité, il faut que les conditions nécessaires à son mouvement soient conservées. La quantité et la « *qualité* » de glace mêlée au sédiment ainsi que la pente sur laquelle le glacier rocheux s'avance sont des critères déterminants de ce point de vue. La préservation de la glace à l'intérieur d'un glacier rocheux est influencée par les conditions thermiques locales. Durant la phase d'activité du glacier rocheux, ces conditions se modifient. Elles deviennent de moins en moins favorables à la préservation de la glace à mesure que le glacier rocheux se déplace d'amont en aval.

Puisqu'ils sont sensibles aux variations thermiques, les glaciers rocheux sont de précieux indicateurs climatiques, capables de fournir des renseignements sur des modifications climatiques aussi bien actuelles que passées.

Il existe en fait plusieurs types de glaciers rocheux. En pratique, des classifications ont été établies principalement sur la base de caractéristiques lithologiques et dynamiques pour permettre une distinction visuelle des différents types de glaciers rocheux.

2.2.3 Types de glaciers rocheux

Nous allons nous préoccuper uniquement de la classification basée sur l'activité et/ou la teneur en glace du sédiment². Cette classification permet de distinguer :

- **Les glacier rocheux actifs** : Corps de sédiment meuble contenant suffisamment de glace pour permettre le fluage.
- **Les glacier rocheux inactifs** : Corps de sédiment meuble ne contenant plus suffisamment de glace pour permettre le fluage.
- **Les glacier rocheux fossiles** : Corps de sédiment meuble ne contenant en principe plus de glace.

Cette classification qui fait un lien direct entre la dynamique du glacier rocheux et son contenu en glace est un peu artificielle. En effet, si elle est largement admise et utilisée, cette classification, qui

¹ Il faut que la quantité de glace présente dans le sédiment dépasse la porosité de ce dernier.

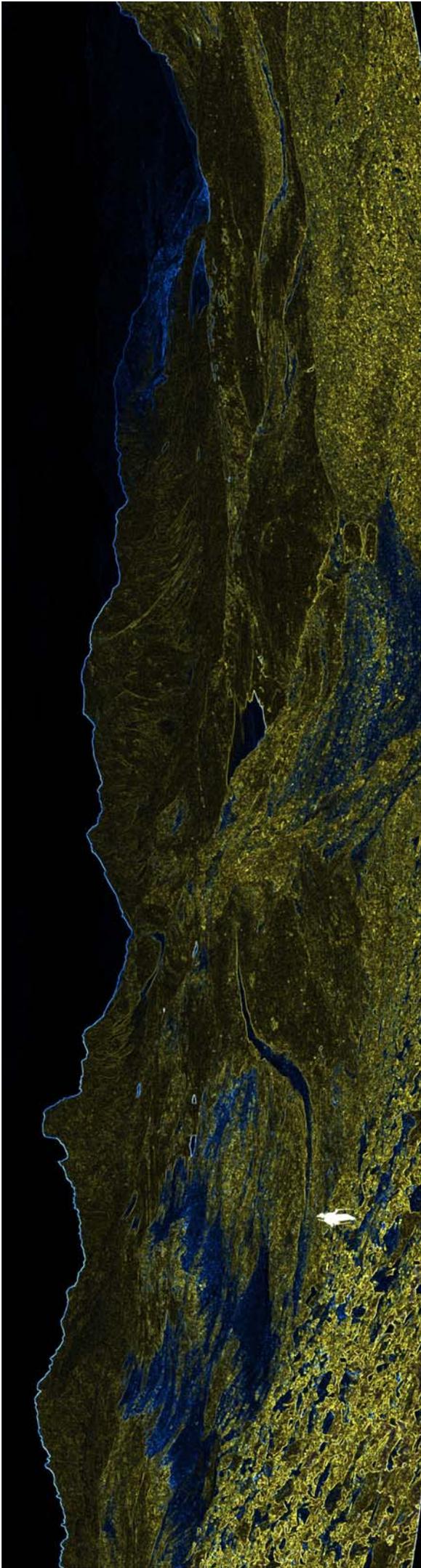
² Alors que d'autres critères, comme par exemple la forme du glacier rocheux, l'origine des sédiments, le type de glace, etc. peuvent être utilisés pour classer les glaciers rocheux.

paraît simple de prime abord, peine à décrire parfaitement la complexité des cas rencontrés dans la pratique et ceci pour plusieurs raisons. D'abord, il est extrêmement difficile de quantifier la teneur en glace d'un glacier rocheux sans recourir à des études de terrain détaillées faisant appel à l'utilisation de plusieurs méthodes de prospection du pergélisol. Ensuite, la seule information concernant la quantité de glace n'est pas suffisante pour déduire le mouvement d'un glacier rocheux. Enfin, des méthodes permettant l'identification de mouvements de très faible amplitude ont récemment permis la détection de déplacements sur des formes réputées jusqu'alors inactives (Stozzi & al., 2004 ; Delaloye & al., 2005).

Ces différentes raisons nous poussent à recenser plus précisément, dans le chapitre suivant, les connaissances accumulées concernant la dynamique des glaciers rocheux.

2^{ème} Partie :

Fondements Théoriques



3. Dynamique des glaciers rocheux

Selon Haeberli (2000), l'appellation « glacier rocheux » n'est en réalité pas très heureuse et peut entraîner une confusion. Cette terminologie date du début du 20^{ème} siècle, alors que le phénomène de pergélisol n'était pas encore connu. Si une ressemblance morphologique et une certaine analogie physique devait être trouvée, ce serait davantage avec une coulée de lave qu'avec un glacier que le glacier rocheux devrait être comparé. En effet, les glaciers rocheux se distinguent nettement des glaciers et des glaciers couverts. L'analyse de la structure des glaciers rocheux nous le confirme.

3.1 Structure des glaciers rocheux

Même si, comme nous l'avons souligné précédemment, la lithologie et la taille du matériel sédimentaire ne semble pas jouer de rôle prépondérant dans la formation d'un glacier rocheux, Barsch (1996) y distingue deux couches différentes tant d'un point de vue thermique (couche active surmontant le permafrost) qu'au niveau de la texture. Cette différence de texture est par exemple visible au front du glacier rocheux où, sous une couche superficielle (2 à 5m d'épaisseur) composée uniquement de gros blocs, du matériel plus fin apparaît. "(...) *it seems convenient to differentiate between the outer, bouldery rockglacier mantel and the inner rockglacier core.*" (Barsch 1996).

3.1.1 Structure superficielle

Selon Barsch (1996), même si toutes les tailles de matériel peuvent être trouvées en surface de glaciers rocheux, la taille « normale » des blocs se situe entre 0,6 et 1m. Comment expliquer l'absence de matériel fin en surface d'un glacier rocheux dès lors que celui-ci est en mouvement, alors qu'aux racines du glacier rocheux (dans la zone d'accumulations sédimentaires qui « nourrit » le glacier rocheux), ce matériel fin est bien présent ? L'explication de ce phénomène n'est pas simple. L'auteur recourt à deux groupes de processus afin de l'expliquer. Le premier concerne la **séparation entre blocs et matériel fin** (<2mm). Le second, est à rechercher dans la **formation du relief de surface du glacier rocheux**.

Dans le premier cas, le processus dominant le tri du matériel rocheux est le cycle gel-dégel (frost-heave) qui se produit dans la couche active et qui favorise la présence en surface des blocs grossiers au dépend du matériel fin. L'épaisseur plus importante de la couche active à mesure que l'on se rapproche du front du G-R (3-5m dans la partie frontale alors que la couche active ne mesure généralement pas plus d'un mètre dans la zone de racines) et la présence d'une couche de blocs grossiers plus importante vers la partie terminale du glacier rocheux serait ainsi expliquée. Toutefois, l'action d'un processus secondaire -le « lessivage » du matériel fin par la pluie- ne peut être écarté, même si cette influence ne semble pas dominante.

Dans le second cas, le processus à l'origine de ce tri est à mettre en relation avec la déformation de la couche supérieure lors du mouvement du glacier rocheux. Ce point relativement complexe sera abordé ci-après (3.2.6).

3.1.2 Structure interne

Contrairement à la partie superficielle, la structure interne d'un glacier rocheux est plus difficile à investiguer, puisqu'elle n'est pas directement visible. Il est néanmoins nécessaire de collecter des informations sur la structure interne d'un glacier rocheux pour en comprendre les mécanismes de déformation. Pour ce faire, différentes méthodes sont utilisées. Nous pouvons distinguer les méthodes

indirectes (mesures de température, sondages géoélectriques ou sismiques, GPR, etc.) des méthodes directes (forages, tranchées). De nombreuses études utilisant des méthodes indirectes nous renseignent sur la structure interne de glaciers rocheux par exemple au Spitzberg (Berthling & al. 2000 ; Isaksen & al. 2000 ; Farbrot & al. 2005) mais des informations directes concernant la structure interne de glaciers restent assez rares (Wagner 1992 ; Hoelzele & al 1998 ; Arenson & al. 2002 ; Żurawek 2002).

Un résumé de Barsch (1996) sur la structure interne des glaciers rocheux nous apprend que le noyau interne d'un glacier rocheux actif est de nature complexe. S'appuyant sur les forages de Murtèl³ réalisés en 1987, la quantité de glace formant la masse sédimentaire gelée peut atteindre 80 à 90% du volume. Elle est en moyenne estimée à 40-60%. Si la lithologie trouvée dans les forages correspond généralement aux roches de la région qui alimentent le G-R, la complexité de cette couche est liée à la quantité de matériel rocheux ainsi qu'à la variation de la taille de ce matériel. Contrairement à la couche de surface, les fractions fines (sable, silt) prédominent et la présence de blocs est rare. Lorsque des blocs sont identifiés, ils semblent « flotter » dans la matrice composée de glace et de matériel fin.

Par l'analyse de plusieurs excavations dans des glaciers rocheux fossiles, Żurawek (2002) a pu mettre en évidence une structure interne nettement plus complexe que le simple modèle de deux couches proposé par Barsch (1996). De nombreuses microstructures (plan de cisaillement, failles, etc.) et une grande quantité de couches différentes ont notamment été identifiées dans le sédiment.

Grâce à la réalisation et à l'appareillage (inclinomètres et anneaux magnétiques) de quelques forages, de précieuses informations concernant les mécanismes de déformation qui se déroulent dans un glacier rocheux actif ont été collectées.

3.2 Mécanismes de déformation

Comme nous venons de le voir, la structure interne d'un glacier rocheux actif est composée de sédiments sursaturés en glace. Cette glace joue un rôle très important dans les mécanismes de déformation des glaciers rocheux car d'une part elle augmente la force de cohésion du matériel sédimentaire et d'autre part elle permet sa déformation.

3.2.1 Rôle de la glace

Un glacier rocheux est un corps sédimentaire solide dont la force de cohésion (friction interne) doit être dépassée afin qu'il se déforme. Dans le cas de la glace, une force de cisaillement⁴ faible produit normalement une déformation qui en peu de temps devient permanente. Cette glace peut donc être considérée comme un fluide avec une forte viscosité. Toutefois, la viscosité de la glace n'est pas constante. Elle dépend de plusieurs facteurs comme de la force de cisaillement ou de la température. Concernant la déformation de la glace pure, il est généralement admis que les glaciers rocheux suivent la loi d'écoulement de Glen (Barsch 1996, Kääb & al. 2007). Cette loi met en relation la vitesse de déformation de la glace en fonction des forces appliquées sur celle-ci. Dallimore & al. (1996) réalisèrent plusieurs forages au Canada pour déterminer le fluage de la glace massive.

La formation de la glace ainsi que son évolution complexe (accumulation, fonte et recongélation) le long du profil longitudinal d'un glacier rocheux ne sera pas discutée ici. Il est toutefois évident que la quantité, le type (glace interstitielle, présence ou non de lentilles de glace massive) et les propriétés de la glace influencent le comportement dynamique des glaciers rocheux.

³ Selon le Dr. R. Delaloye, Murtèl ne serait pas un cas typique de G-R car il dérive d'un « ice-patch » aujourd'hui disparu (comm. pers).

⁴ (shear stress)

Si la glace semble être la variable principale du mouvement des glaciers rocheux, d'autres variables peuvent également jouer un rôle important dans les processus de déformation des glaciers rocheux.

3.2.2 Rôle de la température

“At least at the lower edge of the rockglacier belt, the warmer periods should lead to increased melting, the colder perhaps to increased activity.” (Barsch 1996 p.180). Si cette affirmation peut être acceptée pour l'évolution à long terme des glaciers rocheux, la réalité à moyen et court terme est nettement plus complexe.

Dans une étude récente, Frauenfelder & al. (2003) discutent, sur des bases statistiques, du rôle d'un certain nombre de paramètres de terrain (géologie, taille de la paroi alimentant le glacier rocheux, MAAT) et de leurs influences sur les caractéristiques des glaciers rocheux (taille, pente, vitesse, etc.). Cette étude a pu mettre en évidence une **relation positive entre la vitesse d'un glacier rocheux et la température annuelle de l'air au front** de ce glacier rocheux. *“Flow velocities appear to exert an important influence on rockglacier length and appear to depend on temperature conditions. Even though MAAT is certainly a very rough proxy for permafrost temperature, the latter is indeed likely to act as an important boundary condition for creep in the frontal part of rockglaciers, especially near local permafrost limits”* (Frauenfelder & al. 2003).

La relation température / vitesse de déformation s'explique facilement par la diminution de la viscosité engendrée par une augmentation de la température de la glace.

En plus du lien température – déformation, l'étude de Frauenfelder & al. (2003) évoque d'autres causes du mouvement. *“(…) stress conditions might be critical for triggering creep in the talus cone but seem to have limited effects on further rockglacier evolution.*

Other variables must significantly influence rockglacier transport rates. Examples are (a) the vertical velocity profile including deformation rates, thickness, internal structure with stiff layers or sliding processes at depth, shearing within the permafrost, etc., and (b) variable ice content.” (Frauenfelder & al. 2003).

3.2.3 Rôle de la pente

La pente, par l'entremise de la gravité, est un facteur majeur de l'activité d'un glacier rocheux (Barsch 1996). Il n'est pas rare que dans les zones de rupture de pente les G-R connaissent des vitesses de déplacement plus importantes que dans les zones à pentes faibles. (par ex. Kaufmann 1996 a,b).

3.2.4 Rôle de l'eau liquide

Le rôle de l'eau liquide dans les mécanismes de déformation de glaciers rocheux est encore peu discuté. Shroder (1978) a établi une corrélation entre l'intensité des mouvements recensés sur un glacier rocheux en Utah et des périodes de forte pluviosité. (voir chapitre 4.1.1). Vonder Mühl (1992) a détecté dans le forage du glacier rocheux de Murtèl-Corvatsch, un système d'aquifère d'eau actif en été et qui influence les températures du pergélisol.

Quelques études concernant l'hydrologie de glaciers rocheux actifs ont été menées (Monbaron & Tenthorey 1988/89 ; Tenthorey 1989, 1992, 1993, 1994 ; Gardaz 1998, Krainer & Mostler 2002). Voici ce que Krainer & Mostler (2006) ont écrit concernant le glacier rocheux de Reichenkar (Autriche) : *“The very constant flow velocities over the year indicate that meltwater, which flows through the rock glacier as channelized flow during the summer season (Krainer & Mostler 2002) has no significant influence on the flow mechanism.”*

On peut toutefois imaginer que l'eau agisse de différentes manières sur le mouvement d'un glacier rocheux (pression hydrostatique, diminutions des forces de cohésion interne, lubrification de plans de cisaillement, rôle sur la préservation et la quantité de la glace dans le pergélisol, etc.).

À ma connaissance, les études consacrées à ces domaines sont peu nombreuses, ce qui confère d'autant plus d'attrait à ce domaine de recherche.

3.2.5 Localisation de la déformation

- Dans le plan horizontal

Les premières études relatives aux vitesses de déplacement laissaient croire à une relative homogénéité du mouvement à long terme tant sur le plan spatial que temporel (Haeberli 1985). Même si très tôt (Chaix 1929) avait constaté que les vitesses étaient plus importantes au centre de la langue que sur les bords du glacier rocheux, la trop faible quantité de points de mesure et les intervalles trop étendus ont contribué à entretenir la croyance selon laquelle les glaciers rocheux se déformaient de manière constante. En fait, il y a une grande variabilité spatiale et temporelle de la répartition des vitesses en surface des glaciers rocheux. C'est la variabilité spatiale qui a été identifiée en premier lieu, en particulier grâce à l'apport des techniques de photogrammétrie qui ont permis une vue d'ensemble des mouvements de surface des glaciers rocheux.

- Dans le plan vertical

Barsch (1996) supposait que seul le fluage du pergélisol jouait un rôle majeur dans le mouvement des glaciers rocheux et que le glissement pouvait être négligé. Haeberli (1985) quant à lui, admettait que le glissement puisse jouer un rôle. Le manque de données à cette époque concernant la structure interne et les mécanismes de déformation qui y sont associés expliquent que seules des approximations grossières concernant le glissement (20 à 35 % du mouvement total serait dû au glissement pour le G-R de Gruben) ont été établies. Les données issues des forages dans des glaciers rocheux allaient toutefois combler ces lacunes.

En se basant sur les données récoltées dans trois sites de forage sur des glaciers rocheux aux Grisons, Arenson & al. (2002) discutent en ces termes de la déformation dans le plan vertical : *“In degrading permafrost, with temperatures very close to the melting point (...), the ice only exist because it has been carried downslope with the rock glacier. The shearing movements take place in the lowest part of the frozen zone in which the material tends to be ice-rich (>50 vol.-% ice). Since the ice will melt from the bottom, the shear zone might also move slowly towards the surface, accompanied by a loss of volume”*. Ces chercheurs mettent également en évidence que **50 à 97% de la déformation totale des glaciers rocheux investigués se produit dans des zones de cisaillement distinctes en profondeur dans le corps du glacier rocheux**. Le glissement basal ne jouerait ainsi pas un rôle important dans la déformation, le reste de la déformation étant l'œuvre du fluage des couches situées au-dessus du plan de cisaillement. L'utilisation de mesures de surface pour quantifier la déformation totale des glaciers rocheux se justifie donc pleinement.

Żurawek (2002) propose les trois principales conclusions suivantes concernant la rhéologie des glaciers rocheux : *“(a) the movement of a rock glacier, at least in the terminal stage of its activity, occurs as a translation along a dense pattern of shear planes, (b) the movement of a rock glacier, at least in the terminal stage of its activity, may occur with a relatively low interstitial ice content and (c) apart from the longitudinal compression, lateral compression causes deformation of sediments.”*

3.2.6 Formation de la structure superficielle

“(...) rockglacier movement is associated with the creep of interstitial ice, which seems to be in accord with viscous or visco-plastic flow laws.(...) It is not yet clearly understood if and how the deformation of the core affects the surface relief mantle.” (Barsch 1996 p. 180-181)

Grâce au suivi des déformations de plusieurs G-R et à l'utilisation d'un modèle (une mixture de sable de gravier et d'une pâte qui se déforme sur une rampe inclinée), Käab & Weber (2004) résument les

connaissances actuelles concernant la topographie de surface des glaciers rocheux et contribuent à l'amélioration de ces connaissances. Ils mettent par exemple en évidence (sur le glacier rocheux de Murtèl) (1) que les vitesses de surface sont maximales sur le sommet des rides et minimales dans les sillons, (2) que la vitesse moyenne est approximativement la même que pour l'ensemble du corps de pergélisol, (3) que les rides se forment dans une zone où la pente diminue et que des flux compressifs sont présents, (4) et que les rides continuent à grandir sous un régime de flux compressif avant de diminuer en se rapprochant du front, où une zone de faible extension peut être trouvée. En outre, (5) la différence d'âge entre les rides est de l'ordre de 300-400 ans et (6) une compression horizontale de l'ordre de $0,001 \text{ a}^{-1}$ peut théoriquement conduire à une différence verticale (élévation) de $0,03 \text{ m a}^{-1}$ ⁵. Kääb & Weber (2004) privilégient les processus internes (changement de viscosité, contraste de densité) comme facteurs principaux du développement des rides transversales.

3.3 Exemples tirés de la littérature (vitesses)

3.3.1 Exemple historique

La recherche concernant les vitesses de déplacement des glaciers rocheux commence relativement tôt, c'est à dire avant les connaissances concernant le régime thermique du sol et l'existence de pergélisol. En Suisse comme en Autriche, certains glaciers rocheux sont investigués depuis près de 80 ans (Krainer & Mostler, 2006). Un exemple historique, maintes fois cité est présenté ci-dessous (figure 3.1.)

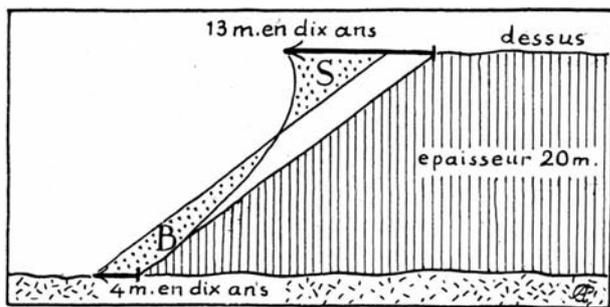


Figure 3.1 : Coulées de blocs du Val Sassa. Diagramme de la progression en 10 ans. S doit s'ébouler et former B. (Chaix, 1943).

Par des mesures simples (4.2.1), Chaix a remarqué en 1943 déjà (après plusieurs campagnes de mesures effectuées dès 1918) que les vitesses de mouvement en surface du glacier rocheux du Val Sassa (Grisons) ne correspondent pas à l'avancement de son front. Les mesures de surface sont plus rapides que la progression du front. Il en déduit un gradient de vitesse croissant en direction de la partie superficielle du G-R. En 1972, Barsch (1996) a mesuré par sondage sismique l'épaisseur de la couche active du glacier rocheux du val Sassa devenu inactif depuis les premières mesures de

Chaix (1929, 1943) et l'épaisseur de la couche active proche du front du glacier rocheux était de plus de 10m. Supposant la présence d'un pergélisol sursaturé lors des mesures de Chaix, il en a déduit une fonte du pergélisol de 6 à 8m en moins de 50 ans (soit une fonte de 12 à 25cm/an). Une évolution similaire a été étudiée au glacier rocheux d'Albana, également dans les Grisons (Barsch, 1996).

3.3.2 Variations saisonnières des vitesses

Si des variations de vitesses des G-R à long terme (décennies) ou à moyen terme (années), sont de plus en plus souvent constatées, les variations à court terme (saisonnières) sont relativement rares. Des mesures sur des lobes de solifluxion ont été menées par Bennett & French (1991) et des mesures sur des glaciers rocheux ont été réalisées par Barsch & Hell (1975, cité par Barsch 1996), Haeberli (1985), ou plus récemment Kölbing (2001), Kääb & al. (2003) et Kääb (2005). Les résultats obtenus par ces

⁵ Selon Lambiel & Delaloye (2004) : à Aget les taux de compressions/extensions sont de $0,01 \text{ a}^{-1}$, soit des différences verticales d'environ $0,1 \text{ m a}^{-1}$.

auteurs sont forts intéressants. Haeberli (1985) obtient (pour les blocs situés dans la partie basse du G-R de Gruben) les vitesses les plus rapides de la période 1979-1982 durant l'automne 1981. Ces vitesses diminuent ensuite durant l'hiver avant d'augmenter à nouveau à partir du mois de mai 1982. La figure 3.3 ci-dessous illustre les résultats obtenus par Kölbing (2001) pour le suivi saisonnier par théodolite de 48 points d'un glacier rocheux au Furggentälti pour la période mai 1998-octobre 1999.

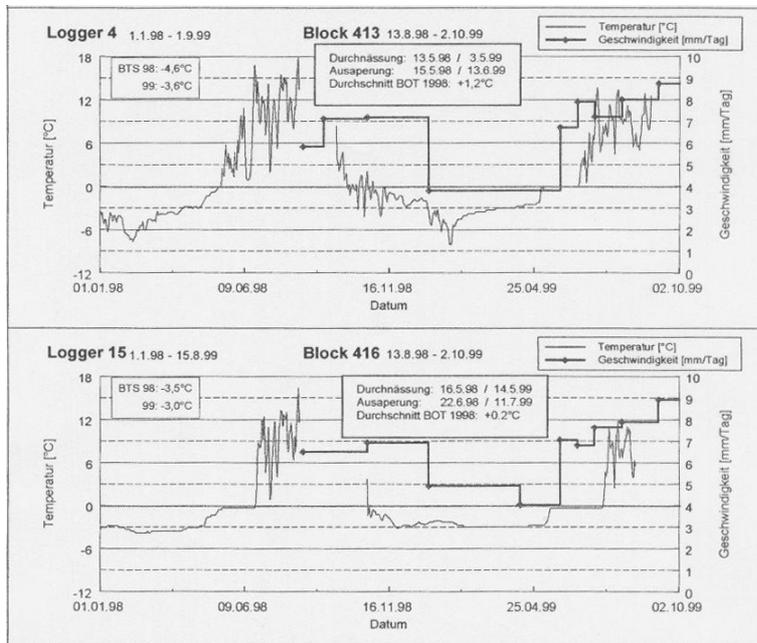


Figure 3.3 : Déplacements saisonniers des blocs 413 et 416 sur le glacier rocheux du Furggentälti (Kölbing 2001 p.103).

Il est extrêmement intéressant de noter le comportement des vitesses sur le G-R du Furggentälti. Les blocs 413 et 416 montrent des vitesses maximales à la fin de l'automne 1998, puis des vitesses qui diminuent progressivement jusqu'en début mai 1999 avant d'augmenter soudainement. Grâce à la courbe de température de surface du sol jointe aux variations de vitesses, il est possible de remarquer que la période de réaccélération au mois de mai 1999 correspond à la période de fonte du manteau neigeux. Ce comportement est similaire à celui rencontré sur le glacier rocheux des Becs de Bosson qui sera présenté au chapitre 6. La dynamique saisonnière du G-R de Muragl (Kääb 2005) semble diverger des exemples précédents.

3.3.3 Indices de mouvement

La végétation peut fournir d'intéressants renseignements concernant l'activité d'un G-R. Les glaciers rocheux qui ne connaissent pas/plus de déformation sont généralement recouverts de végétation sur une bonne partie de leur surface, alors que ce n'est pas le cas des glaciers rocheux actifs. La quantité de plantes trouvées à la surface d'un glacier rocheux diminue en fonction de la déformation ainsi que de la taille des blocs à la surface du glacier rocheux. La végétation rencontrée sur un glacier rocheux actif se compose généralement d'espèces pionnières et tolérantes à l'instabilité⁶. Il est toutefois difficile de lier directement la quantité et le type de plantes trouvées à l'instabilité du glacier rocheux car d'autres facteurs comme la texture, la pente ou l'homogénéité du mouvement jouent également un rôle important (Cannone & Gerdol 2003).

Dans ce troisième chapitre, la structure des glaciers rocheux, les mécanismes qui participent à leur déformation ainsi que quelques exemples de vitesses mesurées ont été présentés. Un excellent travail de recherche personnel richement illustré (Bender 2006) fournit une vue d'ensemble sur les connaissances actuelles et de plus amples informations concernant la dynamique des glaciers rocheux.

Afin d'identifier plus précisément les mouvements des glaciers rocheux actifs, de nombreuses méthodes sont utilisées. Une large sélection ainsi qu'une analyse de ces différentes méthodes est proposée dans le chapitre suivant.

⁶ Quelques espèces (*Geum reptans*, *Saxifraga bryoides*, *Cardamine resedifolia*, *Cerastium uniflorum*) semblent de bonnes indicatrices de mouvement.

4. Recensement et analyse sommaire des principales méthodes utilisées dans la problématique des mouvements de glaciers rocheux

Dans la littérature scientifique, les méthodes se rapportant à l'analyse des déplacements de glaciers rocheux sont abondantes et hétérogènes (géodésie, photogrammétrie, datation, forages, etc...). Elles se différencient les unes des autres par plusieurs facteurs (coût, mise en œuvre, précision, quantité et qualité de l'information récoltée, etc.) et mènent en pratique à des résultats forts différents tant à l'échelle temporelle que spatiale. Il n'est dès lors pas étonnant que de nombreux travaux scientifiques recourent à l'utilisation conjointe de plusieurs méthodes (p.ex. : Evin & Assier, 1983a,b ; Hoelzle & al., 1998 ; Käab & Weber, 2004 ; Avian & al., 2005 ; Roer & al., 2005).

Face aux nombreuses méthodes utilisées afin de quantifier le déplacement d'une forme géomorphologique tel qu'un glacier rocheux, ce quatrième chapitre propose une classification ainsi qu'une analyse sommaire d'un certain nombre de ces méthodes afin d'en différencier les apports respectifs, d'en reconnaître les forces et les faiblesses et de pouvoir choisir au mieux la (ou les) méthode(s) plus à même de répondre à une problématique envisagée.

Dans cette optique, une classification en trois catégories a été réalisée. La typologie qui résulte de ce classement se veut synthétique. Bien que le choix de ces catégories puisse paraître quelque peu artificiel voire intuitif, il est fondé en réalité sur les importantes différences existant entre les méthodes rencontrées (en particulier au niveau du support, du relevé et du traitement de l'information). Les trois catégories retenues qui feront l'objet des prochains chapitres sont : les **méthodes de mesure *in situ*** (4.1), les **méthodes de traitement d'images** (4.2) et les **méthodes de datation** (4.3).

4.1 Méthodes de mesure *in situ*

Ce chapitre aborde, à une exception près⁷, les méthodes qui nécessitent plusieurs prises de mesures sur le terrain afin de quantifier le déplacement du glacier rocheux étudié. Les méthodes traitées ci-dessous reposent sur le même système. Dans un premier temps, il s'agit de localiser un ou plusieurs points à la surface ou à proximité du glacier rocheux à étudier, puis, dans un deuxième temps, de répéter la mesure de ces mêmes points afin d'en déterminer le mouvement durant l'intervalle choisi pour finalement en déduire une vitesse.

La principale différence entre ces méthodes repose sur les moyens techniques utilisés qui conditionnent fortement la précision de positionnement et la quantité de points mesurés. Le développement des moyens techniques a fortement influencé les études relatives aux mouvements des glaciers rocheux. Les méthodes présentées ci-dessous sont classées dans un ordre chronologique, respectant ainsi l'évolution qu'a connu ce domaine de recherche au cours du temps.

4.1.1 Établissement de transects

Il ne s'agit pas ici à proprement parler d'une véritable méthode, mais plutôt d'une manière de relever une information à travers un espace en suivant une ligne droite (Brunet & al. 1998). Cette technique de relevé ne se limite donc pas au seul domaine des mesures de mouvements, mais a néanmoins été adoptée rapidement pour les premières études relatives à cette problématique.

⁷ La méthode de l'orientation des blocs qui fait l'objet d'un paragraphe particulier (4.2.4) en fin de chapitre.

L'origine des investigations entreprises sur les mouvements de glacier rocheux remonte au début du 20^{ème} siècle. André Chaix (1923) est cité comme le pionnier des mesures de déplacement de glaciers rocheux⁸ (Barsch, 1996). Son étude qui s'intitule *les coulées de blocs du parc national suisse d'Engadine* (Chaix, 1923) présente les résultats de trois campagnes de mesures (entre 1918 et 1921) menées sur deux glaciers rocheux (Val Sassa et Val dell'Acqua). La méthode de mesure utilisée à cette époque, bien que recourant à des moyens techniques limités, était de mise en œuvre aisée, peu coûteuse et facilement reproductible d'une année à l'autre. « *L'un des observateurs se plaçait à un des points de repères rocheux, marqué d'une façon définitive (...); puis, tenant un fil à plomb devant son œil, il le profilait sur un point de repère choisi dans les rochers d'en face, (...). Sous sa direction le second opérateur peignait en rouge un certain nombre de pierres situées sur la coulée de blocs de façon qu'elles se détachent exactement dans l'alignement donné par le fil à plomb. Les erreurs qui pouvaient se produire avec ce mode de travail étaient au maximum de 10 ou 15 cm.* » (Chaix 1923, p.10).

• **Conditions :**

- Deux points de repères fixes de part et d'autre du glacier rocheux permettent à deux opérateurs d'y établir un transect.
- Un second transect est réalisé lors de la période de mesures suivante. La distance entre les marques du premier et du second transect donne le déplacement entre les deux périodes.

• **Forces :**

- La mise en œuvre est aisée et le procédé est peu coûteux.
- Les informations sont disponibles le long d'un profil qui coupe le G-R sur toute sa largeur.

• **Faiblesses :**

- La précision de positionnement est relativement faible (15 cm) mais suffisante si le mouvement du glacier rocheux est d'un ordre de grandeur supérieur (ce qui était le cas dans l'étude de Chaix).

• **Discussion :**

- Cette méthode a l'avantage d'être très peu coûteuse et pourtant efficace en cas de mouvement important du glacier rocheux.
- Une amélioration de cette méthode « historique » a permis d'atteindre une précision d'environ 1cm grâce à l'emploi d'un théodolite (Wahrhaftig & Cox 1959, cité par Barsch 1992 ; Francou & Reynaud 1992 ; Whalley & al., 1995). Au cours de quatre campagnes menées sur une période totale de 17 ans à partir de 1977, Whalley & al. (1995) ont par exemple pu mettre en évidence des mouvements compris entre 5 et 25 cm/an le long de trois transects coupant toute la largeur du glacier rocheux de Nautárdalur en Islande.
- Barsch (1992) précise qu'un gain d'information a pu être obtenu lorsque les chercheurs ne se sont plus contentés de prendre des mesures le long de transects, mais lorsqu'un véritable réseau géodésique a pu être établi sur les glacier rocheux.

4.1.2 Établissement d'un réseau géodésique

Les moyens techniques permettant le positionnement précis d'un point dans l'espace ayant évolué depuis les premières mesures de Chaix (1923), des perspectives nouvelles ont été offertes aux chercheurs. L'apport du théodolite et d'appareils mesurant les distances a ainsi permis la mise en place très précise de véritables réseaux de mesures sur quelques glaciers rocheux. Ces réseaux géodésiques ont été les principaux moyens terrestres utilisés par les scientifiques pour quantifier les déplacements de glaciers rocheux, mais ont également, dans certains cas, été utilisés pour fournir les bases aux corrections géométriques nécessaires aux analyses photogrammétriques (4.2.2) (Haeberli & Schmid, 1988). De nombreux réseaux géodésiques ont ainsi été établis en Europe - par exemple, Kaufmann (1996), Avian & al. (2005) dans les Alpes autrichiennes ; Haeberli & Schmid (1988), Krummenacher

⁸ Des données plus anciennes concernant ce sujet ont toutefois été récoltées dans les Montagnes Rocheuses Canadiennes par Sherzer (1907) (cité par Bachrach & al., 2004 et Carter & al., 1999) bien avant Chaix.

& Budmiger (1992), Zick (1996), Mihajlovic & al. (2003), Kääb & Weber (2004), Roer & al. (2005) dans les Alpes suisses ; Chueca & Julián (2005), Serrano & al. (2005) dans les Pyrénées ; et Berthling & al. (1998), Isaksen & al. (2000), Ødegård & al. (2003) au Spitzberg - ainsi qu'au niveau mondial : Sloan & Dyke (1998), Koning & Smith (1999), Konrad & al. (1999) en Amérique du Nord ; et Gorbunov & al. (1992) en Asie.

• **Conditions :**

- Cette méthode nécessite un ou plusieurs repère(s) fixe(s) où placer l'instrument de mesure lors des relevés.
- Les points à mesurer sur ou aux alentours du glacier rocheux doivent être équipés de réflecteurs fixes (Kääb & Weber, 2004) lors de la mise en place du réseau ou alors des opérateurs doivent positionner des réflecteurs mobiles sur les emplacements de mesures (Berweger & Lack, 1986) solution coûteuse en terme de temps et de main d'œuvre.

• **Forces :**

- Très grande précision de positionnement dans les trois dimensions, généralement inférieure au cm.
- Choix du nombre et de la répartition spatiale des points de mesures à la surface (ou sur le front) du glacier rocheux.

• **Faiblesses :**

- Il faut une visibilité entre la base et les points de mesures, ce qui n'est pas toujours évident suivant la topographie du glacier rocheux. Plusieurs repères fixes servant de base doivent alors être prévus.
- Un grand nombre d'opérateurs est nécessaire, les mesures demandent beaucoup de temps. Il y a donc relativement peu de points mesurables en une journée.

• **Discussion :**

- Les réseaux installés sur les glaciers rocheux sont malheureusement et sauf exceptions (Konrad & al., 1999) peu denses. Ils ne comprennent qu'une dizaine, voire une trentaine de points de mesures par site.
- Cette méthode constitue jusqu'à aujourd'hui la source la plus abondante et la plus précise d'informations sur les mouvements de glacier rocheux constatés par des mesures de terrain.
- Le temps nécessaire aux mesures, l'encombrement dû au matériel et le nombre élevé d'opérateurs nécessaires au bon déroulement des mesures rendent les campagnes de terrain particulièrement lourdes.

Une nouvelle avancée de la technologie, l'utilisation du GPS en géodésie, permet de s'affranchir de certaines difficultés liées à l'emploi des techniques classiques de géodésie en haute montagne.

4.1.3 Suivi GPS

Il s'agit de la principale méthode utilisée dans le cadre de ce travail de diplôme. Elle sera donc discutée plus en détail dans le chapitre suivant (chapitre 5) qui lui est spécialement consacré. Ce paragraphe n'est inclus ici qu'à des fins de comparaison avec les autres méthodes. L'apport du GPS différentiel comme nouvel outil de grande précision en géodésie a ouvert depuis une dizaine d'années de nouvelles possibilités aux chercheurs dans le domaine du pergélisol, en particulier dans l'étude du soulèvement dû au gel (Little & al., 2003) ou des déplacements de glaciers rocheux (Berthling & al., 1998, 2003 ; Berger & al., 2004 ; Lambiel & Delaloye, 2004 ; Krainer & Mostler, 2006).

• **Conditions :**

- Il convient de disposer d'au moins deux récepteurs GPS pour les utiliser en mode différentiel. Un récepteur mobile mesurant les points sur le terrain, et un autre, placé sur un point fixe, qui sert de base.
- Il faut veiller à ce que la topographie s'ouvre sur un horizon suffisamment étendu pour qu'au minimum quatre satellites GPS soient visibles en tout temps.
- La base n'a pas besoin d'être en contact visuel avec le mobile, c'est une connexion radio qui lie les deux récepteurs.

- **Forces :**

- Le choix du nombre et de la répartition spatiale des points de mesure à la surface du glacier rocheux est libre.
- Cette méthode permet à un ou deux opérateurs (suivant les difficultés d'accès au site) de mesurer en une journée la position d'une centaine de points sur le terrain avec, dans des conditions optimales, une précision de 1cm en planimétrie et de 3cm dans le plan vertical.
- Lors de la répétition des mesures, cette méthode permet la localisation précise des points de mesure (utile en hiver lorsque la neige recouvre les repères visuels) et permet également un contrôle direct du mouvement enregistré entre les périodes de mesure choisies.

- **Faiblesses :**

- Certains sites très encaissés posent problèmes (horizon très réduit, nombre de satellites disponibles insuffisant suivant les moments de la journée).
- La précision de positionnement se modifie au cours de la journée en fonction de plusieurs facteurs, en particulier du nombre ou de la géométrie des satellites disponibles.
- Certains points de mesures proches de parois ou d'obstacles ne peuvent pas être mesurés avec une précision optimale (phénomène de réflexion du signal reçu).

- **Discussion :**

- Cette méthode permet de s'affranchir de plusieurs difficultés inhérentes au relevé classique par théodolite (coût en temps et en personnel, visibilité entre la base et les points de mesures) avec, il est vrai, une précision de positionnement légèrement diminuée (en particulier dans le plan vertical), mais qui reste néanmoins très intéressante.
- Il ne faut pas perdre de vue que la précision de positionnement dépend de la couverture satellitaire et se modifie au cours de la journée. Il est donc nécessaire de disposer de plusieurs points fixes en dehors du glacier rocheux pour évaluer et éventuellement corriger les données récoltées.

4.1.4 Les forages

Les méthodes de suivi des mouvements qui ont été abordées jusqu'à maintenant ne rendaient compte que des déformations de surface du glacier rocheux. Pour connaître plus précisément la dynamique d'un glacier rocheux, il faut posséder des informations sur sa structure interne et en particulier sur la déformation de celle-ci. Afin d'y parvenir, un forage équipé d'instruments de mesures (inclinomètre) doit être réalisé au travers de la masse de sédiments. Dans les Alpes suisses, trois glaciers rocheux actifs ont fait l'objet de telles mesures : celui de Murtèl (Wagner, 1992) celui de Muragl et celui de Pontresina-Schafberg (Hoelzle & al., 1998), tous situés en Haute Engadine (Arenson & al., 2002).

- **Conditions :**

- Il convient d'accorder un soin particulier au choix de l'emplacement du ou des forage(s). La durée de vie du forage dépend de la vitesse de déformation (spatialement hétérogène) du G-R.

- **Forces :**

- Cette méthode ne se limite pas à la surface, mais donne une information sur la déformation interne du G-R.
- Elle permet de relever des indications sur la structure interne du glacier rocheux.

- **Faiblesses :**

- Le coût financier d'un forage est très élevé, ce qui limite son utilisation et donc les informations sont rares et en général ponctuelles.

- **Discussion :**

- Le forage constitue actuellement le seul moyen de connaître avec précision les déformations internes d'un glacier rocheux et en particulier les profondeurs auxquelles se produisent les déformations.
- La durée de vie du suivi dépend de la vitesse de déformation du glacier rocheux et peut être relativement courte si la déformation est importante.

4.1.5 Les mesures d'orientation de blocs

La dernière méthode de mesure *in situ* abordée dans ce chapitre se distingue passablement des précédentes. Elle ne permet pas de quantifier les déplacements actuels du glacier rocheux, mais ceux qui se sont inscrits à sa surface au cours du temps, sans pour autant pouvoir les dater. Il s'agit en fait d'analyser l'orientation des blocs se trouvant à la surface d'un glacier rocheux.

Proposée par A. Cailleux (1947)⁹, cette méthode a été, à l'origine, mise au point dans une logique de classification afin de permettre la différenciation des formes d'accumulation suivant le processus qui en est la cause (sols polygonaux, dépôts de ruissellement, *coulées de blocaille*, éboulis et écroulements). Cette méthode s'appuie sur l'analyse statistique de la disposition préférentielle des blocs allongés se trouvant à la surface de ces dépôts. Dans un plan horizontal, on distingue les blocs **parallèles** (PA) à la pente (blocs dont l'orientation de la plus grande dimension apparente forme un angle inférieur à 45° avec la plus grande pente) des blocs **perpendiculaires** (PE) (si cet angle est supérieur à 45°). Dans un plan vertical, on distingue les blocs **relevants** (blocs moins inclinés que la pente) des blocs **baissants** (plus inclinés que la pente).

Cette méthode a rapidement été appliquée aux glaciers rocheux¹⁰. Dans un premier temps Pissart (1953) l'a reprise dans une étude visant à préciser l'origine des *coulées pierreuses* rencontrées sur le plateau des Hautes Fagnes (Belgique) afin de distinguer les « *coulées de blocaille liées au gel intense d'autres formations analogues* »¹¹ (Pissart 1953, p.210).

Puis, dans un deuxième temps, une version améliorée de cette méthode a été appliquée plus spécifiquement à la problématique des mouvements de glacier rocheux, en particulier dans les Alpes du Sud par Evin & Assier (1982). Ces auteurs, en s'appuyant sur une analyse statistique des orientations préférentielles des blocs, ont établi plusieurs coefficients (en particulier de freinage et de fluage) renseignant sur les modalités d'écoulement de 20 glaciers rocheux.

La figure 4.2 illustre la classification de l'orientation des blocs. L'axe d'écoulement principal (axe de symétrie du glacier rocheux, ou axe majeur) est ramené à nord 0°. La mesure d'orientation des blocs se fait selon cet axe. Quatre catégories d'orientation ont été retenues : les **blocs parallèles** (PA) (orientés au nord plus ou moins 20°), les **blocs perpendiculaires** (PE) (orientés à 90° plus ou moins 20°) et les **blocs obliques droits** (OD) et **gauches** (OG) (suivant si leur orientation est de 20° à 70° est ou ouest). Selon la quantité de blocs appartenant à chaque catégorie, la détermination du flux qu'a connu le G-R est possible.

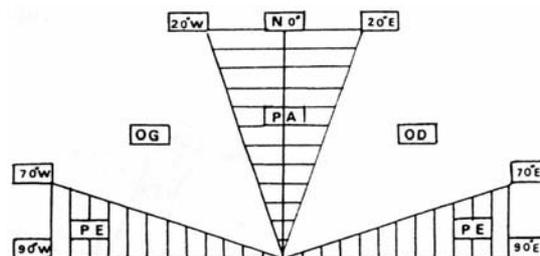


Figure 4.2 : Schéma de distribution des blocs parallèles, perpendiculaires et obliques droits et gauches. (Evin & Assier, 1982).

⁹ Cité par Pissart (1953).

¹⁰ Appelés anciennement : coulées de blocs, coulées de blocaille ou coulées pierreuses.

¹¹ « *Les coulées de blocaille liées au gel intense se distinguent des éboulis par 2 caractères. Leur pente toujours inférieure (3° à 24° contre 27° à 40°) et la forte majorité des éléments relevants (63 à 94% contre 30 à 42%). Elles se distinguent non moins des dépôts torrentiels et fluviaux par la forte majorité des blocs parallèles à la pente (68 à 90% contre 25 à 54%)* » (Selon Cailleux, 1947 cité par Pissart 1953, p.210).

• Conditions :

- Il n'y a pas besoin de matériel spécifique, les glaciers rocheux sont constitués à leur surface de blocs dont il faut mesurer l'orientation le long de la plus grande dimension apparente par rapport au sens d'écoulement du glacier rocheux (Nord sur la figure 4.2).
- Il convient de relever cette propriété le long de transects et de veiller à la représentativité de l'échantillonnage en vue de son analyse statistique.
- Une **attention** particulière doit être portée lors de la prise de mesures (Evin & Assier 1982).

• Forces :

- A priori, tous les glaciers rocheux peuvent faire l'objet d'une telle étude.
- Selon Evin & Assier (1982) cette méthode est simple, peu coûteuse, fiable et renseigne sur les mouvements passés si les mouvements actuels sont inexistant.

• Faiblesses :

- Il faut prendre garde à l'échantillonnage (choix des blocs à mesurer : nombre, dimension et choix des transects).
- Des difficultés lors de la comparaison des résultats peuvent survenir si des méthodes d'échantillonnage différentes ont été utilisées.
- La méthode est relativement gourmande en temps.
- Le choix des blocs à mesurer semble délicat. Il faut écarter, par exemple, les blocs trop petits ou en équilibre instable. De plus l'interprétation ne se limite pas à l'application de coefficients, mais demande une connaissance du terrain pour expliquer des anomalies pouvant se produire.
- Cette méthode n'est que le reflet des mouvements ayant affecté la surface du glacier rocheux.
- Il est impossible de dater les mouvements.

• Discussion :

- Il serait très intéressant de comparer sur un même glacier rocheux les résultats obtenus par cette méthode avec les résultats d'un suivi des mouvements actuels.
- Quelle est l'influence d'une fonte de la glace contenue dans un glacier rocheux inactif ou fossile sur les résultats des orientations des blocs ?
- Cette méthode se trouve à mi-chemin entre les méthodes de datation et les méthodes de quantification des mouvements actuels. En effet, elle ne présume pas de l'état actuel de la dynamique d'un glacier rocheux, mais reflète sa dynamique passée. Les mouvements seraient ainsi inscrits dans l'orientation des blocs mais cette orientation pourrait ne pas refléter la dynamique actuelle de la forme. La datation s'avère toutefois impossible par cette méthode.
- Qu'est ce que l'on mesure ? Rôle des obliques ? Dans une zone fortement perturbée peut-on observer une orientation préférentielle et a-t-elle un sens ? Quel flux pour telle orientation ? Peut-on en déduire une vitesse ? Méthode essentiellement empirique (fondements théoriques à développer peut-être par les sciences des matériaux).

Les principales méthodes de mesure *in situ* ont été abordées dans ce chapitre. Bien qu'il ne soit pas question de dresser une liste exhaustive de toutes les méthodes possibles, il convient d'ajouter que d'autres méthodes ont été utilisées dans le passé et ont fourni des résultats tout à fait valables. Ce fut le cas par exemple des mesures directes de repères à l'aide de mètres métalliques ou d'extensomètres (White 1987). Cela prouve que des méthodes simples sont tout à fait envisageables suivant les situations et les objectifs de l'étude.

Il convient à présent d'aborder la deuxième classe de méthodes. Elle se distingue de la première par le fait que la prise de l'information se fait à distance. Il s'agit donc de méthodes de télédétection. Qu'elles soient terrestres, aériennes ou satellitaires, ces méthodes sont groupées sous l'appellation « traitement d'images ».

4.2 Méthodes de traitement d'images

Ce chapitre regroupe les méthodes qui, à l'aide d'images d'origines diverses, permettent de quantifier des déplacements ou au moins des modifications intervenues sur le site d'étude. Le recours à des mesures de terrain proprement dites n'est en général pas nécessaire. Ce sont des analyses diachroniques d'images du même site qui permettent la quantification des mouvements. Plusieurs types de documents ou d'images peuvent servir à ces analyses.

4.2.1 Analyse de photos/cartes anciennes

Le recours à l'analyse de photos¹² ou de cartes anciennes est parfois possible, si ces types de documents sont disponibles. Il s'agit souvent d'une étape préalable à une analyse plus précise. Ces documents représentent une situation figée dans le temps. Ils montrent un état différent de l'actuel qui autorise une première approximation des changements intervenus.

- **Conditions :**

- Il suffit qu'un document représente la zone d'étude.

- **Forces :**

- Sources d'informations « historiques », antérieures aux premières recherches détaillées sur un site.

- **Faiblesses :**

- Documents rares et hétérogènes (contenu, précision, méthode, qualité, etc...).
- Sur les cartes topographiques classiques, les glaciers rocheux ne sont pas indiqués et la précision n'est pas suffisante (cela étant dû aux importantes difficultés du relevé en haute montagne et à une échelle trop petite). Seuls les modifications importantes (ex : retrait glaciaire) sont visibles et doivent être prises avec précautions.

- **Discussion :**

- Pour des clichés photographiques de glaciers rocheux, il faut que des points de repères fixes (immobiles) aux abords du glacier rocheux soient présents sur le cliché.
- Si ces sources manquent trop souvent de précision pour effectuer une analyse détaillée, elles permettent toutefois une approximation des mouvements ou illustrent le contexte de l'époque (position des glaciers, etc...).

4.2.2 Analyse de photos aériennes/photogrammétrie

Il s'agit certainement de la méthode de quantification des déplacements de glaciers rocheux la plus utilisée dans le monde jusqu'à aujourd'hui. Le nombre d'articles scientifiques à ce sujet n'a d'égale que la diversité des sites investigués. Il ne sera donc fait mention ici que quelques articles concernant les Alpes. De nombreux glaciers rocheux ont été suivis par cette méthode - dans les Alpes autrichiennes (Kaufmann (1996a,b) ; Kaufmann & Ladstädter (2003) ; Avian & al. (2005)) ; dans les Alpes françaises (Evin & Assier 1983a,b) et dans les Alpes suisses (Haeberli & Schmid (1988) ; Käab & al. (1997, 1998, 2003) ; Hoelzle & al. (1998) ; Käab & Vollmer (2000) ; Käab & Kneisel (2005) ; Käab (2005)).

- **Conditions :**

- Chaque photo aérienne doit être corrigée en fonction de paramètres d'orientation interne et externe propre à l'image. Cette correction permet d'éliminer ou tout du moins de diminuer les déformations des images. L'utilisation d'un MNA local (modèle numérique d'altitude) pour corriger les déformations dues au relief est une étape essentielle à la création d'une orthophoto.

¹² Il s'agit ici de photographies classiques de type photographie d'illustration ou de photos « souvenirs ».

- Des images orthorectifiées de différentes périodes sont alors utilisées pour des comparaisons diachroniques. Des méthodes de photogrammétrie sont utilisées pour quantifier les différences entre les orthoimages obtenues. Dans le cas de glaciers rocheux, les déplacements horizontaux et verticaux peuvent en particulier être mesurés.

• **Forces :**

- Détermination des flux de surface de l'ensemble du glacier rocheux avec une précision généralement de l'ordre du mètre. La précision obtenue peut être plus importante en cas d'utilisation d'images de haute résolution spatiale (vols spéciaux de basse altitude).

- Dans de nombreux pays et en Suisse plus particulièrement, des vols « normaux¹³ » de couverture du territoire ont été effectués régulièrement depuis la fin des années 1950, ce qui permet une analyse à long terme des mouvements moyens des glaciers rocheux.

• **Faiblesses :**

- Dans le cas de l'utilisation d'images issues de vols « normaux », le choix de la période investiguée est dicté par la disponibilité et la qualité des images.

- Les conditions atmosphériques (présence de nuages) ainsi que la présence de neige sur les glaciers rocheux (même au cours de l'été) peuvent rendre certaines images inutilisables.

• **Discussion :**

- Les techniques actuelles recourant à l'automatisation de nombreux processus sont très efficaces et produisent d'excellents résultats (Kääb & Vollmer 2000 ; Kaufmann & Ladstädter 2003). Elles permettent en outre un gain de temps considérable lors du traitement des données.

- Cette méthode est appropriée pour définir des vitesses moyennes de déplacement à l'échelle de la décennie, voire de l'année dans certains cas de glaciers rocheux très actifs. Elle n'est toutefois pas adaptée à la quantification de mouvements saisonniers.

Si la photogrammétrie aérienne a été abordée dans ces quelques paragraphes, il convient de préciser que la photogrammétrie terrestre (longtemps oubliée) a récemment été réutilisée (Ladstädter & Kaufmann 2005). La photogrammétrie terrestre est une méthode « historique », initialement utilisée dans la quantification de mouvement de glaciers rocheux. Elle pourrait connaître un nouvel attrait dans le suivi de phénomènes périglaciaires, notamment avec l'apport des appareils photo numériques et des méthodes automatiques de photogrammétrie digitale.

4.2.3 L'interférométrie radar

Appelée InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar), cette méthode fait l'objet d'attentions particulières en géomorphologie (Catani & al. 2005). Elle a récemment été appliquée à des problématiques périglaciaires (Sjogren & al. 2003) et en particulier à la détection et la quantification de mouvements de glaciers rocheux (Kenya & Kaufmann 2003, Strozzi & al. 2004, Delaloye et al. 2005). Grâce à la comparaison de données multi-temporelles fournies par des satellites munis d'un radar, la détection de mouvements de l'ordre du cm est possible. Pour de plus amples détails concernant la méthode, le lecteur est renvoyé aux sources précédemment citées.

• **Conditions :**

- Il s'agit d'une méthode de télédétection à grande échelle, les intervalles temporels sont dictés par la disponibilité des images (1 jour (seulement pour la période 1995-1999), 1 mois, 1 année).

• **Forces :**

- Cette méthode permet une détection de déplacements entre les images disponibles de l'ordre du cm.

- Les ondes radar sont peu sensibles aux perturbations atmosphériques qui nuisent aux méthodes d'imageries « classiques » en télédétection satellitaire et aérienne.

¹³ A une échelle d'environ 1 :25000.

- **Faiblesses :**

- La basse résolution spatiale (taille du pixel élevé : 20-25m) est un frein à la détermination précise du flux complexe des sédiments.

- **Discussion :**

- Tous les terrains ne sont pas favorables à la méthode. Dans le cas des images ERS (European Remote Sensing satellite system) les pentes orientées à l'Est et à l'Ouest peuvent être investiguées alors que les pentes Nord-Sud ne sont pas propices. Cela est à imputer à l'angle fixe de la prise de vue du satellite, qui est modulable sur les satellites de la nouvelle génération (Envisat).

- Méthode avec un fort potentiel, en particulier dans la détermination de mouvements de terrain à grande échelle, capable de détecter des mouvements centimétriques (glacier rocheux actifs, ou que l'on pensait inactif,...). La résolution spatiale est toutefois trop faible pour une étude détaillée des particularités du flux d'une forme spécifique.

4.2.4 Le balayage laser

Méthode de télédétection terrestre utilisée récemment dans les Alpes Autrichiennes afin de suivre l'évolution du front du glacier rocheux du Hinteres Langtalkar (Bauer & al. 2003, 2005). Le balayage laser permet d'acquérir des données de déformation en haute résolution dans les trois dimensions.

- **Conditions :**

- L'appareil, posé sur un emplacement fixe, scanne automatiquement la fenêtre d'intérêt ainsi que des repères fixes afin de corriger d'éventuelles différences d'orientation et de distance¹⁴ entre les périodes investiguées.

- La comparaison des images obtenues et l'utilisation d'un MNA permettent alors de quantifier les déplacements survenus entre les périodes.

- **Forces :**

- Précision de l'ordre de quelques centimètres (5 cm pour la précision de mesure de la distance) les mesures peuvent être prises depuis une distance de deux kilomètres sur des cibles non-réfléctives.

- La génération d'un MNA dense de la surface du glacier rocheux est possible.

- Libre choix de l'intervalle de mesure, rare et appréciable pour une méthode de traitement d'images.

- Cette technique permet des mesures sur des lieux inaccessibles par d'autres méthodes (forte pente du front, instabilité, etc...)

- Des logiciels spécialisés permettent un traitement semi-automatisé des données, rendant les résultats disponibles rapidement et facilitant la mise à jour la base de données.

- **Faiblesses :**

- Cette méthode nécessite une visibilité directe entre l'emplacement du laser et la région d'intérêt.

- Nécessité pour le moment d'avoir des réflecteurs fixes pour effectuer des corrections entre les périodes de suivi.

- Le temps de mesure est encore long (5-6 heures pour l'exemple autrichien), mais des améliorations sont attendues.

- **Discussion :**

- La topographie accidentée et complexe ainsi que la grande taille des glaciers rocheux limite dans certains cas l'utilisation de cette méthode et rendent en général impossible une vue globale du glacier rocheux.

- Cette méthode est donc utile dans le cas des glaciers rocheux si une surface relativement grande est visible depuis l'emplacement du laser ou pour effectuer le suivi de parties difficilement accessibles (par exemple des fronts raides).

Après avoir passé en revue les méthodes de mesure *in situ* et les méthodes de traitement d'images, il convient d'aborder la troisième et dernière catégorie de méthodes : les méthodes de datation.

¹⁴ Dues aux influences atmosphériques

4.3 Méthodes de datation

Les méthodes de datation, tout comme les méthodes de mesure *in situ*, requièrent également une phase de mesures de terrain. Elles ne fournissent toutefois au chercheur qu'une approximation de l'activité du glacier rocheux pour une période relativement longue et rarement précise, sans choix de l'intervalle de mesure. Elles ne répondent donc pas aux mêmes objectifs temporels et spatiaux que les méthodes qui faisaient l'objet des chapitres précédents. Les méthodes de datation permettent de dater certains éléments (bois, lichens, roche,...) se trouvant à la surface ou dans la masse ou encore à proximité d'un glacier rocheux pour en estimer l'âge. Les vitesses de déplacement sont ensuite calculées en fonctions d'autres paramètres tels que la longueur du glacier rocheux ou le lieu d'origine d'un débris retrouvé. Parmi ces méthodes il convient de relever la dendrogéomorphologie, la lichénométrie et la météorisation qui font l'objet des paragraphes suivants.

4.3.1 La dendrogéomorphologie

Cette méthode (bien décrite par Shroder, 1976) permet de dater divers événements géomorphologiques ayant affecté un arbre durant sa « vie » au moyen d'une analyse de ses cernes de croissance annuels. Les conditions de croissance (climat, ressources disponibles,...) ainsi que des événements particuliers (stress, périodes de sécheresse, blessures, déstabilisation,...) affectent la croissance des arbres et s'inscrivent dans leurs cernes. Une analyse détaillée de ces cernes permet de détecter des événements particuliers ayant affecté la croissance d'un arbre. Une courbe de référence pour chaque espèce investiguée doit être préalablement dressée sur des arbres sains et spatialement proche du lieu d'étude afin de déterminer la croissance *normale* d'un individu au cours du temps. Une étape importante de l'analyse consiste alors à dater l'échantillon étudié au moyen de la courbe de référence puis d'y identifier des événements particuliers pour en déterminer la date (ou la période) d'occurrence.

Pour appliquer cette méthode à notre problématique, il faut que des arbres ou des échantillons de bois soient retrouvés dans la masse d'un glacier rocheux. Plusieurs cas de figure se présentent alors : (a) seul des débris déconnectés sont retrouvés (situation la plus défavorable) (Carter & al., 1999) ; (b) des débris (troncs ou morceaux de troncs) ainsi que leur provenance (souches) sont retrouvés (Bachrach & al., 2004) ; (c) des arbres « vivants » sont retrouvés (Shroder, 1978, 1987). Tous ces cas de figure ne permettent évidemment pas de fournir les mêmes informations quant à la dynamique du glacier rocheux en présence.

L'analyse de Carter et al. (1999) est peu satisfaisante puisqu'elle n'apporte que peu de renseignements sur la dynamique du glacier rocheux. Le petit nombre d'échantillons trouvés, leur dégradation, le peu d'information qu'ils délivrent et l'absence de découverte de souche ne sont pas étrangers à ce fait. Toutefois, en mesurant le recouvrement des troncs par le front du glacier rocheux de Hilda Creek (Canadian Rocky Mountains) ils obtiennent une vitesse d'avancement supérieure à 1cm/an après 1856. Bachrach & al. (2004) parviennent à calculer une vitesse moyenne d'avancement du front du glacier rocheux de Hilda de 1.6cm/an depuis 1790, grâce à la découverte de souches *in situ*. Ils remarquent également (et contrairement à Carter et al. (1999) que les dernières cernes (celles précédant la mort de l'arbre) sont fortement affectées par l'avancement du glacier rocheux.

Shroder (1978) a travaillé sur un glacier rocheux (Table Cliffs plateau, Utah) et n'a pas pu mettre en évidence des vitesses de déplacement mais une quinzaine de périodes d'activité plus intense du glacier rocheux entre 1750 et 1963.

• Conditions :

- Il faut la **présence de bois** dans la masse du glacier rocheux (ce qui est très rare dans les Alpes).
- Les **échantillons** doivent être suffisamment **épais** et **bien conservés** pour permettre une analyse.
- La localisation précise du point d'arrachement de l'arbre (souche en place) pour en déterminer l'origine et calculer précisément une distance jusqu'au point de découverte est nécessaire.

• Forces :

- Cette méthode permet de **dater** précisément (à l'année près) **un événement** ou une série d'événements qui peuvent remonter à plusieurs centaines d'années.

- Elle permet aussi de calculer des **vitesse**s de déplacement ou des intensités d'activité à **long terme**.

• **Faiblesses :**

- Dans certains cas, la **détermination** exacte de **ce que l'on observe** (mouvement de masse du glacier rocheux, impact d'un ou plusieurs blocs, recouvrement, avalanche,...) peut s'avérer difficile.
- Cette méthode ne fournit que des **informations ponctuelles** (mauvaise représentation spatiale des mouvements en terme de couverture de l'entier du glacier rocheux / dépendant de la localisation des arbres) le plus souvent limitées au front du glacier rocheux.
- Sous nos latitudes il n'y a que **peu de sites propices** à de telles analyses, les glaciers rocheux actifs se situant généralement à une altitude supérieure à celle de la limite de la forêt.

• **Discussion :**

- Quelle est l'utilité de la découverte de bois mort s'il n'y a aucune information quant à son lieu de provenance ? Est-ce utile d'en déduire une vitesse minimale d'avancement en se basant uniquement sur la longueur d'ensevelissement du tronc comme le fait Carter et al. (1994) sans tenir compte d'un éventuel transport du bois mort par le glacier rocheux ? Si cela nous donne une idée de l'activité à long terme ce n'est certainement pas représentatif de la dynamique d'un glacier rocheux.

- L'avancée d'un glacier rocheux n'est pas soudaine :

"The data suggest the advancing rock glacier is disturbing tree growth and forcing the trees into a pronounced and extended period of senescence prior to death." (Bachrach & al. 2004, p.5)

- Les souches, sont-elles des indicatrices de la zone de cisaillement ?

La figure ci-dessous (figure 4.1) modélise de manière très simplifiée l'ensevelissement d'un arbre par un glacier rocheux. La hauteur de rupture de l'arbre (la hauteur de la souche restante) pourrait donner une information quant à la dynamique interne du glacier rocheux et d'une éventuelle zone de cisaillement au sens que lui donnent Arenson & al. (2002). Ce cas de figure serait alors similaire à la rupture d'un inclinomètre. Dommage que Bachrach et al. (2004) ne fassent pas mention des hauteurs de ces souches.

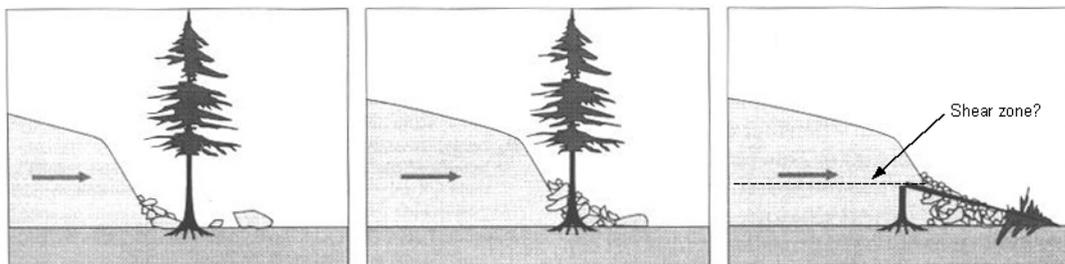


Figure 4.1 : Modèle d'ensevelissement d'un arbre (diamètre > 20cm) dû à l'avancée d'un glacier rocheux. Souche *in situ* indicatrice possible d'une zone de cisaillement. (modifié de Bachrach & al. 2004).

- Quel est le rôle de l'eau ?

"It is interesting to note that the period of greatest movement in 1905-1911 (...) was part of an unusually wet period in the Southwest.(...). Slope movement could therefore be affected by climatic fluctuations and the relatively warm moist conditions (...) could have some bearing on this movement. (...). Cross correlation of event response and mean annual precipitation (...) shows that precipitation maxima are followed 1 year later by event-response maxima." (Shroder 1978, p.179ss.).

- Il n'y a pas un mouvement uniforme sur tout le glacier rocheux mais des mouvements locaux.

"(...) in most instances trees growing closely together did not respond synchronously to slope movement. This is probably because the movements are highly localized rather than because certain trees are not sensitive enough to respond immediately." (Shroder 1978, p.183).

4.3.2 La lichénométrie

Cette méthode s'appuie sur le fait qu'il existe une relation directe entre la taille et l'âge des lichens. Une surface exposée à la colonisation par du lichen peut ainsi être datée en mesurant le diamètre des thalles de lichens qui la recouvrent. Il faut toutefois que la courbe de croissance de l'espèce en présence soit bien connue et qu'il n'y ait pas d'intervalle entre le moment où la surface a été exposée et le début de la colonisation par le lichen. Selon Lowe & Walker (1997), cette technique permet dans la pratique de remonter jusqu'à 4500 ans (dans des environnements froids et secs), mais dans la majorité des cas, la gamme de datation est de l'ordre de 500 ans voire moins. De plus seuls les lichens qui croissent de façon graduelle et progressive conviennent à cette méthode de datation.

Plusieurs auteurs (André 1994, Sloan & Dyke 1998) ont appliqué cette technique pour la datation de blocs à la surface de glaciers rocheux et ont ainsi pu en déduire les vitesses de déplacement à long terme en se basant sur la position des blocs recouverts de lichen et leur distance par rapport aux racines des glaciers rocheux.

• **Conditions :**

- Il faut la présence d'une espèce adéquate de lichen ayant colonisé des blocs à la surface du G-R.
- Il faut également disposer d'une courbe de référence indiquant le taux de croissance de l'espèce de lichen en présence (établie dans des conditions similaires). Ceci permet de comparer le diamètre des lichens recouvrant les blocs à la courbe de référence de façon à pouvoir en estimer l'âge.

• **Forces :**

- Les lichens sont très ubiquistes, ils se développent dans des milieux et sur des substrats divers, en particulier sur de nombreuses roches. (Coque 2000).
- La méthode est relativement simple et facile à mettre en œuvre en présence d'une espèce adéquate.
- Elle permet la datation de nombreux blocs à la surface du glacier rocheux.
- Elle permet une estimation des vitesses de déplacement du glacier rocheux à long terme.

• **Faiblesses :**

- La croissance des thalles de lichen est affectée par les conditions locales (température de l'air, longueur des journées, enneigement) qui varient à la fois avec l'altitude et la latitude. Une courbe de croissance n'est ainsi valable que pour une espèce spécifique et une aire spatialement réduite (Lowe & Walker 1997).

• **Discussion :**

- La simultanéité entre l'exposition d'une surface et la colonisation par le lichen est présumée. La date du début de la colonisation peut ne pas correspondre avec l'exposition de la surface. Le lichen peut soit avoir préalablement colonisé la surface (surface déjà exposée), soit ne pas coloniser la surface immédiatement après son exposition. Ceci entraîne une sous-estimation respectivement une sur-estimation des vitesses calculées.
- Le calcul permettant de déterminer une vitesse d'avancement du glacier rocheux présume que le bloc (la surface) exposé entame directement un mouvement vers l'aval. Il n'est pas tenu compte d'un quelconque temps d'attente précédant le début du mouvement du glacier rocheux. Cela pourrait induire une forte minimisation des vitesses calculées.

4.3.3 L'évaluation du degré de météorisation

Selon Coque (2000), la météorisation est l'attaque des roches par des actions mécaniques (fragmentation d'origine thermique et hydrique), physico-chimique (dissolution et altérations chimiques) auxquelles peuvent s'ajouter encore d'éventuelles actions biologiques. Toutes ces actions altèrent la roche au cours du temps. La météorisation n'est donc pas à proprement parler une méthode de datation, mais bien un processus d'érosion qui peut être abordé ou quantifié par le biais de diverses

méthodes¹⁵. Deux types de méthodes sont utilisés afin de dater les blocs par rapport à leur état de météorisation. Il convient de distinguer les méthodes qualitatives (estimation du degré de météorisation par diverses caractéristiques comme la décomposition ou l'exfoliation relative des blocs, la concentration relative de matériaux plus durables à leur surface ou l'enregistrement du son produit par les blocs frappés avec un marteau), des méthodes quantitatives (mesure de la distance de rebond d'une masse sur le bloc (Schmidt-hammer), mesure de l'épaisseur de la patine ou encore détermination de la vitesse de propagation des ondes P (ondes de compression sismiques) au travers des blocs) (Lowe & Walker, 1997).

Certaines de ces méthodes ont été utilisées dans le contexte qui nous intéresse, à savoir, celui de la quantification des mouvements d'un glacier rocheux. C'est le cas de Frauenfelder & al. (2004) qui utilisent les valeurs de rebond par la méthode Schmidt-hammer associés à la mesure de l'épaisseur de la patine afin de dater des blocs situés à la surface de quatre glaciers rocheux des Alpes suisses. Une dérivation de lignes de flux par interpolation des mouvements a également été réalisée à partir d'analyses photogrammétriques (cette méthode sera abordée plus en détails au point 4.2.2). Haeberli & al. (2003) résument l'utilisation de ces mêmes méthodes dans le contexte de la datation de glacier rocheux et proposent encore d'autres méthodes qui ne seront toutefois pas abordées ici.

• **Conditions :**

- Il convient de mesurer un grand nombre de blocs sur plusieurs transects à la surface du glacier rocheux pour permettre une analyse statistique des résultats qui soit représentative.

• **Forces :**

- La prise de mesures est relativement aisée (instruments portables, peu d'opérateurs).
- De nombreux profils sont réalisables sur le terrain et ciblés sur des zones d'intérêt particulier.
- Ces méthodes sont basées sur l'analyse de blocs et sont réalisables sur un grand nombre de G-R.

• **Faiblesses :**

- *“Qualitative estimate of weathering tend to be subjective and reproducibility of results between workers has often been poor (...). Instrumental and experimental difficulties also continue to pose problems in the derivation of quantitative weathering measurements (...). Rates of weathering are not linear, but tend to decrease with age (...), while degree of weathering varies according to local conditions (altitude, climate, aspect, etc.), bedrock composition in particular being a decisive factor (...). The incorporation of material from older weathering regimes into younger glacial context is a further problem in the interpretation of rock weathering data (...).”* (Lowe & Walker 1997, p.294).
- L'interprétation des résultats des méthodes utilisées paraît délicate.

• **Discussion :**

- Ce sont des méthodes de datation relatives, donc moins intéressantes en terme de mouvement (il faut faire appel à d'autres méthodes plus précises (comme la photogrammétrie) pour déduire des vitesses de déplacement à long terme).
- Elles semblent plus utiles à des fins de datation que d'analyses précises concernant la dynamique des glaciers rocheux, mais peuvent s'avérer utile pour des comparaisons avec les résultats d'autres méthodes (en particulier de méthodes de datation absolues) voir à ce sujet Haeberli & al. (2003).

Ce chapitre concernant les méthodes de datation appliquées à la problématique de la dynamique des glaciers rocheux n'est pas exhaustif. Des méthodes comme la dendrogéomorphologie, la lichénométrie et l'état de météorisation ont été abordées, mais d'autres méthodes de datation pourraient également être utilisées afin de dater des matériaux et permettre ainsi d'inférer des vitesses de déplacement moyennes à très long terme. Les méthodes de datation constituaient la dernière catégorie abordée dans ce chapitre 4. Toutefois, avant de passer au prochain chapitre, un rapide récapitulatif est proposé.

¹⁵ C'est pour cette raison que les termes degré de météorisation ou état de météorisation seront préférés à celui de météorisation.

4.4 Synthèse

Le tableau 4.1 ci-dessous tente de regrouper les caractéristiques des principales méthodes rencontrées au cours de ce chapitre afin d'en faciliter la comparaison. Sept caractéristiques ont été retenues. (1) La méthode est-elle applicable dans tous les cas ? (2) Permet-elle le choix de l'intervalle de mesure ? (3) Quelle est l'échelle temporelle des résultats obtenus par la méthode ? (4) Quelle est la résolution spatiale (pour les méthodes de traitement d'images) ? (5) Quelle est la couverture spatiale du G-R (quelle surface du G-R est suivie) ? (6) Quelle est la densité des mesures sur le G-R ? Et finalement (7) quelle est la précision des mesures ?

Méthodes		Échelle temporelle								Échelle spatiale					
		Méthode toujours applicable ?		Choix intervalle		Information à				Résolution		Couverture GR	Densité réseau		Précision mesure
		oui	non	oui	non	tLt.	Lt	Mt	Ct	faible	élevée		faible	élevée	
Mesures <i>in situ</i>	Transects	X		X			X	X			(X)	transect	X		dm - cm
	Réseau géodésique	X		X			X	X	p		(X)	totale	X	r	cm
	Suivi GPS	(X)	r	X			X	X			(X)	totale		X	cm
	Forages	(X)		X			X	r			(X)	ponctuelle	X		cm
	Orientation blocs	(X)	r	(X)		X ?	?	?	?		(X)	totale		(X)	approx.
Traitement d'image	Photos/cartes		X		X		X	X		X		?	X		approx-m
	Photogrammétrie	(X)	X	p	X		X	X	r		X	totale		X	m - cm
	Interférométrie		X		X		X	X		X		totale	X		cm
	Balayage laser		X	X			X	X			X	zonale		(X)	dm - cm
Datation	Dendrochronologie		X		X	p	X	X			(X)	ponctuelle	X		approx.
	Lichénométrie		X		X	X	X				(X)	zonale	X		approx.
	° Météorisation	(X)			X	X	X				(X)	transects		(X)	approx.

Tableau 4.1 : Caractéristiques des différentes méthodes. Légende : **p**= parfois **r** = rarement **tLt** = très long terme : plusieurs centaines d'années / **Lt** = long terme : dizaines - centaine d'années / **Mt** = moyen terme : années - dizaines d'années / **Ct** = court terme : jours - mois - année.

En résumé,

- La méthode des **transects** permet une **mesure précise** des mouvements à **intervalle choisi** le long d'**une ou plusieurs ligne(s)** d'intérêt.
- Le **réseau géodésique** permet le **positionnement précis dans les trois dimensions** et à **intervalles choisis** de blocs sélectionnés dans un réseau souvent **peu dense** s'étendant à **l'ensemble** du G-R.
- Le **suivi GPS** permet un **positionnement précis dans les trois dimensions** à **intervalles choisis** de **nombreux points de mesure** sur l'ensemble du G-R.
- Le **forage** fournit une **information ponctuelle précise** sur la **déformation interne** du G-R ; sa durée de vie dépend de la déformation du G-R.
- L'**orientation des blocs** permet une **approximation des flux** qu'a connu le G-R au **cours de son existence**.
- L'**analyse de photos et cartes anciennes** permet une **approximation des mouvements passés** du G-R.
- La **photogrammétrie** fournit des **mesures précises** de mouvements de surface **sur l'ensemble du glacier rocheux**, mais le plus souvent **sans choix de l'intervalle**.
- L'**interférométrie** permet la **détection de mouvements centimétriques** du G-R à une **faible résolution spatiale sans choix de l'intervalle**.

- Le **balayage laser** fournit une **mesure précise à intervalles choisis** de déplacement dans les **trois dimensions d'une partie** du G-R.
- La **dendrogéomorphologie** : fournit dans de **rares cas une information ponctuelle**, avec une **faible couverture** du G-R qui permet une **approximation des mouvements**.
- La **lichénometrie** : fournit **l'âge minimum de G-R** colonisés par du lichen ainsi qu'une **approximation de la vitesse moyenne à très long terme**.
- **L'évaluation du degré de météorisation** : permet la **datation de blocs** en surface de G-R et une **approximation des mouvements** relatifs de surface.

Si les méthodes de traitement d'images ont connu ces dernières décennies d'importantes améliorations qui les ont rendues incontournables dans les études de mouvement des glaciers rocheux, l'évolution des techniques de positionnement a elle aussi permis un gain de précision et a ouvert de nouvelles perspectives d'études. Toutefois, aucune des méthodes présentées dans ce 4ème chapitre ne peut être qualifiée de meilleure qu'une autre. Ces méthodes sont très différentes autant en terme de coûts, de mise en œuvre, de précision que de technicité. Elles poursuivent des objectifs distincts et permettent d'obtenir des résultats complémentaires.

Le recours à l'utilisation de plusieurs de ces méthodes peut s'avérer très utile pour travailler à différentes échelles temporelles. Quoi qu'il en soit, un équilibre doit nécessairement être trouvé entre différents facteurs : les buts recherchés, l'exigence de précision, le coût (financier et temporel), l'accessibilité, etc. Les méthodes doivent donc être choisies en conséquence.

Après avoir abordé les aspects théoriques de la dynamique des glaciers rocheux et les méthodes utilisées pour les étudier, le dernier chapitre (5) de cette deuxième partie va s'appliquer à présenter la méthode utilisée dans le cadre de ce travail de diplôme, à savoir le suivi par GPS en temps réel.

5. Méthode utilisée

5.1 Le GPS en temps réel

Le GPS en temps réel (RTK/GPS) est utilisé avec succès dans la quantification des mouvements de glaciers rocheux depuis la fin des années 90. Plusieurs auteurs l'ont ainsi employé dans des contextes similaires à l'étude présentée (Bertling & al. 1998, 2003 ; Berger & al. 2004 ; Lambiel & Delaloye 2004 ; Krainer & Mostler in prep.).

5.1.1 Fonctionnement

L'ouvrage de référence qui a été utilisé pour la rédaction de cette partie est celui de Hofmann-Wellenhof et al. (2001). De nombreuses informations et illustrations ont également été trouvées sur internet. Une présentation plus détaillée de cette méthode et de la précision obtenue est proposée dans le cadre d'un travail de recherche personnelle (Perruchoud 2007a).

• Origine et description :

C'est à la fin des années 70 que fut mis au point le système de positionnement par satellites NAVSTAR-GPS (NAVigation System by Timing And Ranging - Global Positioning System) par le Département de la Défense des Etats-Unis (DoD). Ce système permet, à tout moment, grâce à l'emploi d'un récepteur adéquat, la détermination de la position et de la vitesse d'un objet ou d'une personne à proximité de la surface du globe et ceci rapidement, précisément et pour un faible coût.

Afin de fournir un positionnement continu, il faut qu'un minimum de quatre satellites soient électroniquement visibles en tout temps et en tout point du globe. Pour le système GPS, c'est une version de 24 satellites qui a été choisie pour fournir la couverture désirée au coût le plus bas. *"There are often more than the minimum number of satellites available for use and it is during these periods that surveyors perform special surveys. In fact, assuming a 10° elevation angle, there are brief periods where up to 10 GPS satellites are visible on the earth."* (Hofmann-Wellenhof et al., 2001, p.4).

On subdivise communément le système GPS en trois domaines.

Le segment spatial : (figure 5.1)

Il s'agit des satellites proprement dit, correspondant à plusieurs générations, lancés dès 1978 puis successivement remplacés pour garantir la continuité du système. La constellation est formée de 24 satellites (plus 4 en réserve), qui décrivent une orbite quasiment circulaire de 12 heures sidérales¹⁶ à une altitude de 20200 km. Les satellites sont répartis sur six plans avec une inclinaison de 55° par rapport au plan de l'équateur ; il y a ainsi 4 satellites par plan. Cette constellation assure la couverture de l'ensemble du globe, puisque quatre à huit satellites sont simultanément visibles pour un masque d'élévation de 15°.

¹⁶ Correspondant à 11h58 terrestre, ce qui fait que chaque satellite survole approximativement le même point 4 minutes plus tôt chaque jour (cf. flèche jaune sur la figure 5.1).

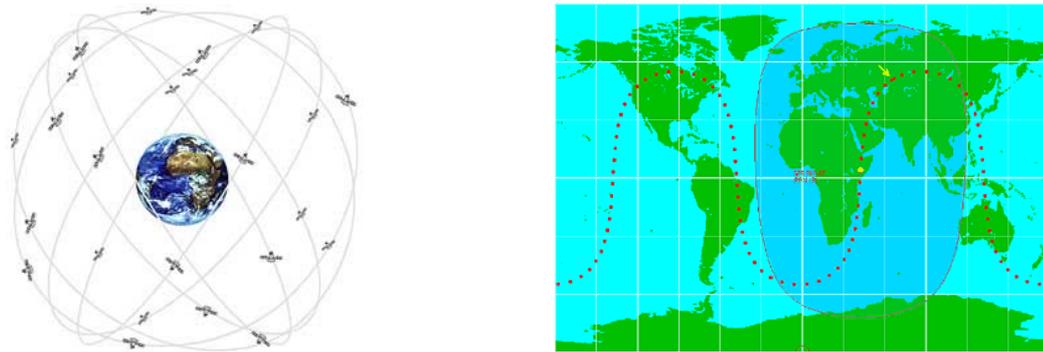


Figure 5.1 : Schéma de la constellation totale (à gauche) et trajectoire d'un satellite GPS en 24 heures (à droite). La zone bleue indique la zone de réception de l'information transmise par le satellite en fonction de sa position (point jaune) (Kowoma 2005).

Le **segment de contrôle** :

Le système continue d'être contrôlé par le DoD. Il s'agit de s'assurer du parfait fonctionnement de chaque satellite pour garantir la précision du système. Plusieurs paramètres sont ainsi continuellement vérifiés (orbite, précision de l'horloge, etc.). Afin d'effectuer cette tâche, plusieurs bases au sol ont pour mission de suivre et de contrôler chaque satellite afin de leurs transmettre d'éventuelles corrections.

Le **segment d'utilisation** :

Il s'agit de la réception et du traitement du signal émis par les satellites, pour les divers et nombreux utilisateurs (civils ou militaires) de cette technologie.

Principes de base :

Un des intérêts du système GPS est de fournir à l'utilisateur une position (latitude, longitude et élévation) à proximité de la surface du globe. Cette information peut être obtenue en mesurant la distance séparant l'utilisateur des satellites. La mesure de cette distance est donc à la base du positionnement par satellite. En théorie, la position de chaque satellite est connue (puisque suivie par des bases au sol). Pour connaître la position d'un point sur le globe il suffirait donc de connaître la distance qui sépare ce point de trois satellites (considérés comme fixes pour un instant donné) (figure 5.2a). La mesure de cette distance (appelée distance réelle) peut se faire en calculant le temps exact que met une information transmise par le satellite pour être captée par un récepteur. Cela n'est possible que si le récepteur est équipé d'une horloge très précisément calée sur celle des satellites (horloge atomique). Dans ce cas, la distance réelle peut être connue (elle correspond dans la réalité à la surface d'une sphère centrée sur le satellite). Dès lors, il suffirait de connaître la distance réelle à trois satellites pour pouvoir se positionner précisément à la surface du globe (puisque l'intersection des trois surfaces de sphère permet de résoudre les trois inconnues que sont la latitude la longitude et l'élévation du point recherché). Dans la pratique toutefois, les récepteurs sont dotés d'une horloge bon marché et moins précise que les horloges des satellites. La distance mesurée entre le récepteur et le satellite n'est alors plus identique à la distance réelle, elle est nommée pseudo distance. Elle correspond à la distance réelle plus ou moins une distance de correction résultant de l'erreur (du biais) de l'horloge. Quatre mesures simultanées de pseudo distance sont alors nécessaires afin de résoudre les quatre inconnues (3 de position plus une de biais) (figure 5.2b).

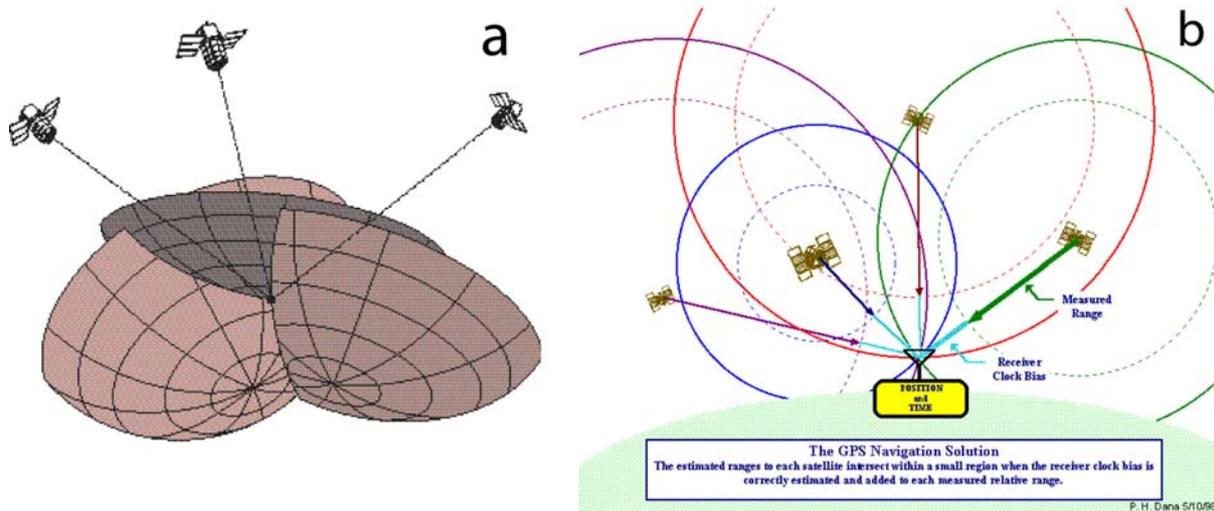


Figure 5.2 : (a) Positionnement tridimensionnel à partir de trois satellites (Gilliéron, 1998) et (b) un quatrième satellite est nécessaire afin d'éliminer le biais de l'horloge du récepteur (distances réelles cercles continus, pseudo distances cercles pointillés). (Dana 2000).

« Le GPS utilise une technique de mesure de distance unidirectionnelle où le satellite est actif et envoie continuellement un signal. Le paramètre fondamental de la mesure de distance est le temps, lequel est fourni avec une très grande précision par les oscillateurs des satellites qui assurent une précision de l'ordre de 10^{-14} seconde. » (Gilliéron, 1998).

« Les satellites GPS transmettent leurs données sur deux fréquences (porteuses) (figure 5.3). Ceci afin que l'erreur introduite par la réfraction ionosphérique puisse alors être éliminée. Les signaux, qui sont générés à partir de la fréquence standard 10.23 MHz, sont L1 à 1575.42 MHz et L2 à 1227.6 MHz. Ces fréquences sont générées grâce à l'horloge atomique embarquée à bord de chaque satellite. Les porteuses ne peuvent être utilisées directement pour le positionnement et c'est pourquoi deux codes binaires sont modulés sur les porteuses: le code C/A (coarse acquisition) et le code P (precise). Il est également nécessaire de connaître les coordonnées du satellite, cette information est envoyée avec le message de données qui est modulé sur les porteuses. » (ORB 2007). Initialement, le code C/A était destiné à un usage civil tandis que le code P était réservé à un usage militaire.

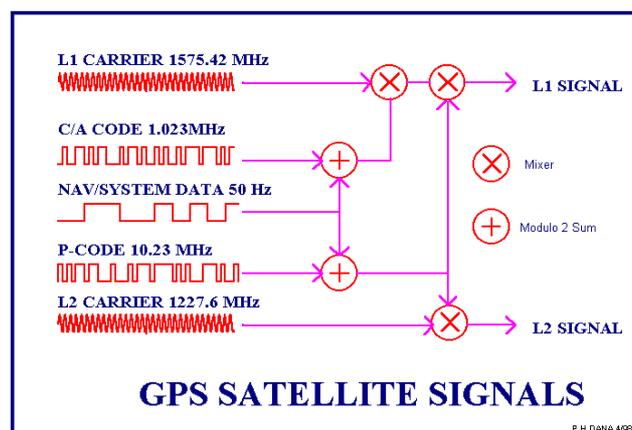


Figure 5.3 : Signaux émis par les satellites GPS. En plus des informations (éphémérides, almanach,...) servant à l'identification et au positionnement du satellite dans l'espace, deux codes binaires (C/A et P) sont modulés sur les porteuses (L1 et L2) afin d'être traités par les récepteurs. Le code C/A est modulé uniquement sur L1 tandis que le code P est modulé sur les deux fréquences (Dana 2000).

• Les mesures :

Il existe deux possibilités d'exploiter les signaux émis par les satellites. Il s'agit de la **mesure de code** et de la **mesure de phase**. La première, qui s'appuie sur un récepteur de taille réduite et bon marché, est plus aisée à mettre en œuvre. Elle aboutit toutefois à l'obtention de résultats d'une précision relativement faible par rapport à la seconde technique qui requière un matériel plus complexe et plus coûteux. Le choix d'un récepteur capable d'exploiter uniquement le code ou d'un récepteur capable d'exploiter à la fois le code et la phase est donc dicté par le degré de précision que l'on souhaite obtenir.

La mesure de code

« Pratiquement, les satellites génèrent un code pseudo-aléatoire qui est modulé sur les ondes porteuses. Les récepteurs GPS génèrent également le même code qui est synchronisé par rapport aux satellites. Pour déterminer la distance séparant un satellite d'un récepteur, on va mesurer le temps de propagation d'un code se déplaçant à la vitesse de la lumière. Quand le récepteur le reçoit, il est capable de déterminer le retard dû au trajet parcouru. La mesure se fait en retardant le code du récepteur jusqu'à ce qu'il soit aligné sur le code du satellite. On trouve ainsi une différence de temps que l'on peut multiplier par la vitesse de la lumière, pour obtenir la distance cherchée. Cette opération est effectuée simultanément avec l'ensemble des satellites visibles. » (Gilliéron, 1998).

La mesure de phase

« Pour des applications plus précises, on peut exploiter directement la phase sur les ondes porteuses L1 et L2 en déterminant le déphasage entre le satellite et le récepteur. Le principe de la mesure est la comparaison de la phase du signal reçu par le récepteur avec la phase du signal généré par le récepteur qui est une réplique du signal du satellite. Ce mode de mesure est plus compliqué à mettre en œuvre que celui basé sur le code. Pour cela, il existe des récepteurs spécifiques permettant d'exploiter le code et la phase. Le traitement des données se fait en mode postopératoire à l'aide de logiciels spécialisés. On peut aussi traiter ces signaux en temps réel, on parle alors de RTK (Real Time Kinematic). » (Gilliéron, 1998).

• Les modes de positionnement :

Il existe deux manières de lier les mesures à un système de référence. On distingue ainsi le positionnement absolu du positionnement relatif.

Le **positionnement absolu** : C'est la détermination des coordonnées d'un point quelconque de la surface de la Terre grâce aux signaux émis par les satellites. Utilisé en navigation, ce mode permet une localisation directe dans un système de référence.

Le **positionnement relatif** : *« Le positionnement relatif fait intervenir deux récepteurs qui enregistrent simultanément les signaux GPS sur 2 points différents. Dans ce cas, on s'intéresse au vecteur spatial reliant ces 2 points. La connaissance d'un point de référence dans un système de coordonnées permet de rattacher précisément chaque vecteur à ce dernier, c'est pourquoi l'on parle de positionnement relatif. Ce mode est utilisé pour les applications de géodésie et de mensurations précises car la précision obtenue est de l'ordre du mm. » (Gilliéron, 1998).*

5.1.2 Précision

La précision de positionnement lors de l'utilisation d'un seul récepteur est principalement affectée par trois facteurs : la connaissance précise de la position de chaque satellite, la précision de la mesure de pseudo distance et la géométrie de la constellation de satellites.

Si pour un certain nombre d'utilisations, une précision de positionnement de l'ordre du mètre voire de la dizaine de mètres est suffisante, ce n'est pas le cas pour l'utilisation en géodésie qui nous intéresse dans ce travail. Pour atteindre un degré de précision de l'ordre du cm, il faut utiliser un mode de mesure appelé **GPS différentiel** (DGPS).

Le **GPS différentiel en temps réel** (RTK/GPS) est une technique permettant d'améliorer la précision de positionnement relative par l'emploi de **deux récepteurs GPS**. Le principe est d'**allouer une position fixe** (pas forcément exacte par rapport à la position absolue) **à l'un des récepteurs qui servira de base**. Le second récepteur (mobile) sera utilisé pour effectuer les mesures sur le terrain. **La base va** dès lors recevoir en permanence les signaux GPS et **transmettre au mobile** (par onde radio et en temps réel) **des valeurs de correction**. La précision de positionnement relatif ainsi obtenue sur le terrain et de l'ordre du centimètre en planimétrie (Lambiel et Delaloye 2004).

Le positionnement n'est toutefois pas parfait, des imprécisions existent. Ces imprécisions peuvent être dues à de nombreux facteurs tels que :

- les **erreurs provenant des satellites** (imprécision d'horloge, erreur d'orbite).
- les **erreurs dues à la propagation du signal** (réfraction ionosphérique et troposphérique)
- les **erreurs dues au récepteur** (variation du centre de l'antenne, imprécision d'horloge, multi-trajets).
- les **erreurs humaines** lors de l'utilisation du récepteur.
- Il ne faut pas oublier en outre que le système GPS est sous contrôle militaire. Des **erreurs intentionnelles** peuvent ainsi, dans certaines conditions, être introduites afin de limiter la précision obtenue par les utilisateurs civils (dégradation volontaire).

Erreur des satellites :

« Il s'agit des erreurs de modélisation de la dérive de l'horloge des satellites lorsqu'on utilise un polynôme du second degré ainsi que des erreurs liées à la modélisation Képlérienne des orbites de satellites ». (ORB 2007).

Erreur de propagation atmosphérique :

« Le signal en provenance des satellites traverse différentes couches atmosphériques avant d'atteindre le récepteur. Deux couches sont généralement considérées par le GPS: l'ionosphère (70 à 100 km au dessus de la Terre) et la troposphère qui s'étend de 0 à 70 km d'altitude.

Lorsque les signaux traversent l'ionosphère, les informations du code GPS sont retardées, d'où une mesure de pseudo-distance trop longue comparée à la distance géométrique entre la station et le satellite. L'erreur sur la mesure dépend du contenu électronique total (TEC) le long du chemin parcouru par le signal qui est une mesure de la densité d'électrons. Des délais plus importants apparaissent quand le satellite est à basse altitude, pendant certaines périodes de la journée, ils sont également fonction de la radiation solaire de l'équateur géomagnétique et de la position près des pôles. Le délai ionosphérique dépend de la fréquence et peut dès lors être éliminé en utilisant deux fréquences GPS¹⁷. (...).

La troposphère produit également un délai dans les observations mais celui-ci ne dépend pas de la fréquence. Il ne peut donc pas être éliminé par des mesures sur les deux fréquences, mais il peut être modélisé. La troposphère est généralement séparée en deux composantes: une composante sèche qui représente 90% de la réfraction totale et une composante humide qui représente les 10% restants. La composante humide étant la plus difficile à modéliser ». (ORB 2007).

Erreurs liées aux récepteurs :

« Ce sont les erreurs qui proviennent des processus utilisés à l'intérieur du récepteur. Elles dépendent du type d'antenne, de la méthode utilisée pour convertir les données, des processus de corrélation, etc.

Le multi-trajet est le phénomène par lequel les signaux GPS sont réfléchis sur certains objets avant d'être détectés par l'antenne. Cela se produit lorsqu'il y a des surfaces de réflexion dans le voisinage de l'antenne GPS. Cet effet peut engendrer des erreurs de l'ordre de 15 cm sur la mesure de phase et de l'ordre de 15-20 m sur la mesure de pseudo-distance ». (ORB 2007).

¹⁷ D'où l'intérêt d'avoir deux fréquences L1 et L2.

Des informations plus détaillées concernant ces sources d'erreurs ainsi que les formules mathématiques qui y sont associées se trouvent notamment dans Hofmann-Wellenhof et al. (2001), Duquenne (2002) ou Vigny (2005). **La précision des mesures obtenues est donc influencée par ces différentes sources d'erreurs.** Si certaines de ces erreurs peuvent être réduites voir éliminées grâce à différents procédés, il existe **un autre facteur très important** qui influence la qualité de la mesure. Il s'agit des conditions prévalant lors des mesures et en particulier de **la géométrie de la constellation** des satellites. « *A measure of satellite geometry with respect to the observing site is a factor known as Geometric Dilution of Precision (GDOP). In a geometric approach, this factor is inversely proportional to the volume of a body.* » (Hofmann-Wellenhof et al. 2001, p.6). En simplifiant : la plus mauvaise situation correspond à une disposition des satellites sur un même plan. Dans ce cas, l'indice GDOP est grand, indiquant une importante dilution de précision. La géométrie de la position des satellites au moment et à l'endroit de la mesure influence toujours et irrémédiablement la précision obtenue.

Les deux récepteurs utilisés dans ce travail sont de la marque **Leica 530**. Un test effectué sur ces appareils (Perruchoud 2007a) ainsi que l'expérience pratique montre qu'une **précision** de positionnement **centimétrique** peut être atteinte **en planimétrie** alors que la marge d'erreur est **d'environ 3cm dans l'axe vertical**. Cette précision n'est malheureusement atteinte que lorsque la géométrie de la constellation est optimale. Une variation temporelle de la précision (au cours de la journée) est observée, sans qu'elle soit pour autant facilement identifiable (Perruchoud 2007a). Il convient donc, selon l'intensité des mouvements mesurés, d'être particulièrement prudent lors de l'interprétation.

5.2 Mise en place du réseau d'observation

La mise en place des réseaux d'observation des mouvements a suivi la même logique sur l'ensemble des sites. Il s'agit en fait de matérialiser des points de mesures sur des (gros) blocs, bien pris dans la masse de sédiments¹⁸. Une fois le bloc choisi, un point est inscrit au burin puis marqué à la peinture (figure 5.4) avant que sa position ne soit relevée par GPS. Cette méthode permet normalement de repérer facilement et de répéter la mesure lors de la campagne suivante, tout en étant certain d'être exactement sur le même point d'une fois à l'autre.



Figure 5.4 : Mise en place du réseau (gauche et centre) et répétition des mesures sur le glacier rocheux du petit Vêlan (à droite) respectivement en août et en octobre 2005.

Il est très important de marquer de la même façon quelques points fixes (sur roche en place) qui serviront de points de contrôle afin de vérifier et éventuellement de corriger les données enregistrées à des dates différentes.

¹⁸ Quelquefois des blocs superficiels ont été choisis par erreur comme par exemple au Mt Dolin (7.5).

5.3 Acquisition et traitement des données

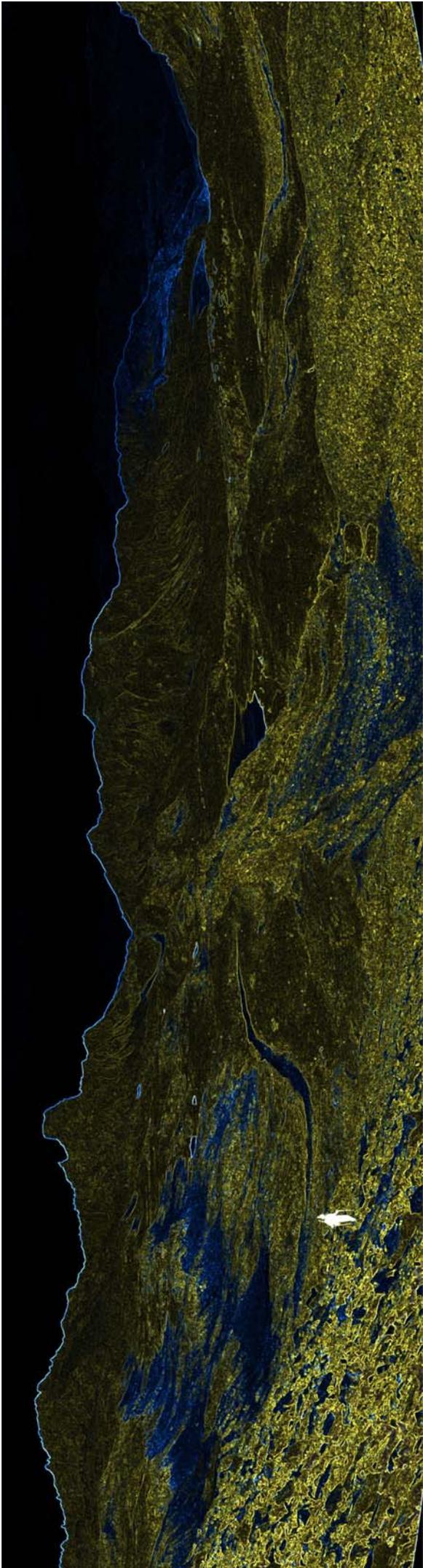
Le système RTK/GPS est particulièrement intéressant lors de la répétition des mesures. En effet, l'un des modes de mesure du GPS permet de récupérer chaque point stocké en mémoire. Cette caractéristique a un double avantage : d'une part elle permet de retrouver rapidement le bloc à mesurer lorsque les marques à la peinture ne sont pas ou plus visibles (effacées, présence de neige, etc.) et d'autre part, l'opérateur a directement accès à l'indication du mouvement lors de la répétition des mesures. Les étapes de l'acquisition et du traitement des données sont résumées dans le paragraphe suivant.

Lors des campagnes de mesure, les données sont enregistrées sur la carte mémoire (ATA-Flash Card 16MB) du récepteur GPS. Le transfert des données depuis la carte mémoire vers un ordinateur standard se fait au moyen d'un lecteur approprié. Les données sont ensuite « lues » une première fois à l'aide du logiciel GeoOffice v.3.0 de Leica Geosystems. Ce logiciel permet, entre autre, de sélectionner les données que l'on souhaite exporter dans un autre format (ici en fichier .txt). Outre la sélection des données à exporter, aucune modification n'a été apportée aux données à ce stade. Les données en format .txt ont alors été traitées dans un tableur (Excel). Des corrections ont été réalisées sur la base de la comparaison des points de contrôle lorsque cela semblait nécessaire. Pour chaque site, une liste regroupant tous les points de mesures doit être dressée. Il est important que les points de chaque campagne soient facilement comparables. Il faut donc veiller à trier les points de façon à pouvoir comparer deux à deux les mêmes points. Le déplacement entre les points mesurés lors de deux campagnes est ensuite mesuré grâce à une feuille de calcul Excel développée par R. Delaloye. Les composantes horizontales et verticales du mouvement peuvent être étudiées séparément et la direction des mouvements est spécifiée.

Le traitement des données est une étape fastidieuse qui demande un soin particulier et une grande attention. La quantité des données et la différence qui existe entre les séries récoltées requièrent un important travail de mise en forme qui s'est déroulé manuellement.

Notons encore dans cette partie théorique que les panoramas et les montages de photos qui seront présentés par la suite ont été réalisés avec le logiciel Panorama Maker 3.5 de ArcSoft.

Cette deuxième partie regroupait les aspects théoriques de ce travail. Les fondements de la dynamique des glaciers rocheux ont été abordés, les différentes méthodes de mesure des déplacements ainsi que la méthode utilisée lors de ce travail ont également été abordées. Il est donc temps de passer aux études de cas qui sont présentées dans la troisième partie de ce diplôme.



3^{ème} Partie :

Etudes de Cas

“The technical difficulties related to the investigation of creeping permafrost on slopes and to glacier/permafrost interactions should not be seen as a restriction; they constitute exciting challenges and offer attractive possibilities. Fundamentally important aspects of rock-glacier research remain to be measured and modelled.”
(Haeberli, 2000)

Généralités et localisation des sites

L'essentiel des travaux de terrains effectués dans le cadre de ce travail de diplôme (plus de 40 jours de terrain) ont permis la création de réseaux d'observation ainsi que le suivi des mouvements de surface de plusieurs glaciers rocheux, d'autres formes périglaciaires associées, voire même d'un glacier couvert. Les mesures ont été effectuées par GPS en temps réel (RTK/GPS) (voir chapitre 5).

L'objectif poursuivi par ces mesures était double : d'une part connaître la dynamique de certaines formes jugées intéressantes en mettant sur pied un réseau d'observation et transmettre des informations suffisamment précises pour permettre la répétition des mesures en cas de suivi dans le futur, et d'autre part investiguer le potentiel de la technique GPS utilisée dans le contexte périglaciaire. Les données présentées dans ce travail sont pour la plupart originales (c'est le cas des données collectées entre juillet 2004 et décembre 2005). Toutefois, des données récoltées lors de travaux préalables ainsi que de travaux poursuivis depuis lors sont parfois intégrées à l'analyse (données : Dr. R. Delaloye).

Les cas étudiés se répartissent sur 7 sites des Alpes valaisannes en rive gauche du Rhône entre le Val d'Anniviers et le Val d'Entremont. La figure 6 localise les différents sites d'études.

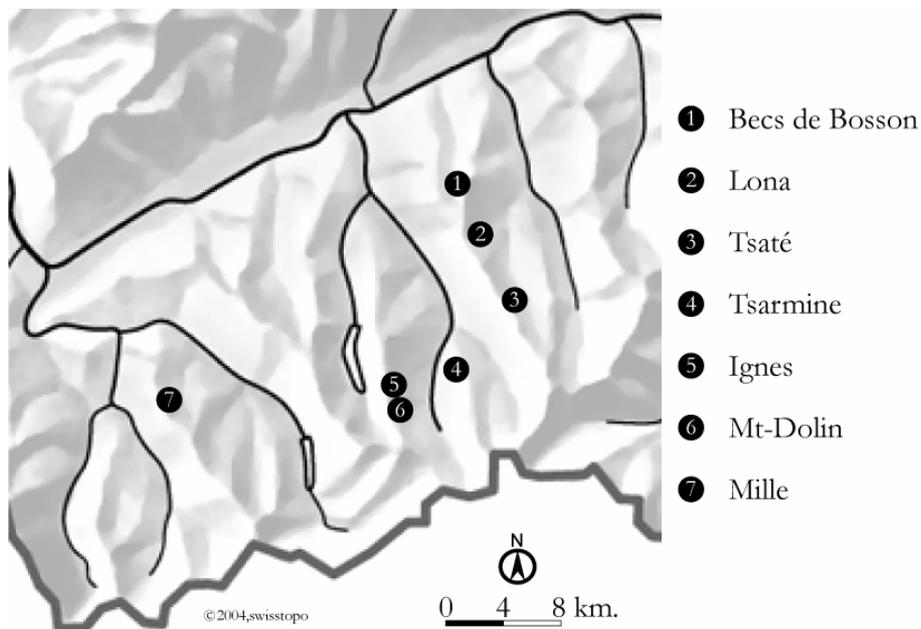


Figure 6 : Localisation des sites étudiés.

L'étude de certains sites (Tsarmine, Mont-Dolin et Tsaté), a été entreprise en collaboration avec l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (Dr. C. Lambiel). Des données collectées durant l'été 2005 ont également servi à des fins de comparaison dans le cadre d'un mandat de l'Office Fédéral des Eaux et de la Géologie (OFEG)¹⁹ (Delaloye & al. 2005). Certains résultats ont par ailleurs déjà été présentés dans le cadre de conférences internationales (Perruchoud & Delaloye 2005, 2006).

Chacun des 7 cas présentés dans cette 3^{ème} partie n'a pas fait l'objet des mêmes attentions. Les intervalles de mesures, en particulier, diffèrent considérablement d'un site à l'autre suivant l'intérêt, le temps à disposition et les phénomènes à mettre en évidence. Le site des Becs de Bosson, avec un suivi mensuel des mouvements, fera l'objet d'une analyse plus détaillée tandis que les autres sites seront abordés plus succinctement.

¹⁹ Actuellement Office Fédéral de l'Environnement (OFEV).

6. Glacier rocheux des Becs de Bosson

6.1 Contexte

La partie supérieure du vallon de Réchy est restée préservée des atteintes anthropiques et en particulier des infrastructures hydro-électriques (barrages, captages) et touristiques (logements, remontées mécaniques, etc...) si caractéristiques de nombreux autres sites alpins. Cet état de préservation ainsi que l'importance du patrimoine végétal et géomorphologique que l'on y rencontre lui ont valu d'être placé, en vue de sa protection, dans plusieurs inventaires nationaux (zones humides, géotopes). Parallèlement, et sans doute pour les mêmes raisons, de très nombreux travaux scientifiques y ont été conduits, en particulier dans le domaine de la géomorphologie périglaciaire (Lencewicz 1918, Berweger & Lack 1986, Monbaron & Tenthorey 1988, Tenthorey 1992, 1993, 1994, Gardaz 1998, Lugon 1998, Lugon & Delaloye 2001, Delaloye & al. 2003, Delaloye 2004, Lambiel & Delaloye 2004). Ces travaux fournissent d'abondantes informations sur le Haut-Val de Réchy (cartes géomorphologiques, présence et distribution du pergélisol, suivi des températures, etc.) avec un accent particulier porté sur l'étude du glacier rocheux des Becs de Bosson (présence, distribution et évolution du pergélisol dans le glacier rocheux, mesures de positionnement (géodésie et photogrammétrie), suivi des températures de l'air et du sol, hydrologie, etc.).

6.2 Description du site

6.2.1 Morphologie

D'une dimension approximative de 0,24 km² (Tenthorey 1992), le glacier rocheux actif des Becs de Bosson (grBB), qui fait partie du réseau d'observation PERMOS (Haerberli 1993, Vonder Mühl & al. 2004), « s'écoule » au nord-ouest du sommet du même nom qui constitue le point culminant du vallon de Réchy (3149 m). La partie supérieure (zone de racine morphologique) de grBB se situe à une altitude d'environ 2810 m. Le corps de grBB se compose de deux lobes (figure 6.1 et 6.2), un lobe principal (L1) et un lobe secondaire (L2) de taille plus réduite mais se déformant rapidement. Le front relativement peu actif de L1, haut d'une dizaine de mètres, se termine à 2640 m sur une pelouse alpine. Le front de L2, nettement plus actif, haut d'une vingtaine de mètres, s'achève quant à lui sur une étendue de sédiments meubles. Ces sédiments subissent des déformations importantes qui entraînent la formation d'une ride (L2b) d'une dizaine de mètres de haut.

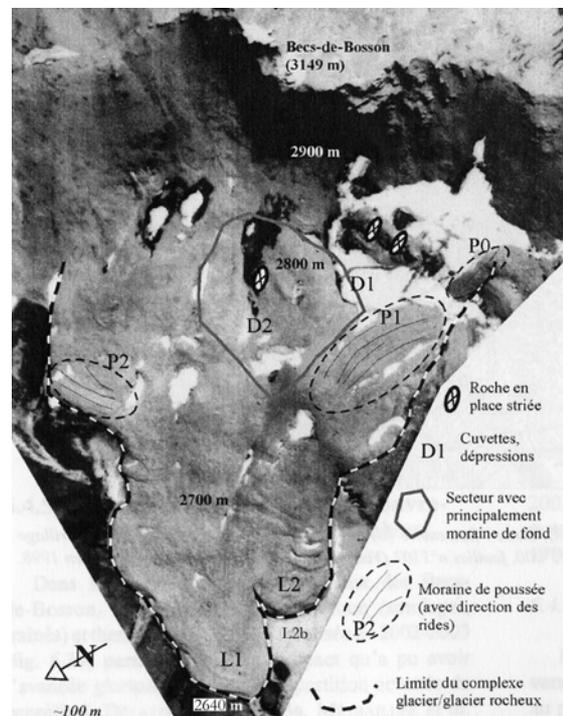


Figure 6.1 : Principales caractéristiques géomorphologiques du complexe glacier-glacier rocheux des Becs de Bosson. (Delaloye 2004, p.132)

Plusieurs auteurs (Tenthorey 1993, Delaloye & al. 2003, Delaloye 2004) s'accordent sur le fait que la partie supérieure de grBB était recouverte par un glacier lors du Petit Age Glaciaire (PAG)²⁰. La présence de ce glacier influença fortement d'une part la morphologie de grBB et d'autre part la répartition du pergélisol en son sein. Concernant la première répercussion, plusieurs indices morphologiques (figure 6.1) témoignent de l'existence antérieure d'un glacier dans la partie haute de grBB. C'est le cas d'affleurements de roche en place « fraîchement » striés, de plusieurs dépressions importantes (D1 et D2), de la présence fréquente de moraine de fond dans la partie supérieure de grBB ainsi que de moraines de poussées (P0, P1 et P2) (figures 6.1 et 6.3 et 6.8). De manière générale, la topographie de grBB est relativement complexe. Le glacier rocheux est alimenté en débris par des pentes d'éboulis, puis une crête morainique sépare la partie supérieure de grBB en deux unités, l'une est limitée au SE par les moraines de poussée P0 et P1, l'autre, de pente relativement faible, est limitée au N par la moraine de poussée P2 (figure 6.3). Vers 2750 m, il y a une rupture de pente dans la partie centrale du G-R, puis deux lobes distincts forment la partie inférieure de la masse sédimentaire.

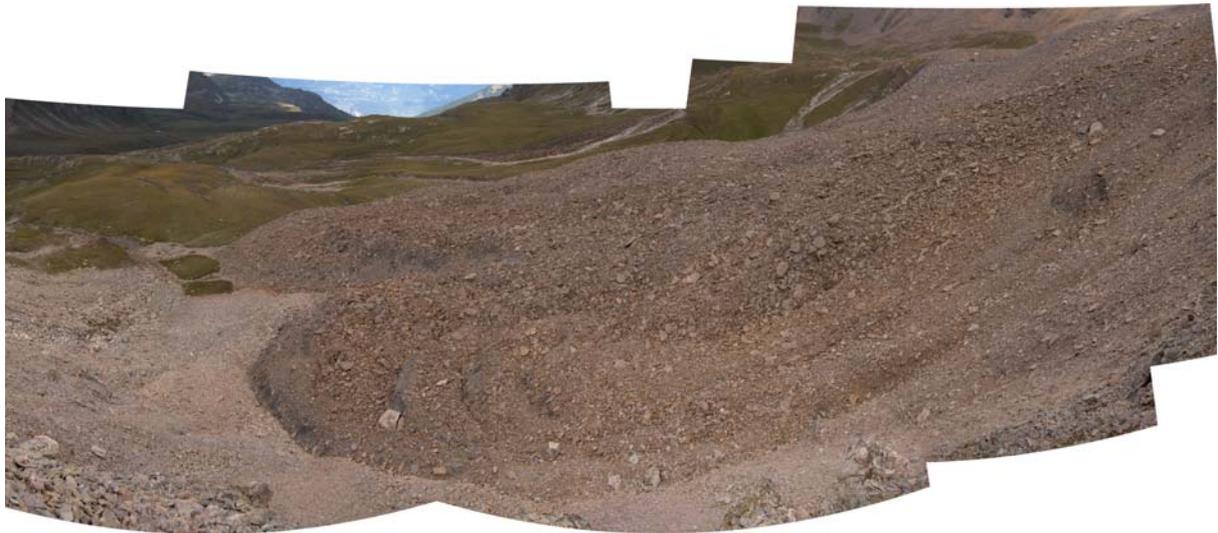


Figure 6.2 : Assemblage de photographies (vue en direction du nord). Au premier plan le lobe secondaire L2 et la ride L2b se forment dans les sédiments meubles en aval du front. Au second plan, la partie terminale du lobe principal L1. (photo : août 2005).



Figure 6.3 : Assemblage de photographies montrant la partie supérieure de grBB (vue en direction du sud-est). Au premier plan à droite on distingue la moraine de poussée P2 et au second plan, séparé par une crête (ancienne moraine de fond ?), on devine le monticule formé par la moraine de poussée P1. (photo : septembre 2005).

²⁰ Il ne s'agit donc pas d'un simple glacier rocheux, mais bien d'un complexe glacier-glacier rocheux. Par souci de simplification, le terme glacier rocheux sera néanmoins maintenu. Il ne faut toutefois pas perdre de vue que, même si le glacier a aujourd'hui visiblement disparu, sa présence passée a introduit sur le site une complexité supplémentaire avec des incidences qui se poursuivent encore actuellement.

En plus des modifications de la morphologie du glacier rocheux, la présence du glacier provoqua des modifications thermiques du pergélisol préétabli, modifications qui sont abordées ci-dessous.

6.2.2 Répartition et évolution du pergélisol dans grBB

De nombreux travaux effectués sur grBB fournissent des informations concernant la structure interne du glacier rocheux, permettant en particulier d'y apprécier la présence ou l'absence de pergélisol. Tenthorey (1993) effectua plusieurs sondages sismiques et géoélectriques. Ces derniers furent répétés et étendus à d'autres parties du glacier rocheux par Métrailler en 2002. De plus, une campagne de mesures BTS fut menée (Delaloye & al. 2003), offrant une vue d'ensemble sur les caractéristiques thermiques de la partie supérieure de grBB. Toutefois, afin de couvrir l'entier du glacier rocheux, une nouvelle campagne de mesures BTS a été conduite sur deux jours en février 2005. La répétition des mesures de la campagne précédente (2002) dans la partie haute a été rendue possible grâce à l'emploi du GPS, permettant un positionnement précis (~2 m.) des emplacements de mesures.

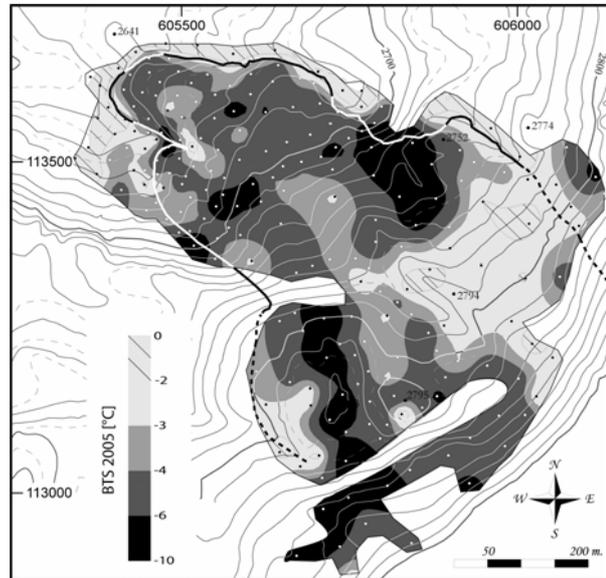


Figure 6.4 : Mesures BTS sur grBB en 2005.

L'investigation a été étendue à la partie basse du glacier rocheux à cette occasion. La figure 6.4 présente les résultats obtenus lors de cette campagne. Ces mesures nous apprennent qu'il y a des zones très froides ($< -6^{\circ}\text{C}$ donc avec probablement un contenu en glace important) comme la partie interne de la moraine de poussée P1, la marge ouest de P2 et la partie située en amont de l'affleurement rocheux. Une grande partie du glacier rocheux contient du pergélisol, il est également possible que des conditions de pergélisol soient présentes en aval de L2. Toutefois, certaines parties du glacier rocheux ne semblent pas contenir de pergélisol ($> -2^{\circ}\text{C}$), comme la zone en aval de L1 ou la marge NE du glacier rocheux (qui a subi la perturbation du glacier lors du PAG). Cette zone est également appelée zone de racine morphologique du glacier rocheux. En effet, la position ainsi que l'aspect général de cette zone indiquent que c'est elle qui devrait alimenter le glacier rocheux en glace et en matériaux rocheux et qui devrait ainsi être à la base du mouvement de ce dernier. Ceci n'est toutefois pas le cas actuellement puisqu'elle ne contient vraisemblablement pas de pergélisol. La zone de racine dynamique du glacier rocheux se trouve donc à une altitude plus réduite, mais contenant suffisamment de glace pour permettre le fluage de la forme. L'explication de ce cas particulier (absence de pergélisol dans une zone pourtant favorable) est une nouvelle fois à mettre en relation avec la présence d'un glacier lors du PAG. Tenthorey (1993) ainsi que Delaloye (2004) s'accordent sur le fait que le glacier (relativement chaud à sa base) provoqua la fonte du pergélisol préexistant. Théoriquement, puisque le glacier a aujourd'hui disparu, et si les conditions favorables à l'existence d'un pergélisol se maintiennent au cours des prochaines dizaines d'années, le contenu en glace de cette zone devrait lentement augmenter. Concernant l'évolution du pergélisol, les mesures de géoélectricité effectuées par Tenthorey (1993) puis répétées par Métrailler en 2002 ne montrent pas de différences notables à l'exception d'un seul cas, quelque peu surprenant, sur la moraine de poussée P2. A cet endroit, des résistivités plus élevées en 2002 qu'en 1993 semblent indiquer un « *abaissement radical des températures dans le sol* » (Delaloye & al. 2003), des mesures complémentaires semblent néanmoins nécessaires pour vérifier cette hypothèse.

6.3 Histoire « glaciaire » récente du glacier rocheux

Comme indiqué précédemment dans ce travail, le glacier qui recouvrit en partie grBB au PAG semble avoir eu une influence considérable sur ce dernier. Dans les Alpes, les glaciers rocheux actifs peuvent dater de plusieurs milliers d'années (Frauenfelder & al. 2004). Les recherches dans ce domaine sont toutefois relativement rares. Ce paragraphe tente de collecter les quelques informations « historiques » concernant l'étendue du glacier du PAG dans la partie supérieure du vallon de Réchy au cours de ces 150 dernières années; ce qui, en comparaison à l'âge probable de grBB correspond en fait à une période très récente.

6.3.1 Situation en 1850

« *Jüngste Spätwürm-Moränen fallen von Le Louché über die Steilwand bis 2400 m ab. Sie bekunden bei einer Gleichgewichtslage um 2600 m ein klimatische Schneegrenze um 2750m. Dieser Vorstoß wird auch vor dem Kar S des Mont Gautier (2696 m) auf 2460 m belegt. Noch um 1850 hingen Eiszungen bis auf 2700 m herab. » (Hantke 1980).*

Sans connaître exactement le fondement de cette affirmation (tirée de preuves morphologiques collectées par l'auteur ou s'appuyant simplement sur des données cartographiques anciennes), il semble que le glacier atteignait l'altitude de 2700 m en 1850. Tenthorey (1993) et Delaloye (2004) s'accordent également sur ce point. Il n'y a vraisemblablement pas eu de recouvrement complet du glacier rocheux durant le PAG (voir également figure 6.8).

6.3.2 Situation en 1874

Voici ce que l'on peut trouver dans un ancien ouvrage de recensement des glaciers suisses édité par le CAS (Siegfried 1874, p.17).

« *Val Reschy.*

Gl. des Becs de Bosson 3055, 3160, am Nordabfall ; Ausgang 2926. Zwischen Chaley und Granges zur Rhone, während ein anderer Bach ostwärts durch Grimentz (Eifisch) geht.»

Description très vague d'un glacier existant apparemment au fond du cirque du vallon de Réchy, exposé au nord, entre la pointe de Tsavolire (3055) et les Becs de Bosson (3160) avec la sortie d'un torrent à 2926 m.²¹ tandis qu'un autre torrent s'écoule à l'est en direction de Grimentz. Une carte Siegfried (figure 6.5) représentant un état légèrement postérieur est présentée.

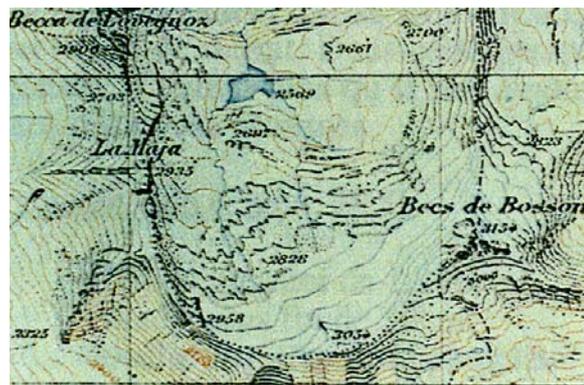


Figure 6.5 : Carte Siegfried (1886-1936) (Tenthorey 1993). Présence de glaciérets ou de névés pérennes ? (grille 2km).

6.3.3 Situation en 1916

²¹ Cela pourrait être une faute de frappe et correspondre en fait à l'altitude de 2826m indiquée sur la carte comme le départ d'un torrent inexistant aujourd'hui.

Les paragraphes suivants sont issus du *Guide des Alpes valaisannes*, recueil qui présentait les itinéraires empruntables par les alpinistes dans le premier quart du 20^{ème} siècle. (Dübi 1922, p.103).

« **Becs de Bosson, 3154 m.**

3. Par l'arête N. et le versant N.E.

Julien Gallet avec Philippe Allamand, 18 septembre 1916.

D'un bivouac situé dans la partie supérieure de la Combe de Réchy, un peu en aval de l'Alpe Zarzey, monter au grand plateau de Larduzan par les P. 2365, 2539 et 2700 et à l'arête N. des Becs de Bosson. De là, traverser le petit glacier du versant N.E. du sommet pour escalader un grand couloir assez raide. Rejoindre ainsi l'itinéraire habituel (...).

Variante. De l'épaule de l'arête N., située au pied du grand couloir, traverser en 45 min., par une pénible marche de flanc, les éboulis et plaques de neige situées au pied N.W. du sommet pour atteindre l'arête S.W., le long de laquelle un sentier conduit au point culminant.

4. Par le versant S.

Julien Gallet avec Philippe Allamand, à la descente, 18 septembre 1916.

Du point culminant, se diriger vers le S.W., le long de l'arête, jusqu'à la selle située entre le sommet et P. 3054. Des névés et des pentes rocheuses permettent de descendre au joli lac de Larduzan (2594 m.), d'où sort le ruisseau de Réchy. (...). »

Ces quelques lignes nous apprennent qu'il n'y avait pas de glacier au nord des Becs de Bosson en 1916 mais des pentes d'éboulis et des névés.

Outre quelques alpinistes, un scientifique polonais, Stanislas Lencewicz, sillonna le vallon de Réchy durant les étés 1915 et 1916 afin d'en étudier la morphologie. L'article qu'il rédigea porte essentiellement sur la recherche d'indices et la description de formes héritées d'anciennes glaciations. En plus d'une carte extrêmement intéressante de l'ensemble du vallon (un extrait est présenté à la figure 6.6), sur laquelle l'auteur fait figurer les formes issues de différentes phases glaciaires, une dizaine de clichés (vraisemblablement pris durant l'été 1916, malgré, selon les dires de l'auteur, une couverture neigeuse importante) sont présentés dans sa *Morphologie du Val de Réchy* (figure 6.7). Voici un extrait du texte dans lequel l'auteur discute la limite du glacier ayant recouvert une partie de grBB durant le PAG.

« Sur la carte (43²²) levée en 1892 et révisée en 1906 est marqué dans la partie supérieure de ce cirque un glacier. J'indique son front sur la carte ci-jointe par une ligne bleue qui se dirige du point 2958 m. vers le nord-est. D'après la carte mentionnée (43) le front du glacier descend jusqu'à 2850 m. Selon Jegerlehner (14²³) il devrait se trouver à une altitude de 2730 m ; c'est le niveau sur lequel j'ai observé une ancienne moraine frontale. Sur ma carte je désigne cette moraine comme déposée à la fin du siècle précédent²⁴. Actuellement le glacier est tellement recouvert d'éboulis qu'il est difficile de résoudre s'il existe encore en état de glacier, ou s'il n'est que de la glace fossile. En tout cas dans la partie occidentale de ce cirque le glacier n'existe plus. Il pouvait se conserver tout au plus sous les Becs de Bosson et je crois seulement à l'état de glace fossile. Pourtant il est difficile de croire qu'un aussi grand recul du glacier n'a duré qu'une dizaine d'années. Je préfère supposer qu'il échappa aux yeux du topographe, ce qui pouvait arriver facilement, si la neige y était

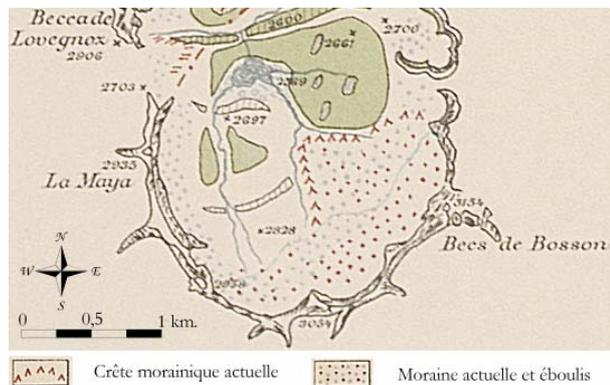


Figure 6.6 : Extrait de la carte morphologique du vallon de Réchy en 1916, modifié de Lencewicz (1918).

²² Atlas topographique fédéral (Atlas Siegfried) 1 :50000ème. Feuilles 482, Sierre et 487, Vissoie.

²³ Jegerlehner J. Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. Beiträge zur Geophysik. Zeitschr. f. physikalischen Erdkunde, Bd. V. Leipzig. 1903.

²⁴ *Sous le nom de glacier actuel, je comprends en général le stade des temps historiques, après Daun. Notre glacier appartiendra, par exemple, à cette catégorie, malgré qu'il n'existe plus depuis quelques années.*

pendant son travail. » (Lencewicz 1918, p.61-62). Il est possible que le terme *ancienne moraine frontale* utilisé par l'auteur désigne en réalité le glacier rocheux.

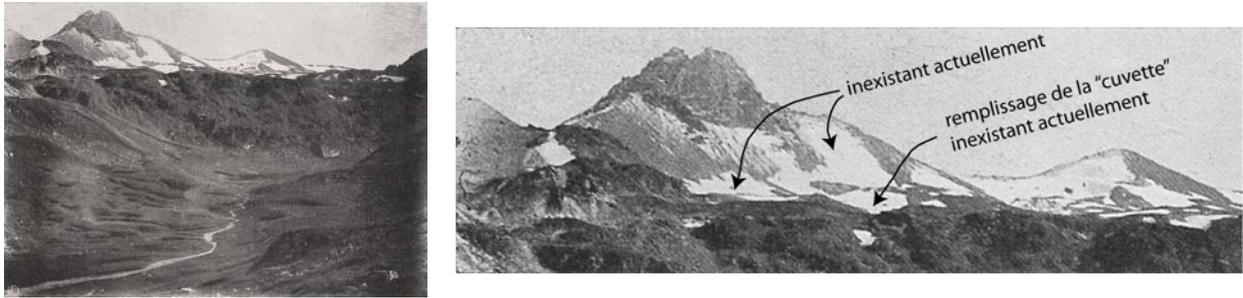


Figure 6.7 : Photographie prise depuis un ombilic inférieur et agrandissement datant vraisemblablement de l'été 1916, montrant la partie supérieure du val de Réchy et plus particulièrement les Becs de Bosson (3149 m) et La Pointe de Tsavolire (3024 m). (Lencewicz 1918).

Par un heureux hasard, les dates des itinéraires décrits et de la photo disponible (figure 6.7) coïncident, les informations qui en découlent peuvent ainsi être vérifiées et comparées. S'il semble qu'un petit glacier (dont on ne s'intéressera pas dans le cadre de ce travail) subsiste au nord-est du sommet ; le glacier représenté sur la carte Siegfried (figure 6.5) semble avoir disparu en 1916, même si des névés et peut-être de la glace fossile subsiste sous les Becs de Bosson. En outre, plusieurs éléments intéressants sont visibles sur la photo de 1916 : (1) La barre transversale de l'affleurement rocheux ainsi que la moraine « médiane » de la zone de racines de grBB sont déneigés/déglacés. (2) Malgré quelques taches de neige fraîche, une grande partie de la neige présente sur la photo semble attester la présence de névés, en particulier en dessus et en dessous de l'affleurement rocheux. En effet, dans Dübi (1922), on parle de *plaques de neige*. Au milieu du mois de septembre, la neige fraîchement tombée se transforme très difficilement en plaque, une température très froide de la surface du sol (présence de glace ?) pourrait permettre toutefois de maintenir quelques temps une couche de neige issue de précipitations récentes. Je pense pour ma part que la grande partie de la neige visible sur cette photo est à mettre en relation avec des névés plus ou moins pérennes, ou une présence de glace proche de la surface. (3) La partie nord du versant visible des Becs de Bosson est déneigée, ce qui n'est pas le cas de la partie plus au sud. Cela pourrait traduire une extension moins importante dans le secteur nord du glacier du PAG, ou une épaisseur moins importante de celui-ci.

6.3.4 Situation actuelle

Ces dernières années sont caractérisées par une absence de glace à la surface du glacier rocheux. Les quelques névés pérennes encore visibles sur les photos aériennes du milieu des années 80 ont également totalement disparu. La figure 6.8 montre une magnifique vue d'ensemble de la morphologie actuelle de grBB. Les rides visibles sur P1 semblent se poursuivre bien en aval jusqu'au milieu du lobe L1 vers 2700 m d'altitude. Même s'il en sera question plus loin (6.4.2), la figure 6.8 permet d'illustrer le mouvement de reflux de la moraine de poussée P1 en direction de l'intérieur du glacier rocheux. Il s'agit en fait du rééquilibrage actuel de la masse de sédiments gelés poussée par le glacier qui occupait en partie les racines du glacier rocheux lors du PAG.



Figure 6.8 : Photographie prise depuis le sommet des Becs de Bosson avec une fine couche de neige surlignant magnifiquement la morphologie du glacier rocheux. La moraine de poussée P1 est particulièrement mise en évidence et se poursuit loin en aval jusque sur le lobe L1 (2700m). Cette photo permet de se représenter l'étendue du glacier qui occupait la partie supérieure de grBB au PAG. (modifié de Delaloye & al. 2005).

Les données thermiques et géophysiques disponibles (Tenthorey 1993, Delaloye 2004) permettent d'identifier des zones avec des contenus en glace très différents (figure 6.9). Si la partie interne de P1 et la zone en amont de l'affleurement rocheux ont un contenu en glace important, une partie des racines morphologiques du glacier rocheux semble au contraire ne pas contenir de pergélisol. Les explications fournies par Tenthorey (1993) et par Delaloye (2004) afin d'expliquer ces particularités morphologiques et thermiques s'appuient sur la présence d'un glacier au PAG. La base de ce glacier, dans un premier temps, aurait été froide (dans ses marges tout au moins), permettant la création de moraines de poussée avec l'accroissement de la masse de glace, puis elle se serait par la suite réchauffée, faisant ainsi fondre le pergélisol sous-jacent.

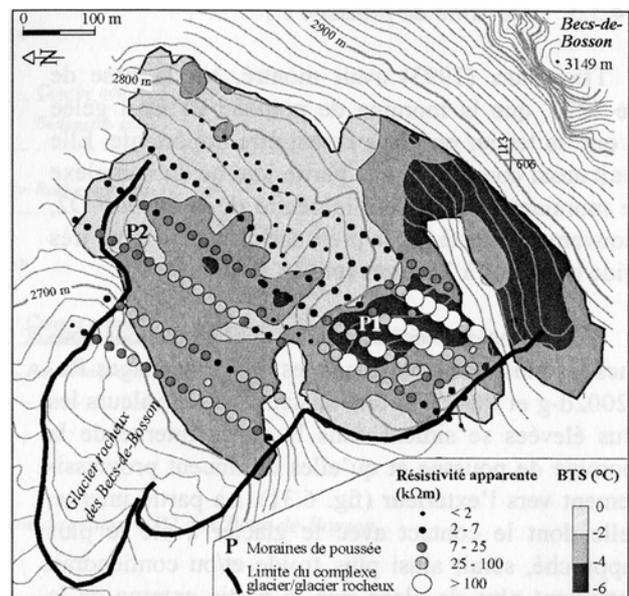


Figure 6.9 : Résistivité apparente du sol mesurée par traîné (profondeur d'investigation estimée : 8-12m.) et interpolation (krigeage) de la température BTS en 2002. (Delaloye 2004 p.133).

6.3.5 Résumé et discussion

Si l'existence d'un glacier semble indéniable dans la partie supérieure de grBB lors du PAG, son extension, sa dynamique, puis finalement son retrait sont des éléments difficilement quantifiables. De plus, il faut remettre en cause la qualité et la fiabilité des informations cartographiques anciennes. Lencewicz (1918) lui-même s'étonne de la rapidité du recul du glacier en dix ans, comparé à la situation indiquée sur la carte Siegfried remise à jour en 1906.

Sur une base relativement intuitive, et s'appuyant sur des indices morphologiques, une tentative de représentation, de l'extension maximum du glacier lors du Petit Age Glaciaire (figure 6.10) a été entreprise. Sans prétendre décrire une réalité, cet exercice permet la mise au jour d'un certain nombre d'interrogations.

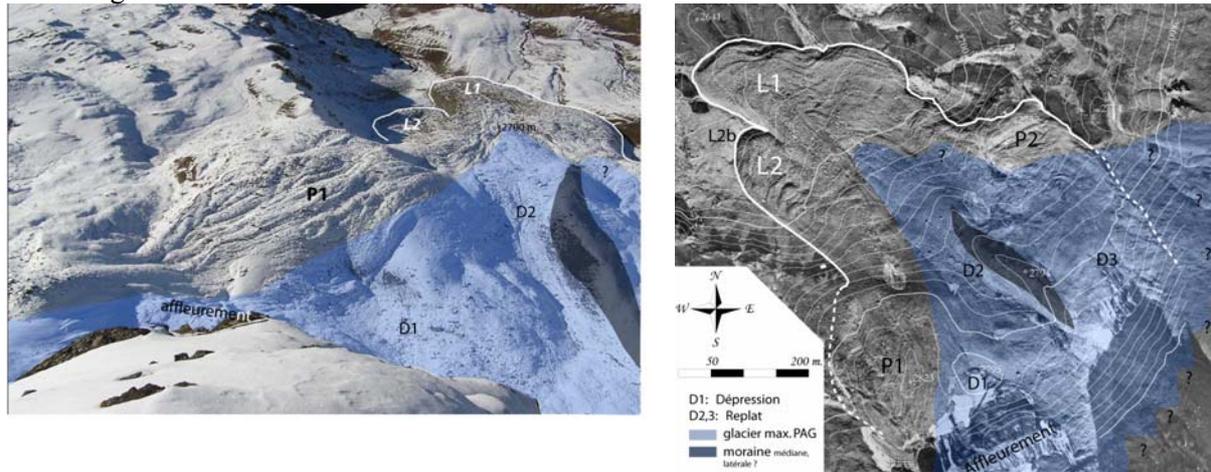


Figure 6.10 : Tentative de représentation de l'extension maximale du glacier lors du PAG.

Comment expliquer la différence de contenu en glace de la moraine de poussée P1 d'une part et de la « moraine » médiane ou latérale d'autre part, alors que celles-ci sont logiquement issues des mêmes sédiments occupant la surface du glacier rocheux avant l'apparition du glacier ? Si la « moraine » a été recouverte par le glacier, il s'agirait alors d'une moraine de fond et l'absence de glace dans le sédiment en serait expliquée.

Quelle est l'influence des avalanches en amont de l'affleurement sur le refroidissement du sol ?

Le déneigement par le vent de certaines parties du G-R peut-il avoir une influence en terme de refroidissement des zones qui y sont associées ? En particulier sur les parties frontales des deux lobes et dans une moindre mesure, sur la partie interne de P2.

Qu'elle était l'étendue exacte du glacier du PAG ? À quelle altitude commençait-il ? Quelle était son épaisseur ? Pouvait-il y avoir une différence thermique à la base de ce glacier suivant les zones ?

Quelles peuvent être les influences pré-PAG ?

Si une étude « historique » et « intuitive » a été entreprise concernant l'extension et la dynamique du glacier du PAG sur la partie supérieure de grBB, le manque de bibliographie se fait cruellement sentir dans ce cas. Si cette partie dédiée à l'influence glaciaire semble poser plus de questions qu'elle n'en résout, il faut toutefois lui reconnaître l'avantage de retranscrire un peu de la complexité inhérente à l'étude proprement dite du glacier rocheux. Ainsi, malgré le grand nombre d'incertitudes relatives à l'extension, à la dynamique, puis à la disparition du glacier du PAG, il convient de ne pas minimiser, au moment d'aborder la dynamique du glacier rocheux lui-même, l'influence qu'il a eue et qu'il continue d'exercer sur le glacier rocheux et sur les déformations survenant à sa surface.

6.4 Mesures de déplacement réalisées sur grBB

6.4.1 Historique des mesures de déplacement

Les **premières mesures** ont été effectuées en **1986** par le relevé géodésique au théodolite de **26 points**. Treize à la surface du glacier rocheux et treize autres autour du glacier rocheux sur des blocs présumés fixes. Ce premier réseau a été mis en place dans le cadre d'un travail de diplôme pour permettre le suivi du glacier rocheux par photos aériennes de haute précision (Berweger & Lack, 1986).

Durant cette même période, **cinquante blocs** en équilibre au sommet du front de L1 et de L2 ainsi que huit blocs en aval du glacier rocheux ont été numérotés à la peinture (1000 à 1007) et apparemment, leur position aurait été mesurée par théodolite (Piveteau 1988)²⁵.

En octobre **2001**, la quasi-totalité de ces 58 blocs ont été retrouvés et un réseau permettant le **suivi par GPS** a été installé sur ces blocs (trois points par bloc). Les mesures ont été **répétées en 2003**. Les résultats de cette campagne ont été présentés par Lambiel & Delaloye (2004).

J'ai commencé mon travail de diplôme, sur le site des Becs de Bosson en **juillet 2004** par la mise en place de **trois points de contrôle** (00, 01, 02) et par la **répétition des mesures** sur les points de 2001²⁶. Ensuite, de nouvelles campagnes ont été menées en **août, septembre, novembre et décembre** de cette même année (seule une partie des points ont été mesurés en novembre et décembre).

En plus de la mesure des points suivis depuis 2001 au front du G-R, **un autre réseau** recouvrant **l'ensemble de grBB** a été mis en place et mesuré pour la première fois en **octobre 2004** (points 100 à 200 et 1008 à 1012). Ce réseau a par la suite été **augmenté** de treize blocs (201 à 213) lors de la campagne de **décembre 2004**.

Vues les conditions d'enneigement particulièrement faible de ce début de l'hiver 2004/2005, à l'initiative du Dr. R. Delaloye et grâce à son aide sur le terrain, **un réseau de suivi des mouvements durant l'hiver** a été mis en place en **janvier 2005** (blocs 300 à 374 et point de contrôle 04). Des blocs dépassant du manteau neigeux ont été choisis afin de faciliter la répétition de mesures en cas d'épaisseur de neige plus importante. Ce nouveau réseau ainsi qu'une sélection de blocs des deux réseaux précédents ont été par la suite remesurés à plusieurs reprises : **février, avril, mai, juin, août, septembre, décembre 2005** puis en **février 2006**.

De plus en **septembre 2005**, les points 100 à 213 ont été remesurés, ainsi que 24 des 26 blocs de 1986.

Depuis lors, les mesures se sont poursuivies (Perruchoud & Delaloye 2006, Delaloye in prep).

Il va sans dire qu'un tel suivi mensuel des mouvements est relativement lourd autant en terme de journées de terrain qu'en terme de traitement et d'analyse des données. C'est à ma connaissance la première fois qu'un suivi mensuel aussi détaillé des mouvements d'un glacier rocheux a pu être réalisé également durant la période hivernale (illustration des conditions de mesure à la figure 6.11).

A l'heure actuelle il y a environ **290 blocs** qui **sont suivis à des intervalles de temps différents à la surface de grBB**. La figure 6.12 situe les emplacements utilisés pour la base du GPS en hiver et en été, ainsi que les points de contrôle aux alentours de grBB. La figure 6.13 illustre la position des différents blocs mesurés à la surface de grBB (en rouge les blocs utilisés pour le suivi mensuel).

²⁵ Les données chiffrées concernant ces mesures n'ont malheureusement pas été retrouvées.

²⁶ Il convient de signaler que **la base du GPS a été déplacée** entre les mesures de 2001 – 2003 et les mesures entreprises en 2004. Elle se trouvait sur une roche trop friable pour garantir un positionnement précis à chaque nouvelle campagne.



Figure 6.11 : Illustration des conditions de mesures durant l'hiver ; si certains blocs sortent du manteau neigeux, d'autres nécessitent certaines qualités de « creuseur » de la part des opérateurs ... (photo : avril 2006).

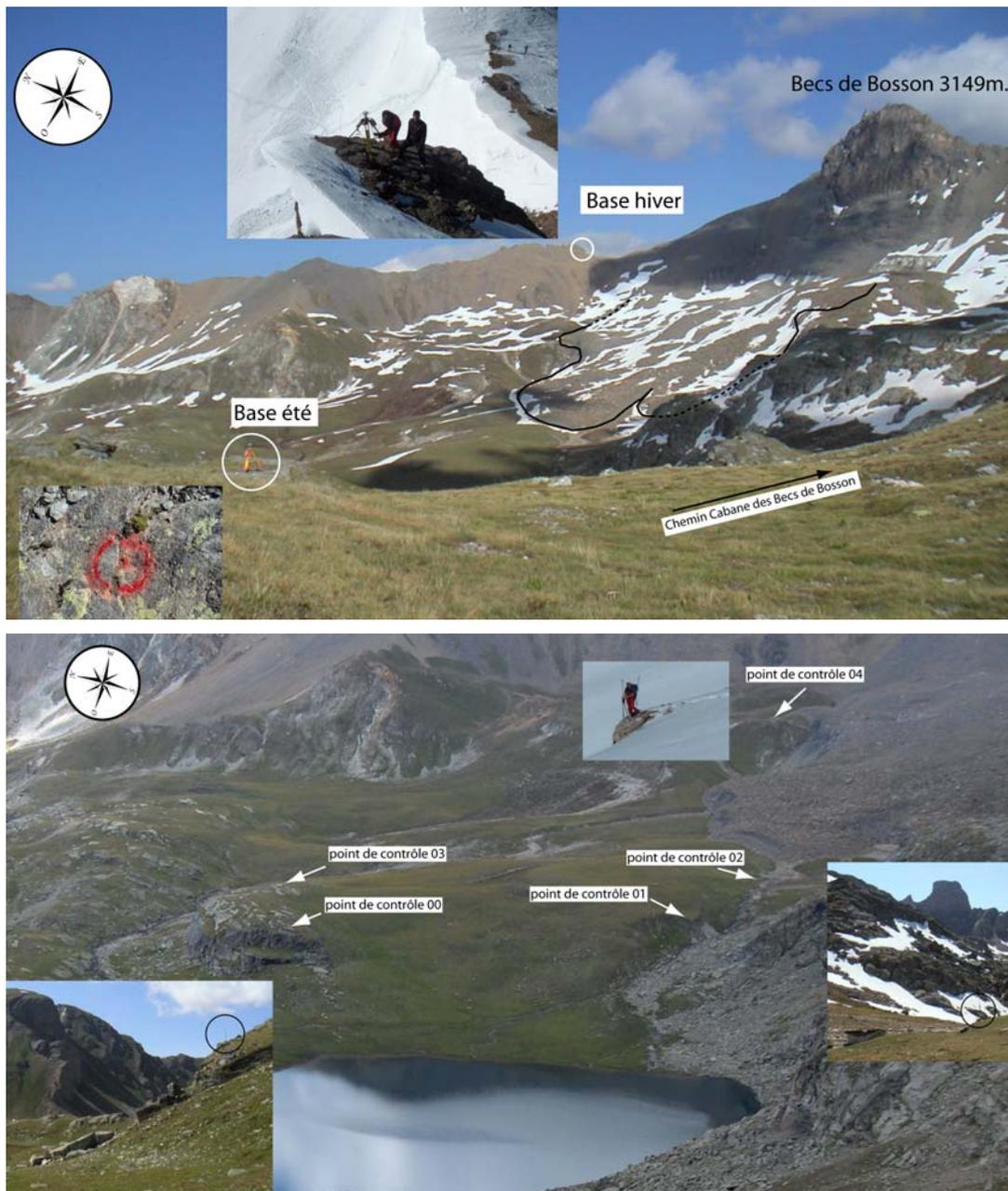


Figure 6.12 : Localisation des emplacements de la base GPS (en haut) et des différents points de contrôle (en bas).

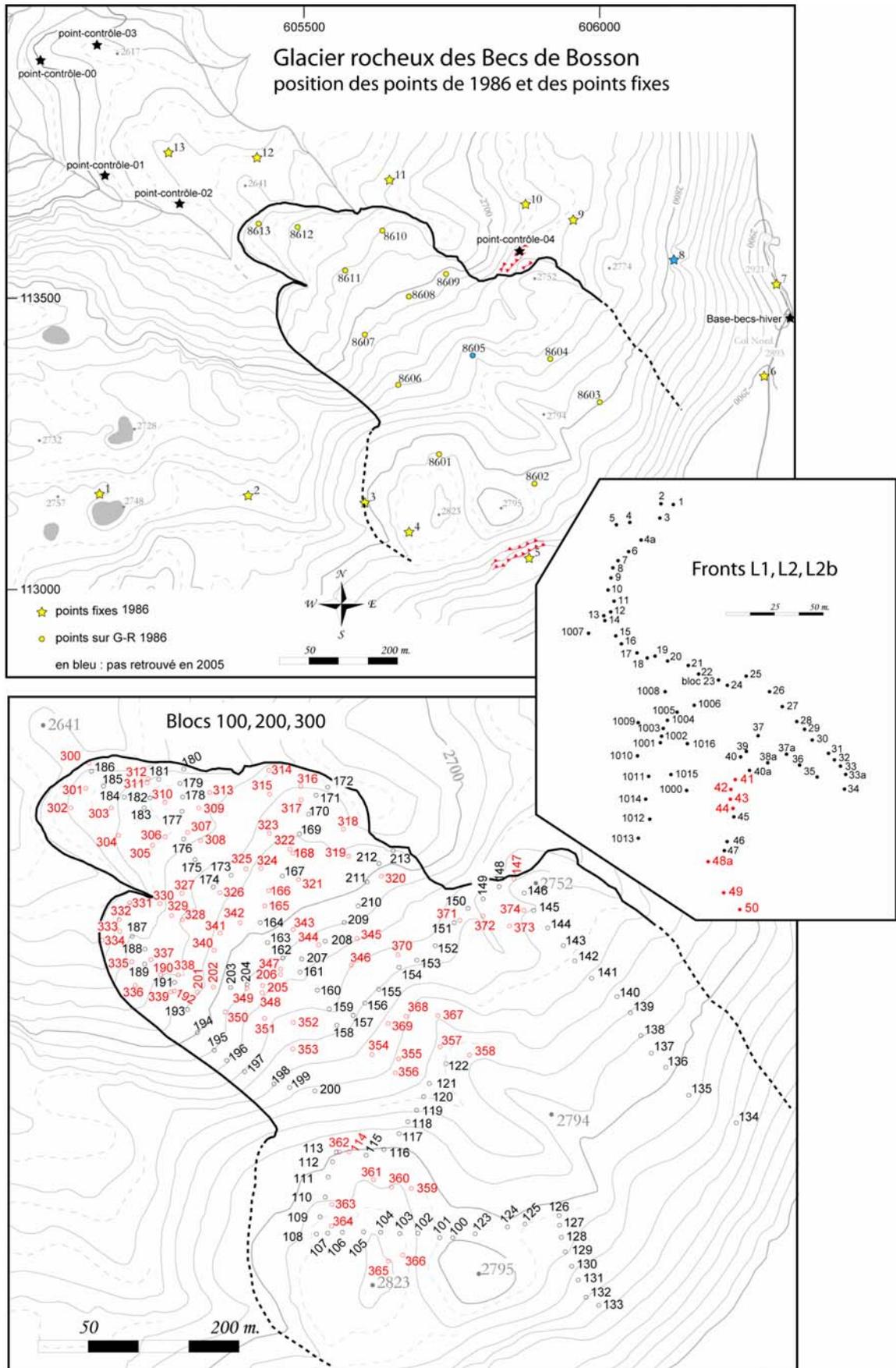


Figure 6.13 : Points de mesure à la surface de grBB. En rouge : les points pour le suivi saisonnier.

6.4.2 Mouvements pluriannuels

A) Photogrammétrie

Haute résolution : 1986-1991-1999

Comme nous l'avons vu précédemment, les premières mesures sur grBB ont été effectuées en vue d'un suivi par photos aériennes (Haeberli & al. 1993). Il s'agit en fait de vols spéciaux de basse altitude fournissant des images de haute définition. Les images disponibles sont datées de 1986, 1991 et 1999.

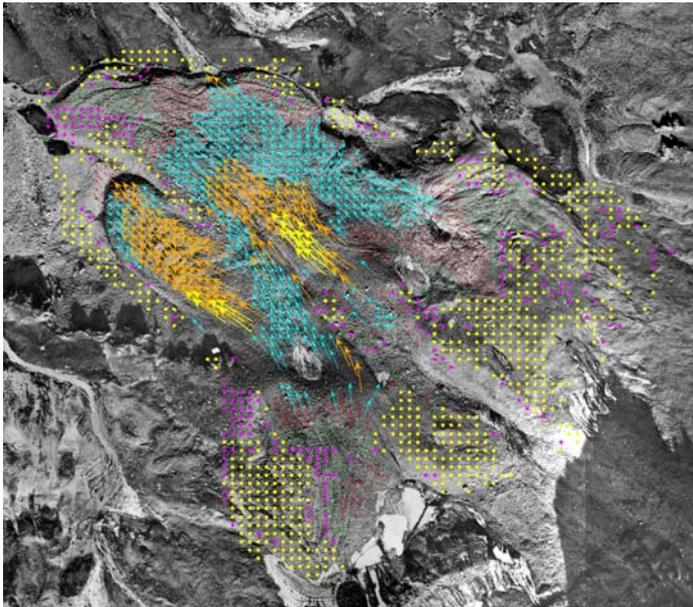


Figure 6.14 : Analyse photogrammétrique de grBB entre 1986 et 1999. Légende : flèches jaunes $> 1 \text{ ma}^{-1}$, flèches oranges entre 0.5 et 1 ma^{-1} , flèches bleues entre 0.25 et 0.5 ma^{-1} , flèches rouges entre 0.12 et 0.25 ma^{-1} , points violets entre 0.12 et 0.04 ma^{-1} , points jaunes $< 0.04 \text{ ma}^{-1}$.

La figure 6.14 illustre les résultats obtenus pour la période **1986-1999**. Ce travail a été effectué par Jean-Philippe Dousse en collaboration avec A. Käab (Käab 2005). Les **vitesse maximale sont de l'ordre de 1.3 ma^{-1}** . La figure 6.14 permet la mise en évidence de la **variabilité spatiale des vitesses en surface** de grBB. La **zone de racines morphologique** semble **inactive**, alors que deux zones (L2 et la partie médiane de L1) enregistrent les vitesses les plus importantes. De plus, Käab (2005) a pu mesurer **une accélération significative des vitesses entre la période 1986-1991 et la période 1991-1999**. Les vitesses passent respectivement d'un maximum de 60 cma^{-1} à plus d' 1 ma^{-1} sur L1 et de 50 cma^{-1} à plus d' 1 ma^{-1} sur L2.

Faible résolution : 1959-1971

Afin de connaître les mouvements survenus avant 1986 sur grBB, j'ai effectué une analyse photogrammétrique sur des clichés (© swisstopo) de **1959 et de 1971** (Perruchoud 2007b). La première étape consistait à orthorectifier les images. J'ai réalisé cette étape à l'aide du logiciel Erdas Imagine. Cette analyse n'atteint pas la même précision que celle présentée ci-dessus. Cela est dû à plusieurs raisons : d'abord, les documents photographiques sont issus de vols « normaux » ($\sim 1 : 25000$) alors que les vols spéciaux de base altitude fournissent une meilleure résolution spatiale. Ensuite, les documents photographiques sont « vieux » et développés sur papier puis scannés (dpi) à l'aide d'un scanner A3 normal (un gain de précision aurait certainement pu être atteint en travaillant directement sur les négatifs avec un scanner spécialisé). De plus, grBB ne se trouve pas à chaque fois au centre de la photo, là où la déformation de l'image est la plus faible.

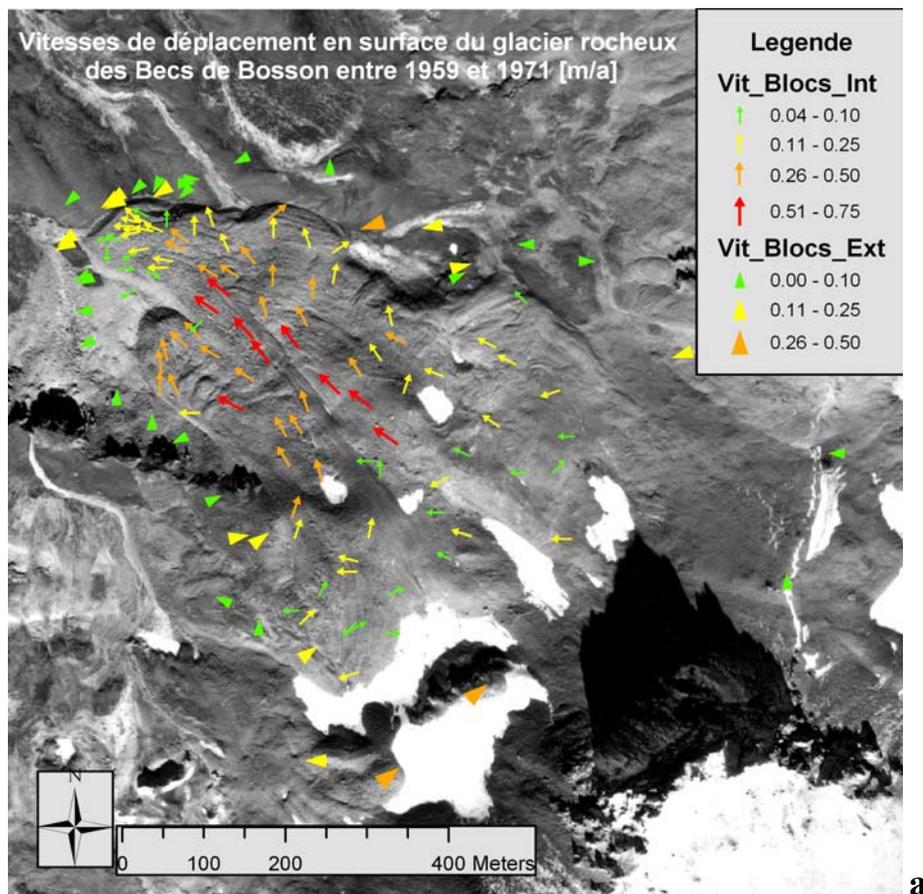
La quantification des mouvements est également passablement différente. Käab (2005) a utilisé un programme automatisé de détection des mouvements qui permet une mesure sur une grille régulière tous les 10m (Käab & Vollmer 2000). La méthode que j'ai utilisée est nettement plus « artisanale » et demande beaucoup plus de temps. Il s'agit d'identifier visuellement sur chaque image un bloc, de numériser sa position puis de le retrouver sur la seconde image et de numériser à nouveau sa position. La différence entre les positions donne le déplacement total intervenu entre les deux images. La figure

6.15 (a) illustre les résultats obtenus. Une trentaine de blocs autour du G-R ont été mesurés (afin de quantifier l'imprécision due à des déformations non corrigées) et une centaine de blocs en surface du G-R reflètent le mouvement survenu entre 1959 et 1971.

On remarque, comme sur la figure 6.14, qu'il y a d'importantes **variations spatiales de la vitesse de déformation**. Il y a sur la partie médiane de L1 et sur L2 des zones avec des vitesses rapides (entre 25 et 75 cm/an) alors que la partie frontale de L1 et la zone de racines morphologique est nettement moins active.

La figure 6.15 (b) **compare** les vitesses mesurées entre **1959 et 1971**, avec les vitesses mesurées entre **1986 et 1999**. Si une **accélération est perceptible dans les parties les plus actives** (en bleu) ; **des diminutions de vitesse** (en rouge) **dans la partie frontale de L1 ainsi que dans la zone de la moraine de poussée P2 peuvent être mises en évidence** pour la période 1986-1999 comparée à la période 1959-1971.

La figure 6.15 (c) représente et localise les zones de freinage et d'accélération en surface de grBB.



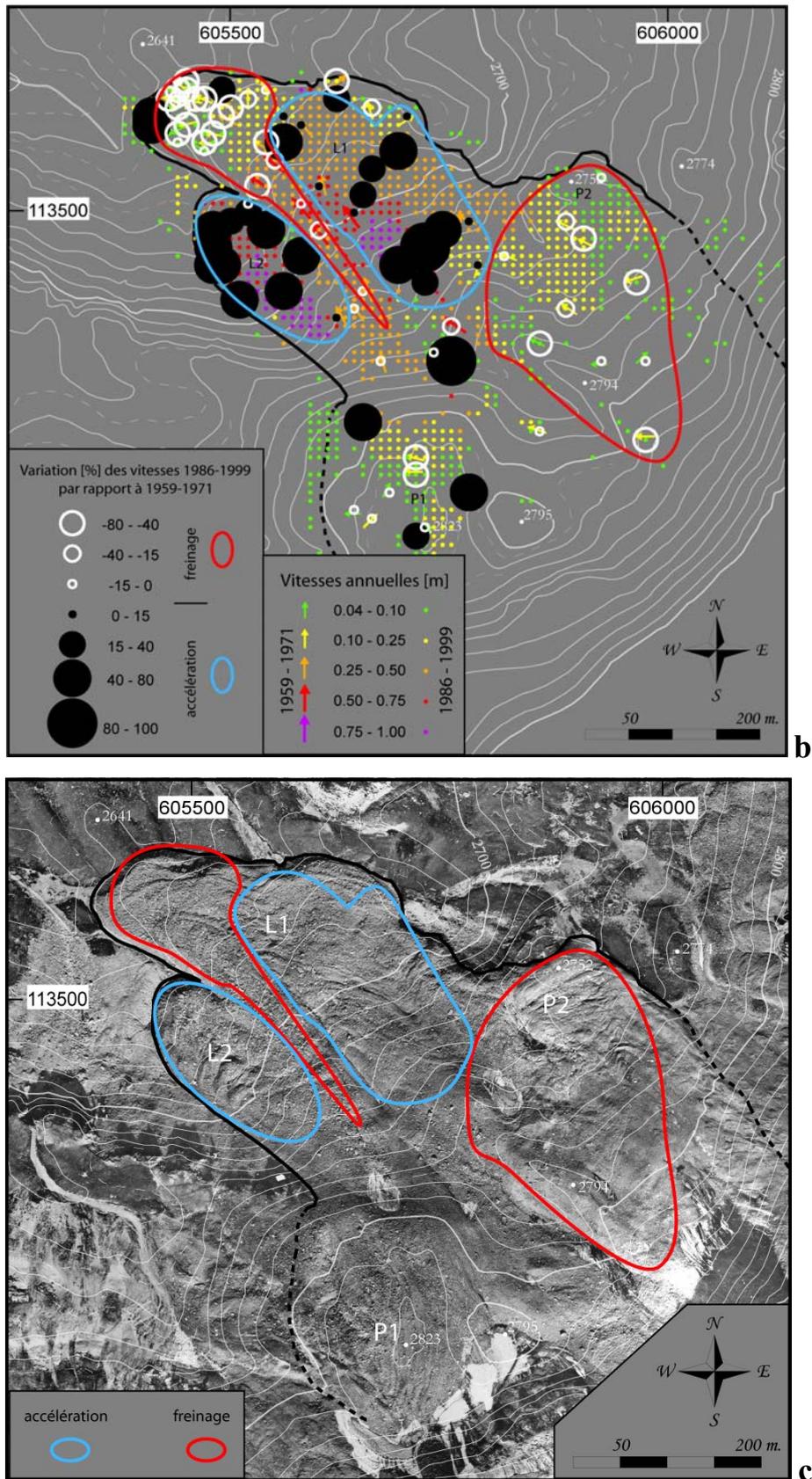


Figure 6.15 : (a) Vitesses horizontales sur grBB entre 1959 et 1971 (image de fond © swisstopo) ; (b) Comparaison avec les vitesses de la période 1986-1999 et (c) Localisation des zones d'accélération et de freinage.

En plus d'analyses photogrammétriques, des mesures sur le terrain ont été effectuées pour quantifier les mouvements à long terme de grBB.

B) Répétition des mesures effectuées en 1986 au théodolite

Traitement des données :

En 1986, 26 blocs furent marqués au burin et à la peinture par deux étudiants de l'école d'ingénieurs de Bâle qui effectuaient leur travail de diplôme (Berweger & Lack 1986).

La position de ces blocs fut mesurée très précisément grâce à un réseau trigonométrique levé au théodolite. Ayant appris l'existence de ces mesures dans un article de Tenthorey (1987), il m'a semblé opportun de mesurer à nouveau ces blocs 19 ans plus tard, pour avoir une idée des mouvements antérieurs à 2001.

Afin de comparer les mesures au théodolite de 1986 avec celles prises par GPS en 2005, une correction a dû être effectuée. En effet, si les deux méthodes utilisées permettent une localisation très précise d'un point dans l'espace, un aspect important les distingue néanmoins l'une de l'autre.

Le réseau trigonométrique s'appuie sur les points de triangulations retenus pour la cartographie officielle, on peut dès lors parler d'un positionnement absolu (par rapport au système de coordonnées retenu). La méthode de positionnement GPS en temps réel (RTK/GPS) (voir chapitre 5), est en revanche une méthode de positionnement relative. Le point sur lequel la base du GPS est placée fait office de référence pour les mesures prises. Si les coordonnées du point de référence sont connues (c'est le cas par exemple si l'on utilise un point de triangulation) alors les mesures prises seront directement transposables dans le système de coordonnées officielles. Dans le cadre de ce travail, cela n'a pas été le cas. Les coordonnées des points de référence ont donc été mesurées par le récepteur GPS servant de base. Ces mesures ont une précision de l'ordre de quelques mètres. Cela implique donc que les points mesurés ne sont pas directement transposables dans le système de coordonnées officielles. Une correction s'est donc avérée nécessaire afin de comparer les mesures issues de ces deux méthodes.

Sur les 26 points mesurés en 1986, 13 ont été marqués sur des blocs supposés stables à l'extérieur du glacier rocheux (figure 6.17). Sur ces 13 blocs, 12 ont été retrouvés lors des mesures de 2005 et ont servi à la correction effectuée pour comparer les deux jeux de données (figure 6.16).

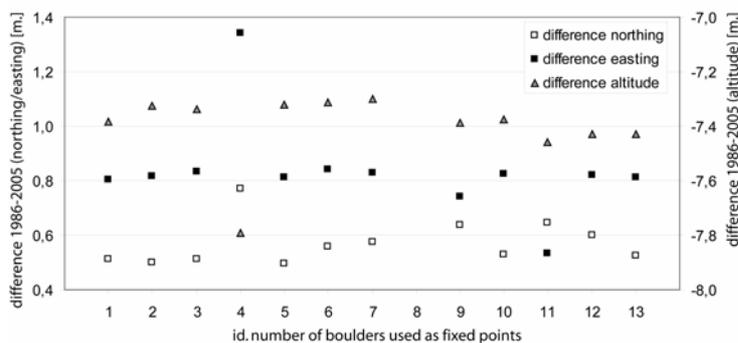


Figure 6.16 : Différence dans la position des 13 points fixes mesurés au théodolite en 1986 et par GPS en 2005. L'axe des ordonnées gauche donne les différences dans le plan horizontal (nord-sud : carrés blancs, est-ouest : carrés noirs) celui de droite dans le plan vertical (triangles gris).

Sur les 12 points censés être fixes, 10 montrent un écart approximativement identique, tandis que deux (les blocs 4 et 11) semblent s'en éloigner. La correction qui a été appliquée correspond à la moyenne des différences de ces 10 blocs à savoir 0.545 m nord, 0.814 m est et -7.360 m en altitude. Ces valeurs ont été ajoutées à l'ensemble des données de 1986 afin qu'elles puissent être comparées à celles de 2005. Cette correction est en grande partie due (comme il en a été question ci-dessus) à l'imprécision du positionnement (relatif) du point de référence (mesuré par le récepteur GPS servant de base) par rapport à la position réelle de ce point dans le système de coordonnées officielles. Une contribution tectonique au mouvement observé sur l'ensemble des points extérieurs au glacier rocheux semble peu probable, bien qu'une telle hypothèse ne puisse pas être totalement réfutée.

Analyses et résultats :

Après correction de la position des 26 blocs de 1986, la comparaison avec les 24 blocs retrouvés en 2005 a pu être possible. Le tableau 6.1 ainsi que la figure 6.17 présentent les résultats obtenus.

A l'exception des blocs 4 et 11, **les blocs 1 à 13 extérieurs au glacier rocheux n'ont pas connu de mouvements significatifs** (~10 cm en 19 ans). Cela n'est guère étonnant puisque ces blocs avaient été choisis comme points fixes pour permettre le suivi au théodolite des 13 blocs marqués sur le glacier rocheux. Deux cas toutefois méritent d'être traités :

Le bloc 4 (comme indiqué sur la figure ci-dessous) est clairement **sur la moraine de poussée** du glacier rocheux. Il n'est dès lors pas étonnant de constater un mouvement de ce bloc (57 cm de déplacement horizontal (azimute 67) et 43 cm. d'abaissement vertical en 19 ans). Ce mouvement, en direction de l'intérieur du glacier rocheux, peut être considéré comme **un retro-mouvement** dû au rééquilibrage actuel de la masse de sédiments gelés poussée par le glacier qui occupait en partie les racines du glacier rocheux lors du PAG.

Le bloc 11, a subi un mouvement de 30 cm (azimute 290) pour un abaissement de 10 cm en 19 ans. Ce déplacement peut être attribué à mon sens à la petite taille du bloc ainsi qu'à la pente sur laquelle il se trouve, les phénomènes de solifluction ou de gélifluction suffiraient à expliquer ce mouvement (1.5 cma^{-1}).

L'analyse de la dynamique du glacier rocheux sur presque deux décennies est plus intéressante. Sur les 13 points mesurés en 1986, 12 ont été retrouvés en 2005. L'analyse des mouvements se fera de l'amont vers l'aval, suivant ainsi la numérotation des blocs.

Le bloc 8601 se situe sur la bordure nord de la moraine de poussée P1. Le déplacement observé traduit la dynamique locale de ce corps de sédiment encore riche en glace qui a tendance à s'écouler vers l'aval (18 cma^{-1}).

Aux racines morphologiques du glacier rocheux, les blocs 8602 et 8603 n'ont pratiquement pas connu de déplacement durant ces 19 années (moins de 6 cm de déplacement horizontal pour le bloc 8602, et ~30 cm pour le bloc 8603). **Sur le plan vertical**, ces deux blocs n'ont toutefois pas connu la même dynamique. Si la position du premier est restée inchangée (2 cm d'élévation) le second a subi un **abaissement important** (près de 70 cm) difficilement explicable par un seul effet de pente. La fonte d'un corps de glace massive pourrait être à l'origine de cet abaissement. Le bloc 8604 semble confirmer cet abaissement anormal puisque à un mouvement horizontal de 2,8 m vient s'ajouter un abaissement de 2,3 m alors que la pente du G-R est relativement faible à cet endroit.

Outre le bloc 8605 qui n'a pas été retrouvé en 2005, tous les autres blocs indiquent des mouvements importants entre 1,3 et 17,7 m de déplacement horizontal total et un abaissement dans le plan vertical compris entre 0,93 et 6,8 m. **Les directions ainsi que l'intensité des mouvements** (plus importants au centre de L1 qu'au front et dans la zone des racines) **correspondent bien aux résultats fournis par la photogrammétrie**. Quelques décalages dans la direction sont toutefois observés pour les blocs 8607, 8610, 8612 et 8613.

Vitesses annuelles (1986-2005) sur le glacier rocheux des Becs de Bosson [m/a] (après corrections)														
Hors G-R	Point id.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	Horiz.	0,002	0,002	0,002	0,030	0,003	0,002	0,002	no data	0,006	0,001	0,015	0,003	0,001
	Vert. (-)	-0,001	0,002	0,001	-0,023	0,002	0,002	0,003	no data	-0,001	-0,001	-0,005	-0,004	-0,004
	Direction	194	174	148	67	181	67	23	no data	322	143	290	7	183
Sur G-R	Point id.	8601	8602	8603	8604	8605	8606	8607	8608	8609	8610	8611	8612	8613
	Horiz.	0,178	0,003	0,017	0,145	no data	0,454	0,455	0,924	0,374	0,423	0,470	0,124	0,071
	Vert. (-)	-0,067	0,001	-0,036	-0,118	no data	-0,236	-0,215	-0,357	-0,120	-0,076	-0,132	-0,082	-0,049
	Direction	348	7	20	307	no data	333	294	336	329	316	321	288	275

Tableau 6.1 : Vitesses annuelles [m/a] (après corrections) entre 1986 et 2005 des 26 blocs marqués en 1986 sur grBB.

Qu'est-ce que nous apprend cette analyse :

- les points extérieurs au glacier rocheux (à l'exception de deux d'entre eux) peuvent être considéré comme fixes entre 1986 et 2005. En effet, l'écart de position observé (qu'il soit ou non dû aux méthodes utilisées) est uniforme. Les blocs sont de tailles différentes, bien répartis spatialement autour du glacier rocheux et à des altitudes diverses. Dès lors, l'uniformité des écarts observés sur les blocs extérieurs peuvent être corrigés puisque ils ne sont pas en lien avec la dynamique du glacier rocheux.
- Les déplacements observés sont cohérents avec les données photogrammétriques. Ils confortent et précisent les principaux résultats obtenus par photogrammétrie. Un certain décalage est toutefois visible en particulier au front de L1. La dynamique du glacier rocheux est spatialement hétérogène, d'importantes différences de mouvements ont été mesurées suivant les zones.
- Des mouvements de faible intensité (retro-mouvement sur P1) et des mouvements verticaux intéressants ont pu être mesurés.

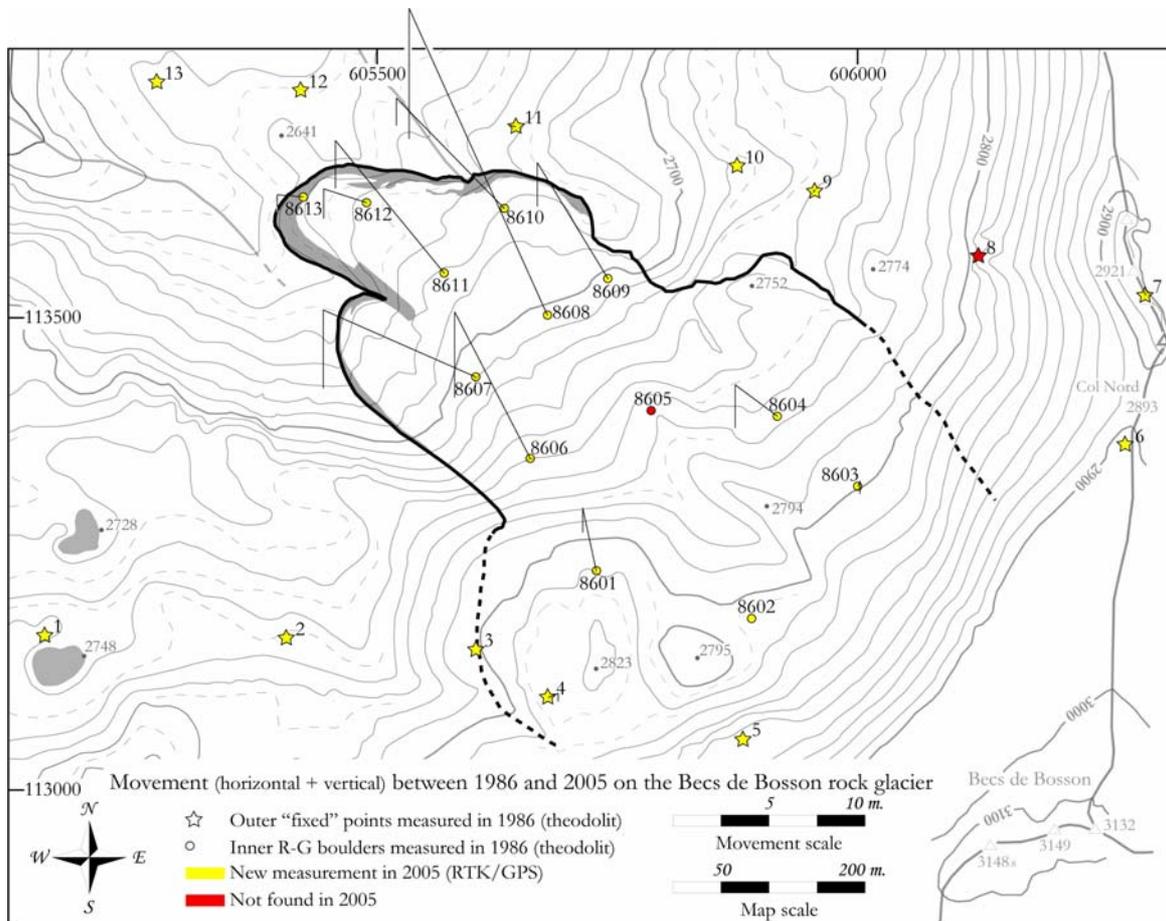


Figure 6.17 : Carte présentant les mouvements entre 1986 et 2005 sur le glacier rocheux des Becs de Bosson (les mouvements < à 10 cm n'ont pas été représentés).

En plus de la mesure des mouvements survenus entre 1986 et 2005, une comparaison avec la période 1986-1999 a été entreprise (figure 6.18).

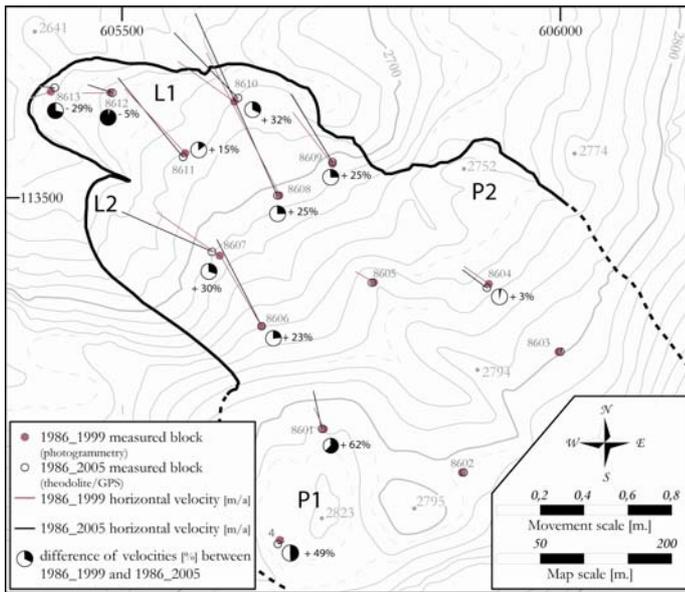


Figure 6.18 : Comparaison des vitesses horizontales annuelles entre la période 1986-1999 et la période 1986-2005.

Pour cette comparaison, les points les plus proches des blocs suivis depuis 1986 ont été sélectionnés dans l'analyse photogrammétrique (1986-1999). Cette analyse donne des résultats pour des blocs pris sur une grille régulière de 10 m sur 10 m. La distance qui sépare les blocs comparés est donc faible (le plus souvent inférieure à 10 m).

Deux résultats principaux sont visibles sur la figure 6.18 : d'une part **les directions des mouvements concordent** assez bien (hormis les blocs 8612 et 8613 au front de L1), d'autre part, **les vitesses 1986-2005 sont en moyenne 25% plus importantes que les vitesses de la période 1986-1999.**

Les données chiffrées sont présentées dans le tableau 6.2 ci-dessous.

Boulders n°	4	8613	8601	8612	8604	8609	8610	8607	8606	8611	8608
movement 1986-1999 [m]	0,26	1,3	1,43	1,69	1,82	3,9	4,16	4,55	4,81	5,33	9,62
velocities 1986-1999 [m/a]	0,02	0,10	0,11	0,13	0,14	0,30	0,32	0,35	0,37	0,41	0,74
direction (azimuth)	60	253	335	270	305	323	306	305	330	317	333
movement 1986-2005 [m]	0,57	1,37	3,41	2,37	2,77	7,16	8,10	8,70	8,69	8,99	17,69
velocities 1986-2005 [m/a]	0,03	0,07	0,18	0,12	0,14	0,37	0,42	0,45	0,45	0,47	0,92
direction (azimuth)	67	275	348	288	307	329	316	294	333	321	336
difference of velocities 86-99/86-05 [%]	49	-29	62	-5	3	25	32	30	23	15	25

Tableau 6.2 : Vitesses horizontales de grBB pour les périodes 1986-1999 et 1986-2005.

Les déplacements pour la période 1999-2005 ont été déduits des données 1986-1999 et 1986-2005. Les résultats pour les blocs ayant un mouvement supérieur à 2 m. pour la période 1986-1999 sont présentés dans le tableau 6.3. Ce tableau montre **une accélération des vitesses d'environ 80% durant la période 1999-2005 par rapport à la période 1986-1999.**

Boulders n°	8609	8611	8606	8610	8607	8608
movement 1999-2005 [m]	3,26	3,66	3,88	3,94	4,15	8,07
velocities 1999-2005 [m/a]	0,54	0,61	0,65	0,66	0,69	1,34
difference of velocities 99-05/86-99 [%]	81	49	75	105	98	82

Tableau 6.3 : Mouvement horizontal 1999-2005 et accélération des vitesses en % par rapport à la période 1986-1999.

En résumé, les mouvements pluriannuels de grBB ont pu être analysés pour les périodes 1959-1971 / 1986-1991-1999-2005. Il ressort de cette analyse les résultats suivants :

Le flux de grBB est complexe, les vitesses varient fortement selon les zones mesurées. Les racines morphologiques ne subissent pratiquement pas de mouvements dans le plan horizontal. Toutefois, un mouvement vertical (fonte) a pu être mis en évidence en amont de P2. La moraine de poussée P1 a subi un mouvement vers l'intérieur du G-R, ce déplacement est interprété comme un retro-fluage correspondant au rééquilibrage actuel du corps de sédiments, déformé par la présence d'un glacier lors du PAG. La partie médiane de L1 se déforme rapidement ($>1 \text{ m}^{-1}$) mais les vitesses diminuent progressivement vers l'aval, jusqu'à être pratiquement nulles au front de L1 où il n'y a

plus de marques glaciaires distinctes. Le matériel sédimentaire de cette partie, au relief superficiel bien marqué, subi donc une compression. La langue secondaire **L2 est fortement active**, elle se déforme à une vitesse $>1 \text{ ma}^{-1}$ dans la partie haute et jusqu'à environ 60 cma^{-1} dans sa partie frontale.

Des variations de vitesses à long terme (pluridécennales) ont pu être mises en évidence. Une **accélération** des zones fortement actives **s'est produite entre** la période **1959-1971** et la période **1986-1999**. Pour cette même période, une diminution des vitesses a toutefois été enregistrée au front de L1 et en amont de P2 (figure 6.15b). **Une augmentation** significative **des vitesses a également été mesurée entre** la période **1986-1991** et la période **1991-1999** (Kääb, 2005). **Pour** la période **1999-2005**, **des vitesses ~80% plus rapides que pour** la période **1986-1999 ont été mesurées**.

Etant donné la complexité et la variabilité du flux de grBB, une analyse plus détaillée des fluctuations a été réalisée. Les variations à plus court terme (annuelles et mensuelles) seront donc analysées dans les paragraphes suivants.

6.4.3 Mouvements interannuels

Le suivi régulier de grBB par RTK/GPS permet d'identifier les variations annuelles qu'a connues le glacier rocheux depuis 2001. Ces variations sont reportées à la figure 6.19. **Les vitesses au front de grBB pour la période 2001-2003 (0.88 m a^{-1}) étaient ~50% plus rapides que celles observées par photogrammétrie entre 1986 et 1999. Les vitesses au front de L2 ont continué à augmenter (10-15%) entre 2001-2003 et 2003-2004 pour atteindre 0.97 m a^{-1} . La période suivante 2004-2005 se caractérise par une nette diminution des vitesses observées (5 à 13% plus faibles que les vitesses de 2001-2003), mais néanmoins toujours plus rapides que les vitesses de 1986-1999. La diminution des vitesses s'est poursuivie durant la période juillet 2005-juillet 2006 (0.68 m a^{-1}), alors qu'une tendance à la hausse se dessine pour le premier semestre 2007 (Delaloye, comm. pers.).**

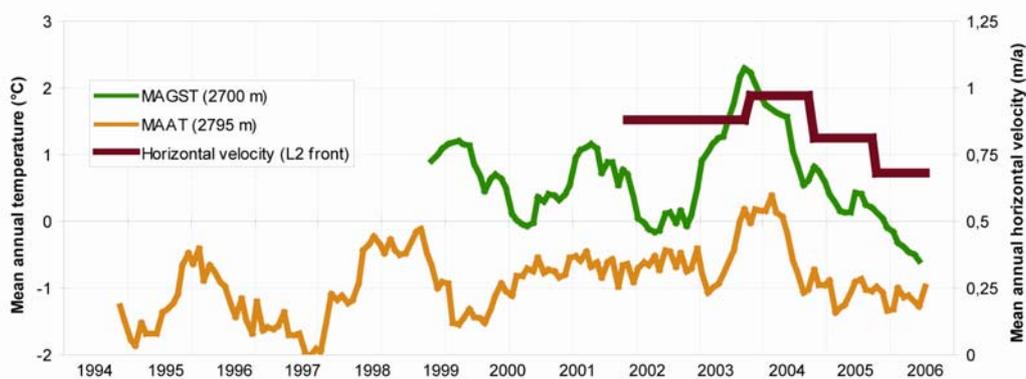


Figure 6.19 : Vitesses horizontales moyennes au front de L2 [m/an] et températures moyennes annuelles en [°C] de l'air (MAAT) et de la surface du sol (MAGST).

La figure 6.19 présente également la température moyenne annuelle de la surface du sol (MAGST) enregistrée à 2700 m. ainsi que la température moyenne annuelle de l'air (MAAT) à 2795 m. sur le site de grBB (données : R. Delaloye).

Les variations des vitesses annuelles enregistrées sur L2 semblent correspondre aux variations de la MAGST avec un retard d'environ six mois. Les vitesses élevées enregistrées en 2003-2004 suivent la MAGST exceptionnellement chaude de 2003. La diminution des vitesses depuis lors pourrait correspondre au fort refroidissement de la surface du sol qui s'est produit depuis 2004. Les vitesses ne semblent toutefois pas en lien direct avec la MAAT.

6.4.4 Mouvements mensuels

Les mesures effectuées à un intervalle mensuel (entre 30 et 60 jours) depuis juillet 2004 sur le front de L2 puis sur l'ensemble du glacier rocheux des Becs de Bosson depuis janvier 2005 permettent une analyse détaillée des variations de vitesses à court terme. Deux résultats principaux sont présentés :

A) Fortes fluctuations saisonnières des vitesses (figure 6.20 et 6.21)

En 2004, les **vitesses maximales** se sont produites **à la fin de l'été** et sont **restées élevées jusqu'en décembre 2004**. Un **ralentissement** s'est alors produit durant l'hiver pour atteindre **en avril 2005 les vitesses les plus faibles** enregistrées jusqu'alors (50 à 80% de réduction). Le mouvement horizontal a ensuite **très rapidement augmenté en mai** pour atteindre des **valeurs élevées jusqu'en décembre 2005** avant qu'un **nouveau ralentissement se produise jusqu'en mai 2006**. Les vitesses de l'été-automne furent entre 10 et 40% moins rapides en 2005 que durant la même période en 2004. Ces

vitesses moins élevées correspondent au ralentissement interannuel observé entre la période 2003-2004 et la période 2004-2005. En 2006, les vitesses du début de l'hiver furent également plus faibles que durant la même période en 2005.

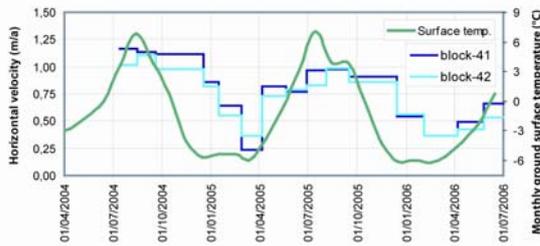


Figure 6.20 : Variations saisonnières des vitesses horizontales [ma^{-1}] (juin04-juillet06) des blocs 41 et 42 au front de L2 et température de surface du sol [$^{\circ}\text{C}$].

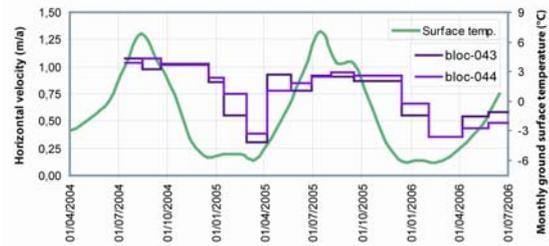


Figure 6.21 : Variations saisonnières des vitesses horizontales [ma^{-1}] (juin04-juillet06) des blocs 43 et 44 au front de L2 et température de surface du sol [$^{\circ}\text{C}$].

Le **ralentissement** des vitesses **durant l'hiver est graduel** tandis que **la réaccélération** au printemps est beaucoup plus **abrupte**. En comparant ces variations de vitesses avec le régime thermique du sol (données : R. Delaloye), on s'aperçoit que **le ralentissement de grBB se produit 1 à 3 mois après le refroidissement de la température de surface**. Contrairement à ce temps de réponse, **la réaccélération est pratiquement simultanée lors de la période de la fonte des neiges**. Cette période commence généralement au début du mois de mai, comme le prouve les mesures de débits réalisées sur les sources de grBB entre 1988 et 1991 (figure 6.22) ainsi qu'entre 1996 et 1997 (figure 6.23) (respectivement Tenthoey 1993 et Gardaz 1998).

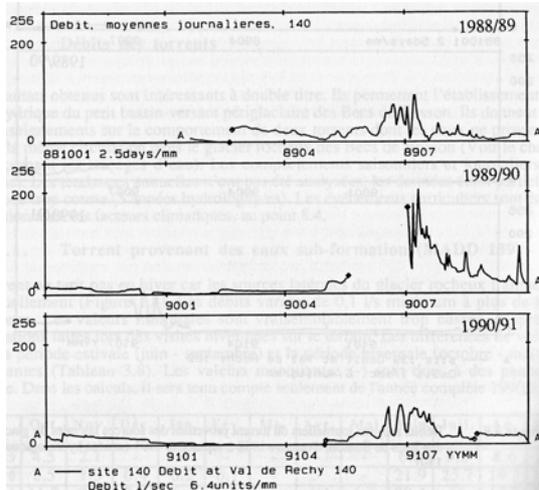


Figure 6.22 : Débits moyens journaliers à Réchy pour la station 140 (torrent provenant du front de grBB) d'octobre 1988 à septembre 1991. (Tenthoey 1993).

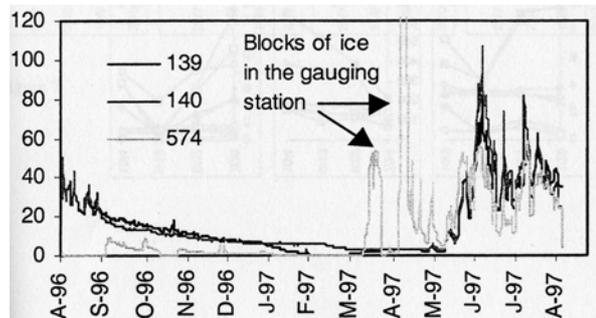


Figure 6.23 : Débits moyens journaliers à Réchy pour les stations 139 et 140 d'août 1996 à août 1997 (Gardaz 1998). (Courbe 574 à ignorer).

B) Variations inhomogènes sur l'ensemble du glacier rocheux

La figure 6.24 présente les variations relatives du mouvement enregistré à la surface de grBB pour huit phases consécutives entre janvier 2005 et février 2006. Les variations de chaque période sont données en % par rapport à la vitesse moyenne (janvier05-février06). Afin d'éviter une trop grande variabilité, seuls sont pris en compte les blocs ayant subi un mouvement horizontal $>0,02\text{ma}^{-1}$ pour la période en question. Cela explique le manque de données au front de L1 et dans la zone des racines. La figure 6.25 présente l'accélération ou la décélération mesurée entre chaque phase si les mouvements ont été $>0,03\text{ma}^{-1}$. Les phases A-H sont décrites dans le texte ci-dessous.

- A) *Jan-Fév*: Vitesses plus lentes que la moyenne annuelle sur L2 tandis que les autres parties de grBB continuent à se déformer avec des vitesses supérieures à la moyenne annuelle.
- B) *Fév-Avril*: Décélération généralisée des vitesses sur l'ensemble du G-R, plus marquée sur L2.
- C) *Avril-Mai*: La décélération se poursuit sur les parties hautes tandis que commence une accélération (plus marquée dans la partie terminale de L2). Les vitesses restent inférieures à la moyenne.
- D) *Mai-Juin*: Accélération généralisée des vitesses (+50 % en moyenne par rapport à C).
- E) *Juin-Août*: Vitesses généralement plus rapides qu'en D, excepté sur la partie la plus rapide de L1.
- F) *Août-Sept*: Stabilisation des vitesses qui restent hautes sur l'ensemble du G-R.
- G) *Sept-Déc*: Situation opposée à C. Décélération marquée de la section frontale des deux lobes tandis que les parties hautes continuent à se déformer rapidement, voire même à accélérer.
- H) *Déc-Fév*: Freinage généralisé de l'ensemble du glacier rocheux

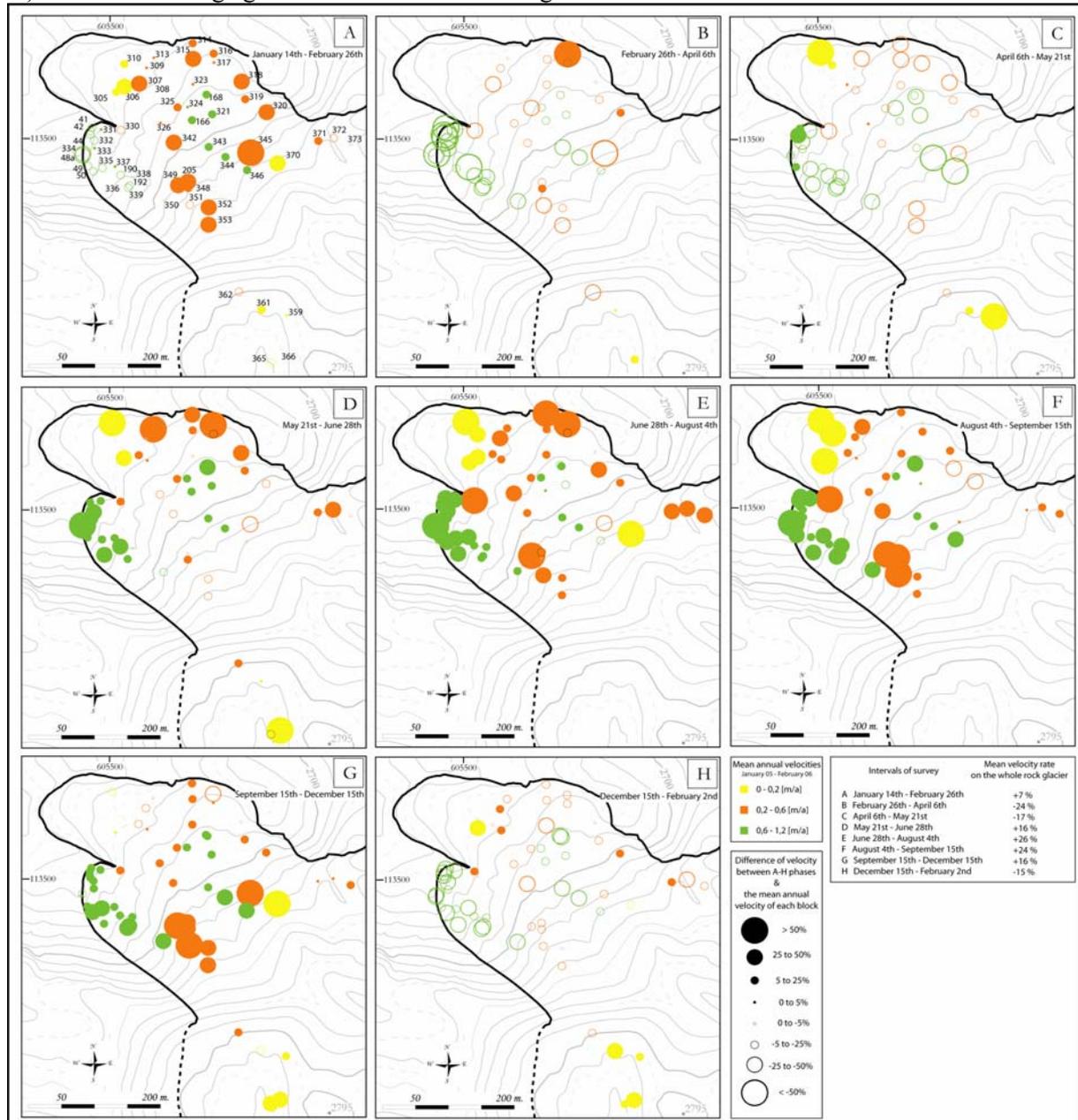


Figure 6.24 : Vitesses horizontales moyennes (jan. 05-fév. 06) pour ~60 blocs sur grBB et variations « saisonnières » des vitesses [en % comparé à la moyenne annuelle]. Pour les phases A-H, voir les commentaires dans le texte.

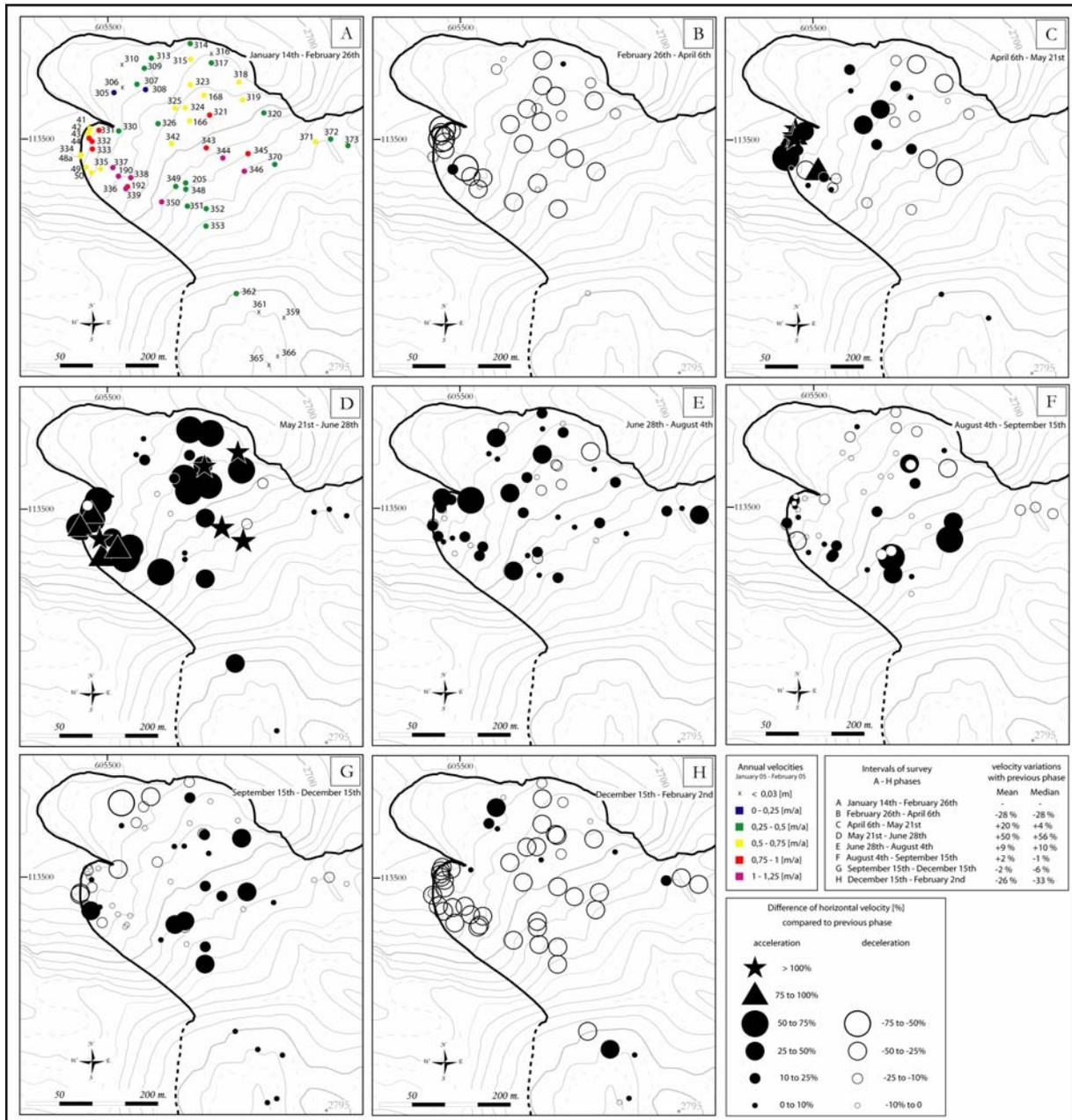


Figure 6.25 : Variation des vitesses horizontales de chaque phase par rapport à la phase précédente si le mouvement a été $>0,03 \text{ ma}^{-1}$. Pour les phases A-H, voir les commentaires dans le texte.

Les figures 6.24 et 6.25 montrent que **des variations d'amplitudes** similaires à celles observées au front de L2 (figure 6.20 et 6.21) **sont également visibles sur l'ensemble de grBB**. Toutefois, **ces fluctuations sont fortement inhomogènes**. Elles **ne sont pas parfaitement synchronisées dans le temps et varient également dans l'espace**. L'amplitude de ces variations autour de la vitesse annuelle est de l'ordre de + ou - 25 à 30 % selon les phases. Mais ces fluctuations sont encore plus abruptes d'une phase à l'autre. C'est le cas par exemple de la forte accélération de mai-juin (+50% par rapport à avril-mai) ou la forte décélération de décembre-février (-30 % par rapport aux vitesses de septembre-décembre). Pris individuellement, certains blocs peuvent connaître de variations de vitesses encore plus marquées que les tendances générales mesurées entre les différentes phases.

De manière générale, durant la période de mesure (juillet 2004-février 2006) et selon les zones, grBB a enregistré une croissance des vitesses de déformation en avril-mai-juin, puis a connu une stabilisation des vitesses (restées élevées) jusqu'en début d'hiver, avant de montrer une décélération graduelle jusqu'en début avril, où les vitesses les plus faibles ont été mesurées.

6.4.5 Modèle conceptuel

Grâce aux nombreuses mesures effectuées sur le glacier rocheux des Becs de Bosson, la répartition des vitesses de surface et leur variabilité temporelle et spatiale complexe (décennale, annuelle, saisonnière) ont pu être mises en évidence. De plus, grâce à la grande quantité de données accumulées sur ce site durant ces vingt dernières années : températures de l'air et du sol, hydrologie, distribution du pergélisol, etc. (Tenthorey 1992, 1993, Gardaz 1998, Delaloye & al. 2003, Delaloye 2004, Métraillier 2006), un premier modèle conceptuel a été proposé pour expliquer la dynamique de grBB (Perruchoud & Delaloye 2006). Ce modèle comporte trois couches, qui réagissent différemment aux variations de la température du sol.

“There are significant variations (50 to 80%) in seasonal rock glacier activity on BBrG. According to KÄÄB (2005), large seasonal fluctuations seem to be characteristic for rock glacier with temperature close to 0°C, what appears to be the case for BBrG (TENTHOREY 1993, DELALOYE 2004). The seasonal variations, that occurred with a lag maximally restricted to a few months in winter, may be related to changes in deformation rate occurring in layers close to the surface (above 10 m depth ?). The rapid increase in velocities in May-June 2005 appears to be synchronous with the percolation of snowmelt water in the uppermost layers of the ground: it may be due to the rapid warming of the uppermost layers of the rock glacier but also to a strong increase of the water content and water pressure in certain layers or at the base of the rock glacier (KRAINER & MOSTLER in prep). Indeed, the torrent streaming out of BBrG correspondingly suffered a strong increase of discharge at that time of the year and the maximal monthly discharge is occurring in June (TENTHOREY 1993). The heterogeneity of BBrG motion over the year cycle is still not understood, but may evidence, at least partially, the complex role of water pressure within the rock glacier.

Inter-annual variations of flow velocity appear to be related to changes in MAGST with a lag of about one year. Ground surface temperature measurements on BBrG thus show that both the maximal rock glacier activity in 2003-2004 and the decrease in velocities in 2005 and 2006 can be related with a one-year lag to the “MAGST heat wave” observed in 2002-2003 and the severe MAGST cooling since 2004, respectively. Considering the time necessary for the heat transfer to depth, the observed delay between MAGST and velocity changes may indicate that inter-annual variations of the flow rate are due to modifications of the rock glacier deformation rate in its about 10 to 15 uppermost meters. On BBrG, these inter-annual variations of rock glacier activity are much smaller than the seasonal fluctuations.

Finally, decadal variation may be related to shift in the global temperature of the whole rock glacier (down to 20 m depth or more). The strong increase of BBrG velocity (~100%) observed after 1991, and particularly since 1999, seems to be related to a warming of permafrost that occurred by the end of the 1980s and in early 1990s (e.g. SCNAT in prep.). It fits, both in timing and amplitude, with other observations reported for several rock glaciers over the whole European Alps (ROER & al. 2005.”(Perruchoud & Delaloye 2006).

Ce modèle sera discuté en conclusion de ce chapitre (6.6), après que le cas particulier de la ride L2b ait été abordé (6.5).

6.5 Cas particulier de la ride L2b

Sous la poussée du lobe secondaire L2, les sédiments meubles qui se trouvent en aval du front se déforment en créant une ride (L2b) dont la taille augmente rapidement. La figure 6.26 illustre cette formation. On constate que la ride se compose de deux parties. La première (8-10 m. de haut), de forme bombée, se situe directement au contact du front du glacier rocheux. La seconde (3-7 m. de haut), se trouve en continuation de la première et forme une sorte de croissant ou de demi-croissant à sommet plat dont l'épaisseur diminue en direction du sud-ouest. Le matériel sédimentaire non consolidé qui se trouve encore plus en aval montre également des signes de déformation (microtopographie : formes de compression ou de fluage ?).

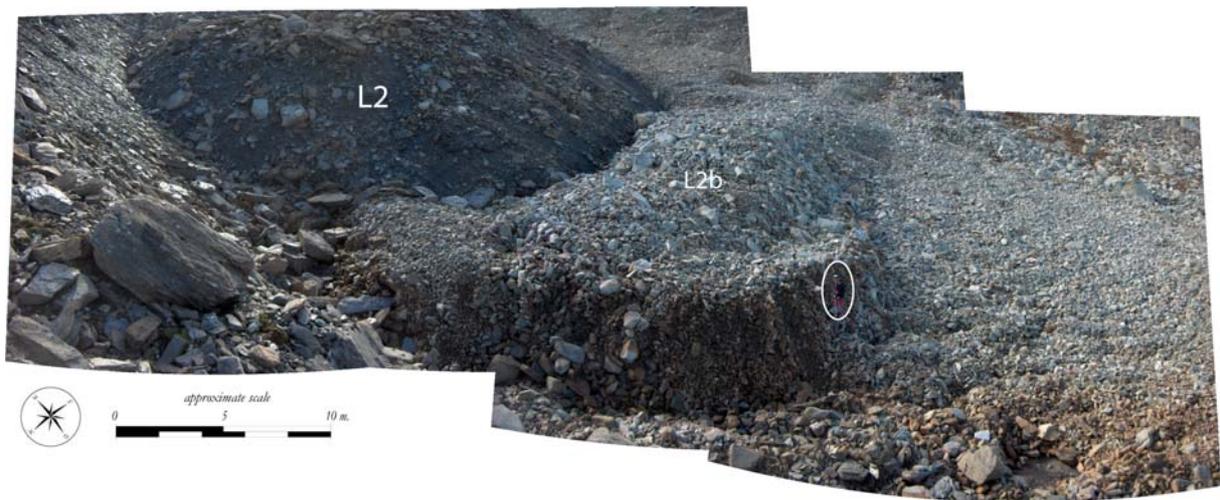


Figure 6.26 : Assemblage de photographies présentant la ride L2b qui se forme dans les sédiments meubles fortement déformés par l'avancée du lobe secondaire L2. L'opérateur donne l'échelle (rond blanc). Photo : 29 septembre 2006.

Le suivi de cette ride n'est malheureusement pas aussi complet que les mesures effectuées sur le G-R lui-même. Le nombre de points de mesure est plus faible et les intervalles de mesures sont plus distants. En 1986 (vraisemblablement), sept blocs (1000 à 1006) ont été peints sur cette masse de sédiments. Le bloc 1000 se trouvait proche du front de L2, les blocs 1001 à 1006 sur la ride en forme de croissant. Étrangement, la déformation à cette période semblait toucher plutôt cette ride, éloignée d'une dizaine de mètres du front de L2 puisque c'est là que la majorité des blocs furent peints. En 2001, Métrailler et Turatti retrouvent et mesurent les blocs 1001 à 1007. Le 15 août 2004, le bloc 1000 est retrouvé et mesuré pour la première fois. Plusieurs autres blocs sont ajoutés par la suite (1008-1012 le 2 octobre 2004 et 1013-1016 le 4 août 2005).

La figure 6.27a illustre le déplacement horizontal d'une série de blocs situés sur L2b. Concernant ces déplacements, les blocs 1001 à 1007 ont pu être mesurés en 2001. Le bloc 1005 est tombé avant le 15 août 2004, le bloc 1001 a disparu entre le 15 août 2004 et le 18 septembre 2004. Les blocs 1002 et 1003 sont tombés entre le 15 décembre 2004 et le 4 août 2005 tandis que le bloc 1006 a disparu durant la même période²⁷. Concernant les mouvements verticaux, la figure 6.27b présente les mouvements verticaux cumulés de certains blocs depuis 2001. L'échelle des graphiques est différente pour chacun des trois cas présentés.

²⁷ Le suivi des blocs tombés est effectué sur le même point si celui-ci est utilisable, sinon un nouveau point a été buriné sur le bloc.

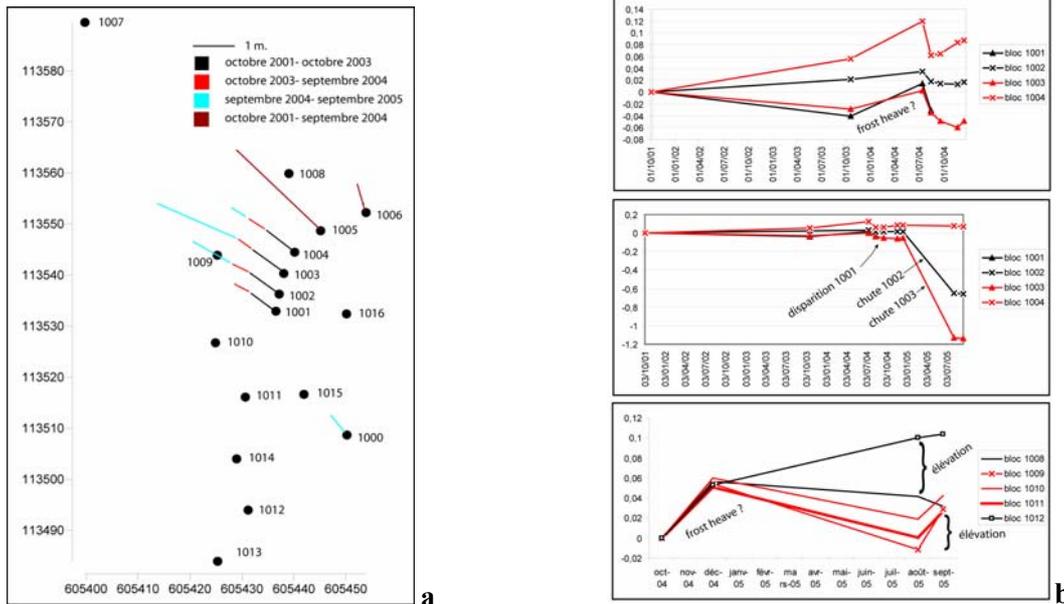


Figure 6.27 : Mouvements horizontaux (a) et mouvements verticaux cumulés (b) d'une série de blocs sur L2b. Pour les mouvements verticaux : (en haut) les blocs 1001 à 1004 pour la période octobre 01-décembre 04 ; (au milieu) les même blocs pour la période octobre 01-septembre 05 ; (en bas) les blocs 1008 à 1012 pour la période octobre 04-septembre 05.

La **composante verticale du mouvement est complexe**, ce qui rend son analyse difficile. Il convient de distinguer entre (1) **l'effet de pente**²⁸ (quasi nul dans notre cas sauf lors de chute de blocs). (2) **L'effet du soulèvement par le gel** de la couche active (frost heave) **puis** la perte d'altitude lors **du dégel**. (3) **Et l'effet d'élévation due à la compression**²⁹. Une tentative d'explication du mouvement vertical est tout de même proposée : les blocs 1001 à 1004 montrent un comportement similaire pour la période octobre 01 à décembre 04 (frost heave entre octobre 03 et juillet 04 ?) (6.27b haut) avant que les blocs 1002 et 1003 ne tombent de la ride (6.27b milieu). Concernant les blocs 1008 à 1012 (6.27b bas), il convient de distinguer le bloc 1012 qui montre un comportement différent des autres (élévation en plus du frost heave ?). Le tableau 6.4 souligne l'importance des mouvements verticaux par rapport aux mouvements horizontaux. Les variations verticales semblent significatives.

	2/10 - 16/12/2004			16/12/2004 - 4/8/2005			4/8 - 15/9/2005		
	Diff. Horiz.	Diff. Vert. (-)	Direction	Diff. Horiz.	Diff. Vert. (-)	Direction	Diff. Horiz.	Diff. Vert. (-)	Direction
bloc 1000				0,28	0,03	326	0,09	0,04	296
bloc 1008	0,01	0,06	307	0,03	-0,01	326	0,02	-0,01	254
bloc 1009	0,01	0,05	329	0,05	-0,07	321	0,01	0,04	234
bloc 1010	0,02	0,06	278	0,03	-0,04	327	0,01	0,02	178
bloc 1011	0,07	0,05	314	0,17	-0,05	301	0,05	0,03	287
bloc 1012	0,04	0,05	320	0,11	0,05	289	0,03	0,00	228

Tableau 6.4 : Mouvements horizontaux et verticaux [m] de quelques blocs sur L2b.

La première période (octobre-décembre) pourrait indiquer un soulèvement par le gel associé à la compression subie par la ride L2b. La seconde période (décembre-août) indiquerait l'effet du dégel de la couche active associé à une compression et lors de la troisième période (août-septembre) le soulèvement par compression constituerait peut-être la composante principale du mouvement vertical. Il convient toutefois de rester prudent, la précision des mesures (5) dans le plan vertical étant en effet plus faible (3 cm) que la précision de positionnement en planimétrie. La poursuite des mesures à l'avenir s'avère nécessaire afin de lever l'incertitude liée à l'ampleur du frost heave.

²⁸ Induit par la composante horizontale du mouvement et la pente du terrain

²⁹ Le mouvement vertical dû à la modification de la quantité de glace à l'intérieur du sol est écarté dans notre cas (par hypothèse).

Quoi qu'il en soit, l'évolution de la ride L2b semble particulièrement rapide, le grand nombre de blocs tombés entre les différents intervalles de mesure le confirme. La figure 6.28 montre l'évolution de L2b en 20 ans. On remarque qu'en 1986 (photo du haut) un léger bombement (peut être 1-3 m) est perceptible, alors qu'en 2006 (photo du bas) la ride atteint des proportions considérables.

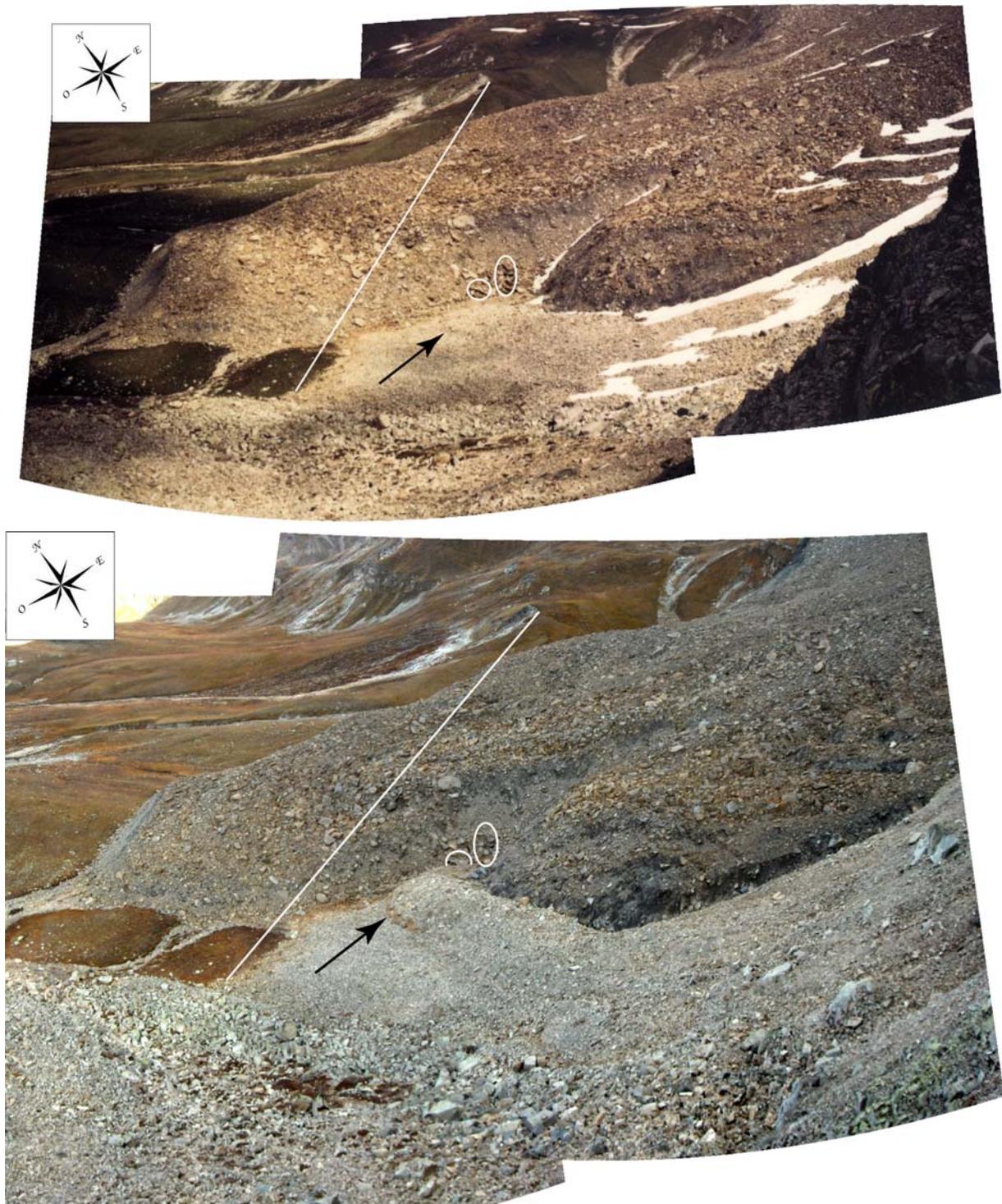


Figure 6.28 : Evolution de la ride L2b (flèche noire) formée dans des sédiments meubles en aval du lobe secondaire L2, comparaison photographique entre 1986 et 2006, malgré une légère différence de prise de vue. En haut : Photographies de 1986 (modifiée de Berweger & Lack, 1986). En bas : Etat en 2006. (photo : septembre 2006). Remarquez l'inactivité du front de L1 trait blanc, ainsi que l'avancée de L2 (grand cercle blanc) et le soulèvement de L2b (petit cercle blanc).

6.6 Conclusions

De toute évidence, grBB est un cas complexe. Les différents intervalles de mesure et les nombreuses données accumulées depuis la fin des années 1980 permettent de proposer une analyse relativement fine de sa dynamique. Toutefois, si un modèle tenant compte des différentes variations du mouvement a été proposé, la dynamique de grBB n'est pas totalement comprise. **Les mécanismes à l'origine des fluctuations à court terme** (saisonniers) particulièrement marquées, **ne sont pour l'instant pas entièrement compris**. La relation complexe entre les températures du sol et le mouvement doit encore être précisée (la poursuite du suivi des températures et des mouvements serait souhaitable dans cette optique). Le rôle de l'hydrologie demande également des précisions et pourrait ouvrir des perspectives de recherche intéressantes (d'autant que le matériel de mesure est déjà disponible sur le site). La comparaison avec d'autres sites est également souhaitable, bien que dans le détail, la déformation d'un glacier rocheux semble fortement liée à des variables locales, donc difficilement transposables d'un site à l'autre.

Ce qui est sûr c'est que la température du sol joue un rôle déterminant dans la formation et l'activité des glaciers rocheux (Kääb 2005). Dans le cas de grBB, bien que certaines portions du G-R semblent contenir beaucoup de glace, la température de cette glace doit être par endroits proche du point de fusion, ce qui facilite et accélère pour l'instant les mouvements observés. Le cas particulier de la ride L2b nous montre un important phénomène de compression du matériel sédimentaire au devant du G-R. À mon sens, seul un mouvement important à la base du lobe L2 peut expliquer la formation rapide de cette ride. En effet, si la déformation ne se produisait que dans des couches superficielles au dessus du niveau du matériel sédimentaire meuble, le G-R se « contenterait » de recouvrir ce matériel sans le déformer considérablement. La morphologie de la ride L2b laisse supposer qu'une importante pression est exercée sur les sédiments meubles (comme si tout le « paquet » du lobe L2 glissait à la façon d'un glissement de terrain rotationnel, le long d'un plan de cisaillement profond). Cette affirmation va un peu à l'encontre du modèle à trois couches proposé (Perruchoud & Delaloye 2006). Dans ce modèle, afin d'expliquer la forte variabilité des vitesses saisonnières, nous avons proposé qu'une part importante de la déformation se produise dans la couche supérieure du G-R. Ce n'est peut-être pas le cas, des phénomènes de refroidissement rapides (ventilation, rôle de l'hydrologie ?) de la couche profonde pourraient peut-être expliquer le ralentissement des vitesses observé durant l'hiver. Il est toutefois possible que la déformation profonde, même si elle ne correspond qu'à une partie de la déformation totale enregistrée en surface suffise à créer la ride L2b. La question reste à mon sens ouverte.

L'augmentation récente de la température moyenne de l'air au cours de ces dernières décennies peut jouer un rôle dans l'accélération des vitesses des G-R (Roer & al. 2005) en particulier par la modification de la température du sol. La relation entre température de l'air et température du sol n'est cependant pas linéaire. De plus, comme nous venons de le voir, la dynamique de grBB (et donc certainement de nombreux autres G-R) est très complexe. Seules des méthodes de positionnement précis et un intervalle de mesure rapproché permettent de saisir convenablement cette complexité.

Les autres sites suivis dans le cadre de ce travail de diplôme n'ont pas été traités avec autant de détails, nous allons aborder dans le chapitre suivant les principaux résultats obtenus.

7. Autres sites

7.1 Lona

7.1.1 Généralités et description

• Généralités :

Gerber (1994) a défini cette forme comme un « *corps sédimentaire meuble* ». Nous pouvons également parler d'un complexe glacier/glacier rocheux au sens de Delaloye & al. (2003). En effet, ce que nous appellerons par la suite « glacier rocheux » de Lona est en fait une forme sédimentaire complexe ayant subi d'importantes déformations glaciaires lors du PAG.

La description de l'ascension du Sasseneire dans le Guide des Alpes Valaisannes (Dübi 1922 p.102) étaye l'affirmation de la présence d'un glacier lors du PAG (figure 7.1).

2. *Du Pas de Lona par l'arête N. Suivre d'abord celle-ci, contourner le P. 2915 par des pentes d'éboulis et gagner le sommet par le glacier en laissant à main droite le P. 2871 (2h. du Pas de Lona).*

3. *Par le versant E. Avant la dernière montée au Pas de Lona, se diriger vers le S. en laissant le lac de Lona sur la gauche et gagner, par des pentes de gazons et d'éboulis puis par le glacier, la large selle neigeuse P. 2902. Traverser le petit névé qui la sépare du Col de Torrent et rejoindre l'itinéraire I(...).* ».



Figure 7.1 : Extrait de la carte Siegfried de 1892 (feuille 487) (Gerber 1994)

• Description du site :

Situé entre le pied du Sasseneire (3253.5 m.) et le lac de Lona, le glacier rocheux du même nom est long d'environ 800m pour une largeur de 500m ; il prend naissance dans une sorte de petit cirque (autrefois occupé par le glacier du PAG) pour se terminer dans le lac de Lona. La figure 7.2 illustre la complexité morphologique du glacier rocheux de Lona.



A



B

Figure 7.2 : (A) Orthophoto du « glacier rocheux » de Lona (Swisstopo 2003). (M1 et M2) moraines de poussée ; (Affl.) affleurement rocheux. (B) Extrait de la carte géomorphologique de la région de Lona (Gerber 1994).

Nous pouvons noter en particulier la présence de deux moraines de poussée (M1-M2, fig.7.2A) et d'un affleurement rocheux qui « coupe » le glacier rocheux en une partie haute et une partie basse. Dû à la complexité et à la taille du glacier rocheux, seule la partie la plus longue (occidentale) a été étudiée (séparation visible sur la fig. 7.2B : trait continu après l'affleurement rocheux).



Figure 7.3 : Glacier rocheux de Lona, vue en direction du SW. Photo : (5 juillet 2005).

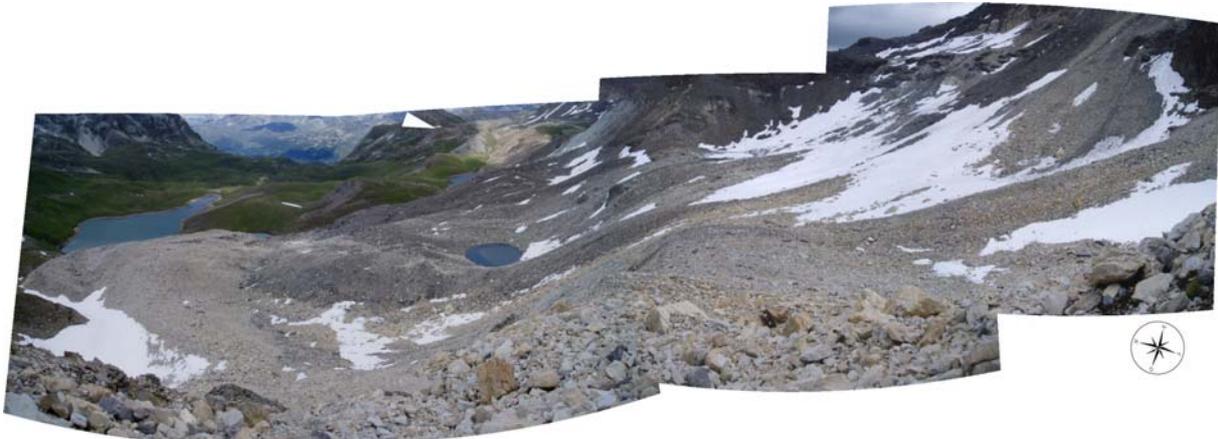


Figure 7.4 : Glacier rocheux de Lona, panorama depuis le prolongement de l'affleurement. La flèche blanche indique la position de la base du GPS. Photo : (5 juillet 2005).

Les figures 7.3 et 7.4 sont des montages de photographies qui illustrent respectivement la partie frontale du glacier rocheux et, en continuation de l'affleurement, la rupture de pente entre la partie haute et la partie basse du G-R. Cette rupture topographique laisse supposer que la partie basse du glacier rocheux de Lona n'est plus alimentée par les pentes du Sasseneire ni en glace ni en matériel rocheux. Qu'en est-il dès lors des caractéristiques thermiques du glacier rocheux ?

La campagne de mesures BTS menée en 2003 (Delaloye & al. 2003) sur le glacier rocheux de Lona ne prétend pas identifier la répartition spatiale du pergélisol, mais permet une illustration des conditions thermiques prévalant cette année là sur le glacier rocheux de Lona (figure 7.5).

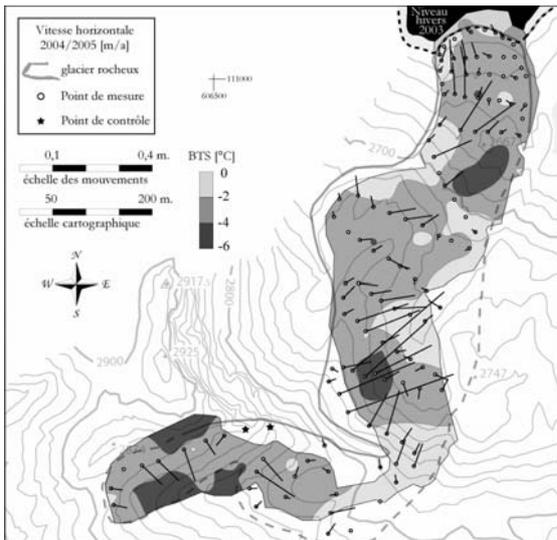


Figure 7.5 : Relation entre les vitesses horizontales de 125 blocs à la surface du GR de Lona entre 2004 et 2005 et la température BTS (modifié de Delaloye & al., 2003).

Des **températures** relativement **froides** ont été détectées **localement** dans la **partie supérieure** du cirque ainsi que **dans la partie basse du glacier rocheux**. Des **zones** relativement plus **chaudes** se trouvent dans la zone à **forte pente** (affleurement) ainsi que dans **de nombreuses zones de la partie basse** du G-R. La **répartition** des températures sur le glacier rocheux de Lona est donc **très hétérogène**. Tout comme à Réchy, l'influence du glacier du PAG semble primordiale. En outre, la figure 7.5 met en relation la température BTS et les déplacements enregistrés entre septembre 2004 et juillet 2005. **La relation température-mouvement s'avère complexe**. Les **BTS n'indiquent pas forcément la présence ou non d'un pergélisol** et d'autres facteurs (effet de pente, présence et caractéristiques de la glace, etc.) entrent en ligne de compte dans la dynamique du G-R.

7.1.2 Mesures effectuées et traitement des données

Dans le cadre de ce travail de diplôme, deux campagnes de mesure ont été entreprises sur le glacier rocheux de Lona. La première (**28 septembre 2004**) a permis la **mise en place** et le **relevé initial** d'un réseau de **127 points** à la surface du G-R (dont deux points de contrôle). La seconde (**5 juillet 2005**) a permis la **répétition des mesures de tous les points** (sauf n°103 et 113 encore sous la neige) ainsi que le **rajout de 10 nouveaux points** (n°128-137).

La figure 7.6 ci-contre indique la position et la numérotation des points mesurés ainsi que la position de la base du GPS. Concernant le traitement des données, aucune correction n'a été effectuée³⁰.

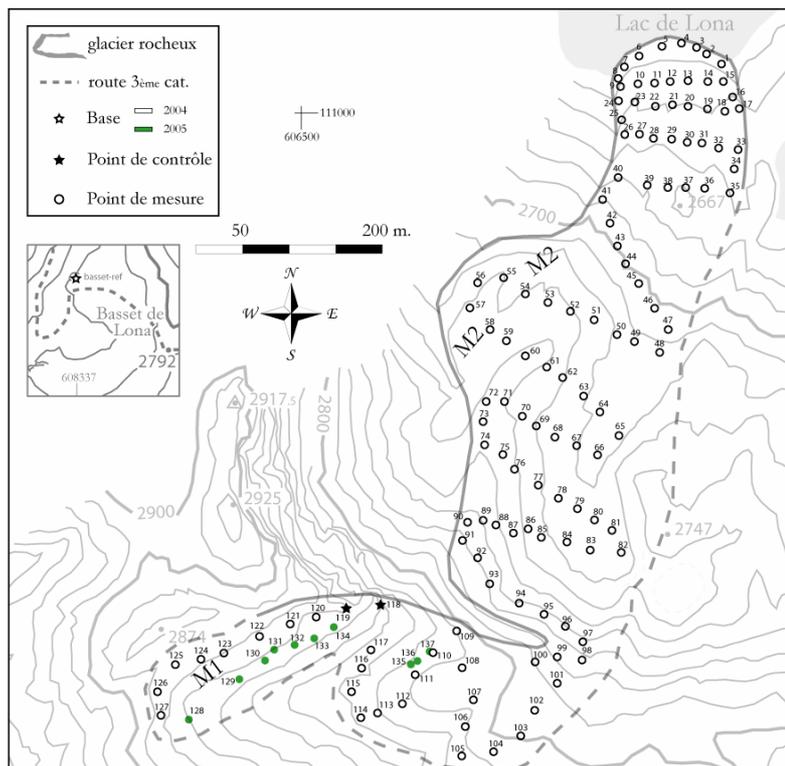


Figure 7.6 : Réseau de points utilisés pour le suivi GPS du glacier rocheux de Lona. L'encart illustre la position de la base du GPS.

³⁰ Les points de contrôle (118 et 119) sont placés sur l'affleurement rocheux. Le bloc 118 est proche d'une paroi verticale, le positionnement précis de ce point est donc difficile (diminution du nombre de satellites, phénomènes de multi-trajets des ondes). Ce point ayant un indice de précision de positionnement inférieur aux points suivis sur le G-R, il n'a pas été retenu pour effectuer une correction. Le point 119 semble plus favorable, néanmoins, la correction potentielle en se basant sur ce seul point était faible (1,1cm en planimétrie et -1,3 cm en altitude). Comme ces valeurs correspondent à la précision de la méthode aucune correction n'a été effectuée.

7.1.3 Résultats

• Période 2004-2005 :

La figure 7.7 présente graphiquement les résultats du **déplacement horizontal** enregistré sur le glacier rocheux de Lona entre septembre 2004 et juillet 2005. Les vitesses sont présentées en moyennes annuelles. **L'amplitude et la direction des mouvements** de surface du glacier rocheux de Lona sont **très hétérogènes**. Les mouvements totaux varient entre 0 et 28cm pour la période septembre 2004/juillet 2005 ce qui correspond à des vitesses annuelles de 0 à 37cm/an.

La figure 7.8 présente graphiquement les résultats (surprenants) du **déplacement vertical** enregistré sur le glacier rocheux de Lona entre septembre 2004 et juillet 2005. Les vitesses sont présentées en moyennes annuelles. Des mouvements verticaux positifs (élévation) ont été enregistrés sur plusieurs zones du glacier rocheux. Les mouvements totaux pour la période varient entre -20 et +9cm soit des vitesses annuelles comprises entre -27 et +12cm/an.

Les zones entourées d'un cercle et nommées A à E présentent une dynamique particulière aussi bien dans le plan vertical (élévation) qu'horizontal (direction anarchique des flux). Les zones B, C et D se situent sur des replats, la zone A se situe sur une portion peu pentue de la partie supérieure du glacier rocheux alors que la zone E se trouve dans la rupture de pente. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour tenter d'expliquer ces cas particuliers. La première concerne les zones B, C et D, les deux autres peuvent s'appliquer à l'ensemble des zones. (1) Les zones B, C et D sont situées sur des replats, en aval de zones particulièrement actives. Des **phénomènes de compression** (incluant une élévation) sont dès lors possibles. (2) Le **soulèvement par le gel** pourrait aussi expliquer en partie l'élévation observée. Les mesures ont été réalisées la première fois en septembre (couche active dégelée) puis répétées en début juillet, donc relativement tôt dans la saison, période à laquelle la totalité de la couche active pourrait ne pas être totalement dégelée. (3) Une **mauvaise précision de la mesure** (généralement voisine de 3cm dans le plan vertical lorsque les conditions sont favorables) n'est toutefois pas exclue. La précision de positionnement pouvant fluctuer au cours d'une même journée et dépasser temporairement ce seuil (Perruchoud 2007a).

Une nouvelle série de mesures en septembre 2005 aurait pu amener un éclaircissement sur ces hypothèses, cette campagne n'a malheureusement pas été effectuée.

• Comparaison avec les mesures 1971-1992 :

Une analyse photogrammétrique des mouvements sur le glacier rocheux de Lona entre 1971 et 1992 a été réalisée par Budmiger (1993, cité par Gerber 1994). Les résultats obtenus alors ont été comparés³¹ avec les mesures disponibles pour la période 2004-2005. Les figures 7.9 et 7.10 présentent les résultats de cette comparaison respectivement dans le plan horizontal et vertical.

Le faible nombre de mesures disponibles pour la période 1971-1992, la mauvaise concordance spatiale avec les mesures récentes associée à la forte variabilité spatiale des mouvements ne permettent pas une comparaison très satisfaisante. Quelques observations générales peuvent toutefois être proposées. Pour les mouvement horizontaux : (a) **la direction des flux semble bien correspondre entre les deux périodes**. (b) **une légère accélération des vitesses entre la période 1971-1992 et la période 2004-2005 n'est pas exclue**. Pour les mouvements verticaux : (c) **une diminution marquée de la perte d'altitude est visible entre les périodes**, il convient toutefois de prendre ce résultat avec précautions vu les incertitudes de précision dans le plan vertical tant pour les mesures anciennes (photogrammétrie) que pour les mesures récentes par GPS. Des données récentes sur une période plus étendue pourraient permettre de lever dans une certaine mesure ce doute.

³¹ Les illustrations de Gerber (1994) contenant une erreur d'échelle, se sont les données numériques issus du tableau 21 (Gerber, 1994 p. 138) qui ont été reprises.

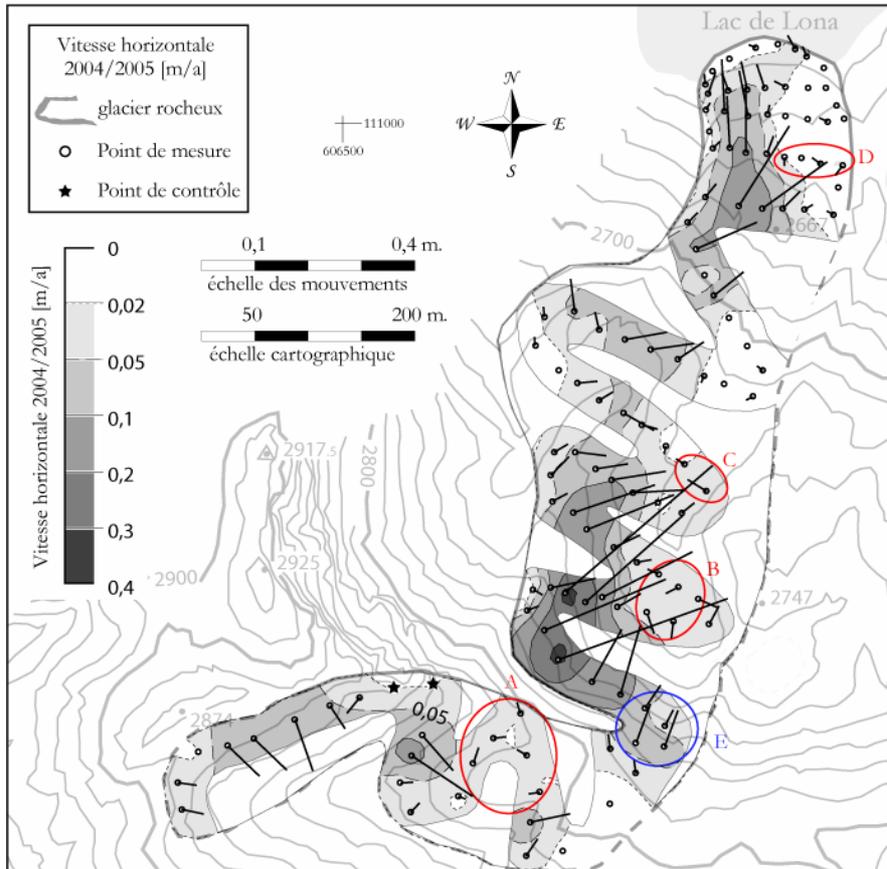


Figure 7.7: Vitesses de déplacement horizontal de 125 blocs à la surface du glacier rocheux de Lona entre septembre 2004 et juillet 2005. Les vitesses sont interpolées (kriging) et présentées en m par année. La direction du mouvement est indiquée pour les blocs dont le déplacement a été > 1 cm au cours de la période investiguée.

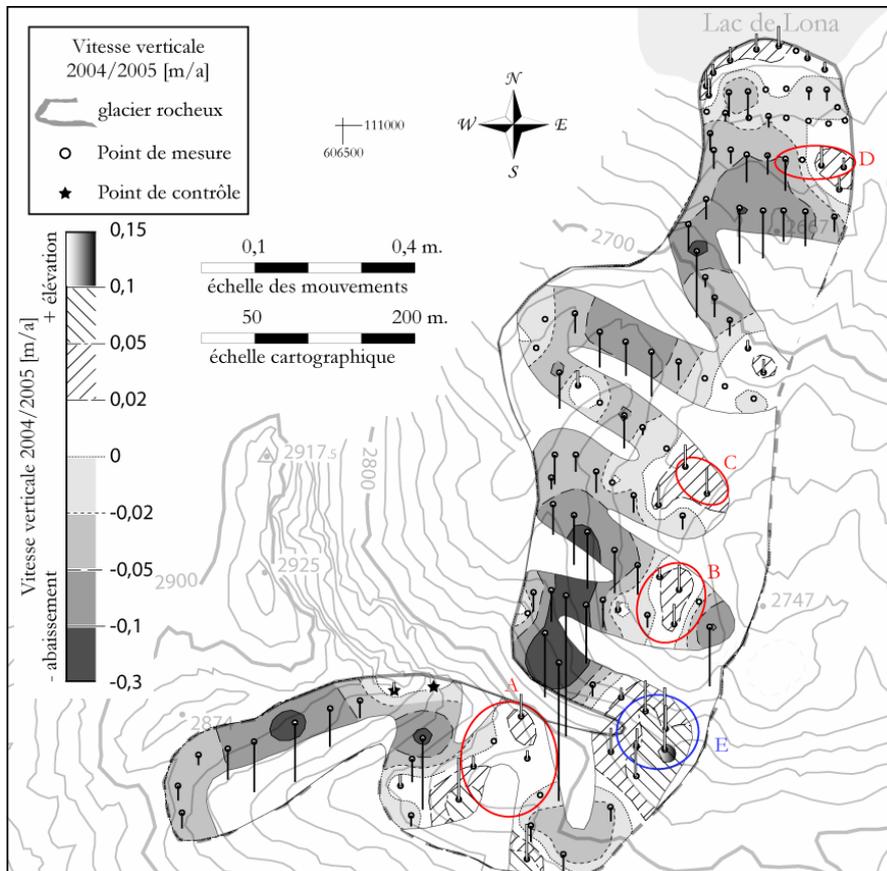


Figure 7.8: Vitesses de déplacement vertical de 125 blocs à la surface du glacier rocheux de Lona entre septembre 2004 et juillet 2005. Les vitesses sont interpolées (kriging) et présentées en m par année. Seuls les blocs dont le déplacement vertical a été > 1 cm au cours de la période investiguée sont illustrés par les barres.

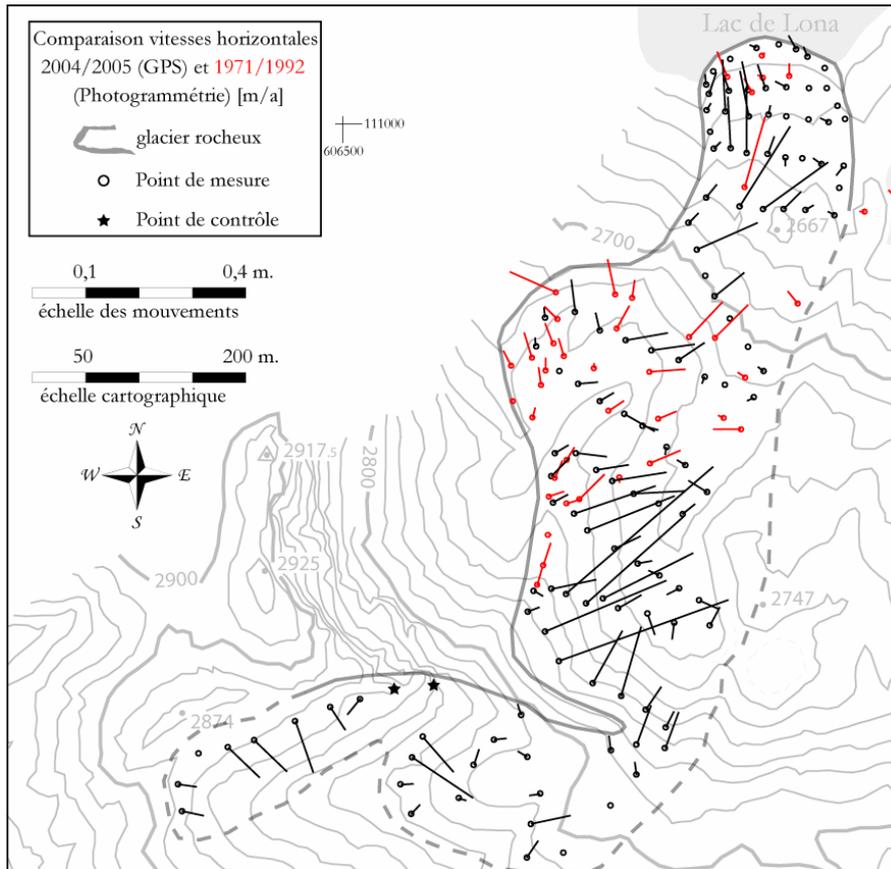


Figure 7.9 : Comparaison des vitesses horizontales annuelles à la surface du GR de Lona. En noir la période 2004/2005 mesurée par GPS et en rouge la période 1971-1992 mesurée par photogrammétrie (Gerber, 1992).

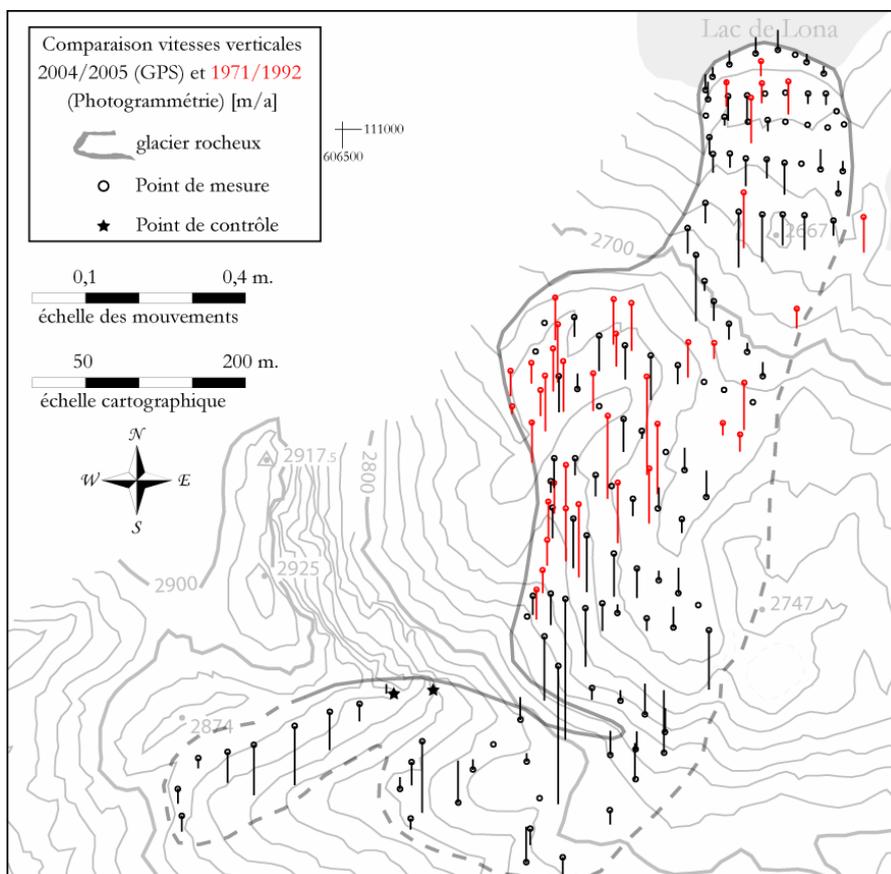


Figure 7.10 : Comparaison des vitesses verticales annuelles à la surface du GR de Lona. En noir la période 2004/2005 mesurée par GPS et en rouge la période 1971-1992 mesurée par photogrammétrie (Gerber, 1992). Les mouvements en direction du sud indiquent un abaissement, ceux en direction du nord une élévation.

7.2 Tsaté

7.2.1 Généralités et description

Dans le cadre d'un mandat visant à la validation de données InSAR (interférométrie radar) en zone de pergélisol, Delaloye & al. (2005) ont identifié plusieurs **glaciers rocheux en « surge »** dans une zone d'étude couvrant une large part du Valais romand. Ce mandat et les travaux de terrain associés ont été entrepris en collaboration avec les Dr. Christophe Lambiel (UNIL) et Ralph Lugon (IUKB).

Un glacier rocheux en « surge » se caractérise selon ces mêmes auteurs par des vitesses de **déformation très rapides** aussi bien en été qu'en hiver. Ces vitesses peuvent atteindre plusieurs cm par jour, produisant ainsi des déplacements de 3 à 5m par an.

Toujours selon Delaloye & al. (2005), les caractéristiques d'un glacier rocheux en « surge » sont : (a) Une **partie frontale instable** avec beaucoup de matériel accumulé, (b) une **forte déstabilisation de la surface** (présence fréquente de **matériel fin**) accompagnée de « failles » ou de crevasses et (c) une **partie déprimée** localisée directement à l'**amont** de la partie frontale et entourée de part et d'autre de « levées » bien marquées.

Lors de l'analyse des images radar, deux glaciers rocheux correspondant à cette description ont été identifiés sur les pentes d'éboulis d'orientation nord-est en aval de la pointe du Tsaté (val de Moiry). La figure 7.11 illustre leur position ainsi que les indices témoignant de l'intense déformation qu'ont subi les sédiments.



Figure 7.11 : Glaciers rocheux de Tsaté (A). Localisation des deux glaciers rocheux (flèches noires) et indices de déstabilisation de la surface en particulier : fissuration (B) et présence de matériel fin (C). Sur le glacier rocheux le plus occidental (à gauche) des levées sont bien visibles de part et d'autre du glacier rocheux (traits blancs). Photo : 8 août 2005.

7.2.2 Mesures effectuées

Une première campagne de terrain sur ce site a été menée le 8 août 2005. Afin de préciser les résultats obtenus par interférométrie, un réseau de mesure par GPS a été mis en place sur les deux glaciers rocheux en question. A cette occasion, 143 points (dont trois points de contrôle) ont été marqués et mesurés sur les glaciers rocheux. La figure 7.12 montre la position de ces points.

Il convient de préciser que quelques points supplémentaires (en continuation du point 234) ont été burinés et marqués à la peinture, mais que leur position n'a pas pu être mesurée par GPS³².

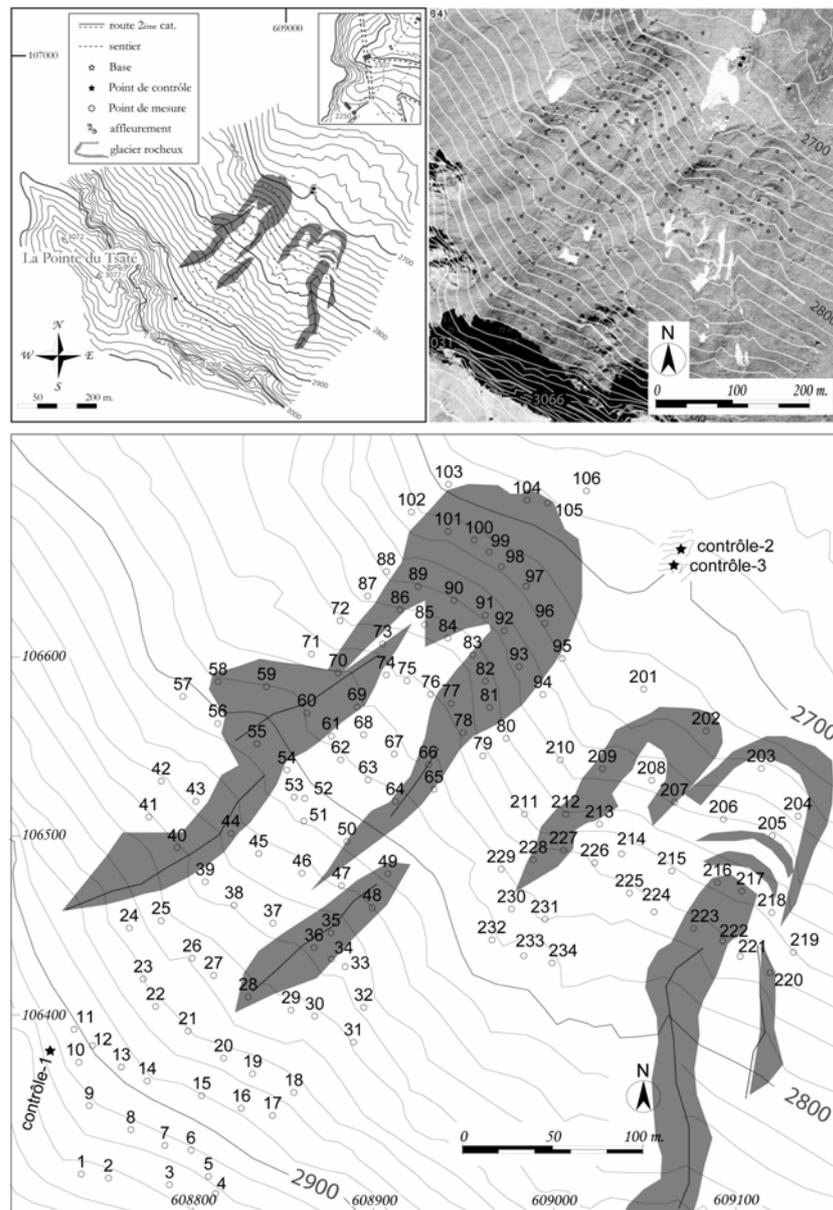


Figure 7.12 : Position et numérotation des blocs marqués sur les glaciers rocheux du Tsaté. La base se trouve en amont du barrage de Moiry (encart).

Les mesures ont été répétées en août 2006 (UNIL, Dr. Christophe Lambiel).

³² Les batteries n'ayant pas tenu jusqu'à la fin des mesures prévues.

7.3 Tsarmines

7.3.1 Généralités et description

• Généralités :

Les mesures de déplacement effectuées sur le glacier rocheux de Tsarmines ont été entreprises à l'initiative du Dr. Reynald Delaloye et en collaboration avec le Dr. Christophe Lambiel (UNIL) qui avait auparavant mené sur le site diverses investigations (sondages géoélectriques, traîné, mesures de température du sol) (Lambiel 2006). Outre le G-R., la présence d'un tassement en rive droite du torrent de Perroc rend l'étude du versant particulièrement intéressante.

• Description du site :

« Le glacier rocheux de Tsarmines prend source au pied de la face nord-ouest de la Blanche de Perroc (3651 m) vers 2670 m d'altitude, pour s'étendre ensuite sur une longueur de près de 500 m. Composée de blocs souvent plurimétriques, la surface du glacier rocheux est relativement plane, sans rides de compression. Les lichens sont abondants dans la moitié inférieure de la formation, sporadiques dans la moitié supérieure. (...) La masse sédimentaire se termine à une altitude de 2480 m par un front très raide et très instable (...). » (Lambiel 2006).



Figure 7.13 : Vue d'ensemble sur le versant de Tsarmines avec le glacier rocheux et le tassement. Photo : 29 août 2005.

La figure 7.13 illustre le versant de Tsarmines tandis que la figure 7.14 présente plus précisément le glacier rocheux (au premier plan).

Il semble que le glacier rocheux de Tsarmines (tout au moins la partie inférieure de celui-ci) ait subi une récente accélération de sa déformation. Plusieurs indices visuels tendent à étayer cette constatation (figure 7.15) : (a) les blocs en surface sont instables, (b) certains blocs sont redressés, (c) d'autres ont

une face couverte de lichen qui se retrouve face au sol, (d) il y a du matériel fin en surface et (e) la végétation qui colonisait le glacier rocheux est arrachée.

Afin de quantifier les mouvements de ce glacier rocheux, un réseau de 90 points permettant son observation a donc été mis en place à partir d'octobre 2004.



Figure 7.14 : Vue sur le glacier rocheux de Tsarmine. Photo : S. Morard 1 juillet 2005.



Figure 7.15 : Blocs à la surface du glacier rocheux. La présence de matériel fin en surface, de végétation arrachée et les blocs retournés (faces couvertes de lichen vers le sol) témoignent de l'activité du glacier rocheux. Photo : S. Morard 1 juillet 2005.

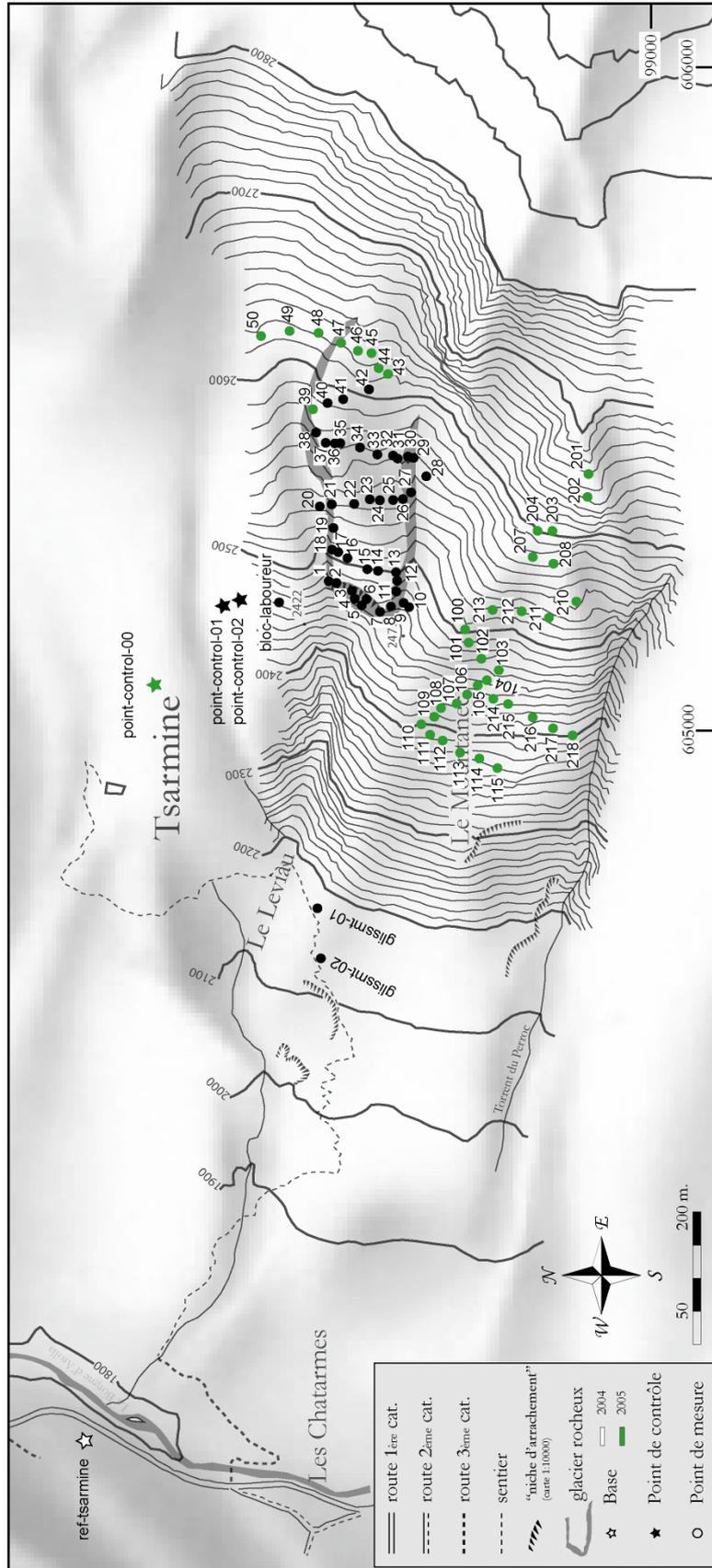


Figure 7.16 : Réseau de mesure de la région de Tsarmine ; localisation et numérotation des points.

7.3.2 Mesures effectuées et traitement des données

La mise en place du réseau d'observation s'est déroulée en trois journées de mesures. Le **4 octobre 2004**, 55 blocs (dont deux points de contrôle) ont été marqués sur ou aux abords du glacier rocheux de Tsarmine. Dû aux parois très élevées qui entourent le site, le nombre de satellites visibles pour le positionnement GPS peut s'avérer insuffisant selon les moments de la journée. C'est pourquoi certains points (blocs 39 et 43 à 50) n'ont pas pu être mesurés lors de la première campagne. Le **1^{er} juillet 2005** les mesures ont été répétées ou effectuées pour la première fois et 16 nouveaux blocs (100 à 115) ont été marqués pour assurer le suivi du tassement. Puis, le **24 août 2005**, une nouvelle campagne a permis la répétition des mesures et l'extension du réseau d'observation sur le tassement (blocs 201 à 218). La figure 7.16 localise les différents points suivis sur le versant de Tsarmine.

Concernant le traitement des données : l'analyse des deux points de contrôle (01 et 02) révèle une différence de positionnement de ces deux points plus importante que celle attendue. Pour octobre 2004 – juillet 2005, la différence est de 3cm en planimétrie alors que pour juillet 2005 – août 2005 la différence est de 5cm en élévation. Ces valeurs sont plus élevées que les valeurs attendues puisque la précision est normalement de 1cm en planimétrie et 3cm en élévation. Le contexte particulier (un horizon réduit qui fournit peu de satellites, ou une mauvaise géométrie des satellites) pourrait expliquer cette différence à moins que les points choisis ne soient pas aussi stables que présumé. Afin d'affiner l'analyse, un troisième point de contrôle (00) a été ajouté en août 2005. Malgré ces observations, aucune des données n'a été corrigée car l'ampleur des mouvements (1,8m en planimétrie et jusqu'à 80cm en altitude) est largement plus grande que l'incertitude de la mesure. Pour la période juillet 2005 - août 2005 il convient toutefois de rester particulièrement prudent avec les moyennes annuelles car l'incertitude est multipliée par 6,5. Il conviendra à l'avenir de porter une attention particulière à l'analyse des points de contrôle sur ce site afin de comprendre et au besoin de corriger les différences observées.

7.3.3 Résultats

La figure 7.17 présente les mouvements obtenus sur le versant de Tsarmine entre octobre 2004 et août 2005.

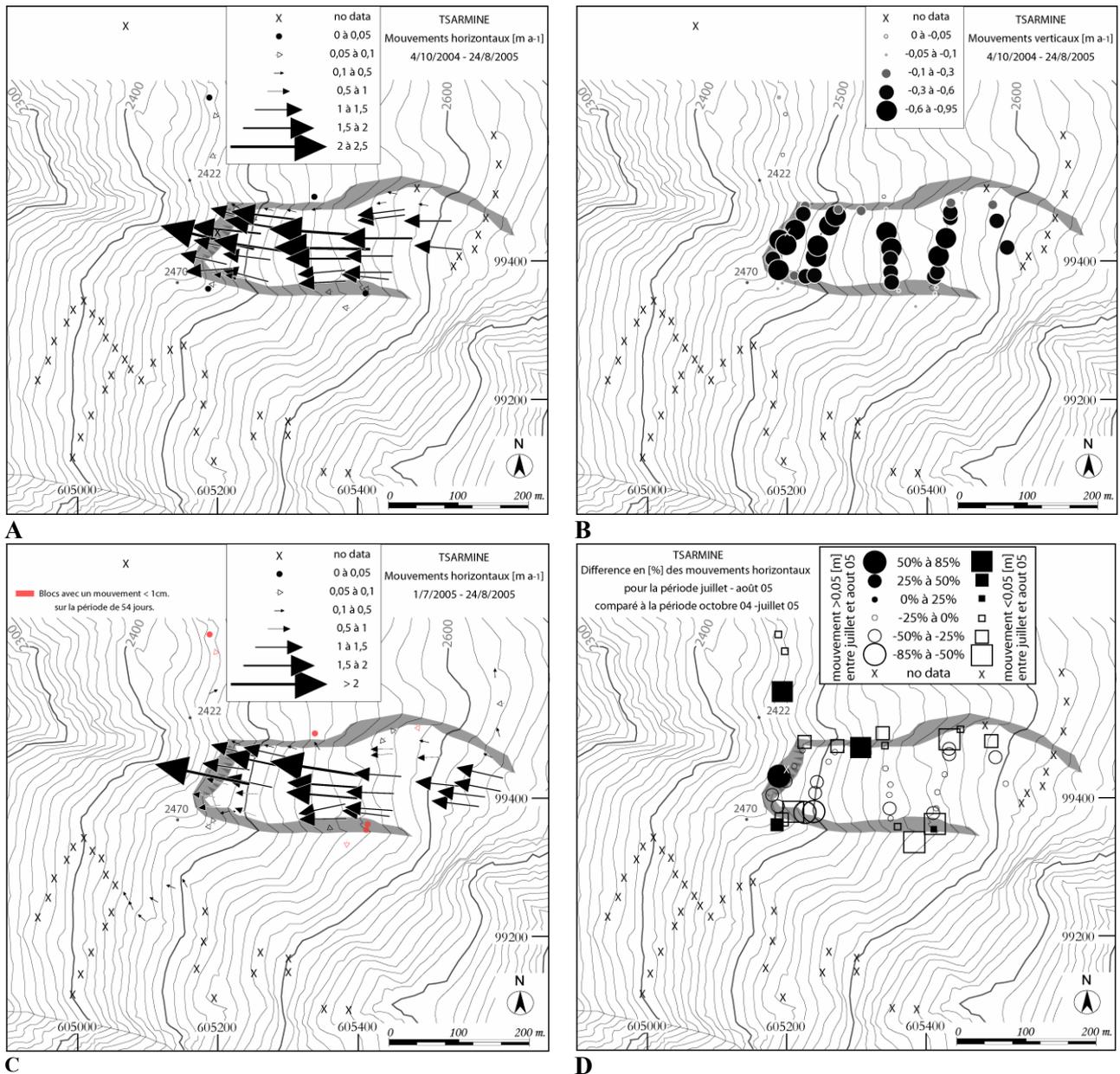


Figure 7.17 : Mouvements mesurés dans la région de Tsarmine. A : mouvements horizontaux octobre 2004 – août 2005. B : mouvements verticaux octobre 2004 - août 2005. C : mouvements horizontaux juillet 2005 - août 2005. D : Comparaison des vitesses horizontales en juillet 2005 - août 2005 par rapport à la période octobre 2004 - juillet 2005.

A : Le glacier rocheux de Tsarmine est actif, les vitesses de déplacement à sa surface varient spatialement. Elles sont faibles sur la marge nord du glacier rocheux, alors que le déplacement est particulièrement rapide au centre et au front du G-R atteignant par endroits jusqu'à 2,1m par an.

B : Le mouvement vertical est également important, ce qui n'est guère étonnant vu l'ampleur du mouvement horizontal. S'il est difficile de séparer les différentes composantes du mouvement vertical, il semble que l'effet de pente (transport des blocs d'amont en aval) joue ici le rôle principal.

C : Les mouvements horizontaux mesurés durant l'été (juillet 2005 - août 2005) montrent une dynamique de la répartition des flux sur le G-R de Tsarmine similaire à celle de la période octobre 2004 – août 2005. Un déplacement horizontal (2 à 5cm en 54 jours) et vertical (abaissement de 0 à 8cm en 54 jours) a également été mesuré sur le tassement.

D : Une comparaison est proposée entre les vitesses de juillet 2005 - août 2005 et la période octobre 2004 – juillet 2005. La grande majorité du G-R a vu sa vitesse décroître en 2005 d'environ 20%. Cette affirmation suppose que la vitesse juillet-août soit représentative de la vitesse annuelle du G-R, si tel n'était pas le cas, la figure D n'indiquerait qu'une fluctuation saisonnière de la déformation.

7.4 Ignes

7.4.1 Généralités et description

Situé dans un cirque au sud du massif des Aiguilles Rouges, le site regroupe deux **glaciers couverts** (figure 7.18). Le glacier couvert des Ignes (premier plan) qui est formé d'une arche de glace recouverte de débris rocheux. Et un second glacier couvert (au deuxième plan, lettre D sur la figure 7.18) qui est un résidu du glacier inférieur des Aiguilles Rouges (lui-même se trouvant directement sous les parois rocheuses à l'emplacement de la tache de neige sur la figure 7.18). Une investigation géoélectrique a été menée sur ce site par le Dr. R. Delaloye le 29 septembre 2004. L'endroit constituant une bonne occasion de mesurer les mouvements verticaux (abaissement) dus à la fonte de la glace massive, une quarantaine de points permettant un suivi des mouvements par GPS ont en outre été marqués lors de cette même campagne.

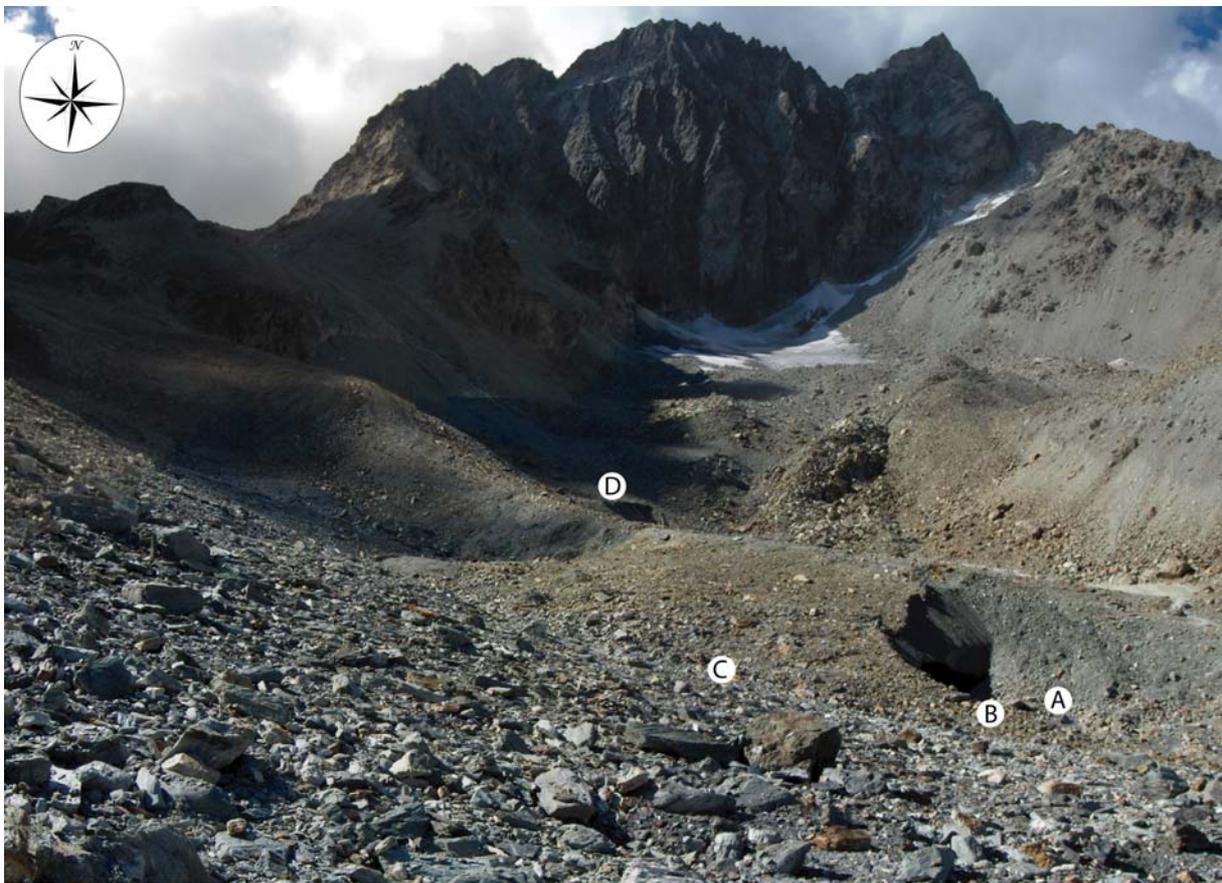


Figure 7.18 : Panorama de la région des Aiguilles Rouges avec au premier plan le glacier couvert des Ignes, Photo :29 août 2005.

Les figures 7.19 et 7.20 sont associées à la figure 7.18 pour permettre une description détaillée du site.

A : L'arche se compose de glace massive, entaillée à la base par l'écoulement sous-glaciaire qui l'a érodée au point de former une cavité s'étendant sur toute la longueur du glacier (soit environ 60m). Au-dessus de la glace se trouve une faible épaisseur (60 à 80cm) de sédiments meubles.

B : En rive droite de l'arche, côté aval, la glace massive se fissure et tombe de la paroi du glacier couvert.



Figure 7.19 : Vues sur l'arche du glacier couvert des Ignes. A : vue depuis l'aval. B : vue en direction de l'aval sur la rive droite de l'arche ; le cliché est pris depuis le sommet du glacier couvert. Photo : 29 août 2005.



Figure 7.20 : (C) Vue depuis le dessus de l'arche sur la marge du glacier couvert des Ignes (rive droite). Des formes de dépressions, de failles et de tassements dues à la fonte de la glace massive sous-jacente sont visibles. (D) Vue sur le front du glacier couvert annexe (résidu du glacier inf. des Aiguilles rouges).

C : La zone de transition entre le glacier couvert et le versant présente des formes de tassement et de fissuration certainement dues à la fusion de la glace.

D : Le front du glacier couvert annexe qui se trouve au nord du glacier des Ignes, montre également la présence de glace massive proche de la surface. Les points 31 à 37 se situent juste au-dessus de cet affleurement de glace.

7.4.2 Mesures effectuées

Le **29 septembre 2004**, en parallèle à l'investigation géoélectrique, quarante points permettant le suivi des glaciers couverts ont été marqués et mesurés. La figure 7.21 illustre la position de ces points ainsi que la position des points de contrôle et de la base (le centre de trois sondages géoélectriques sont également représentés). Le **29 août 2005**, ces mesures ont été répétées et deux nouveaux points de contrôle (00 et 01) ont été ajoutés à proximité du site.

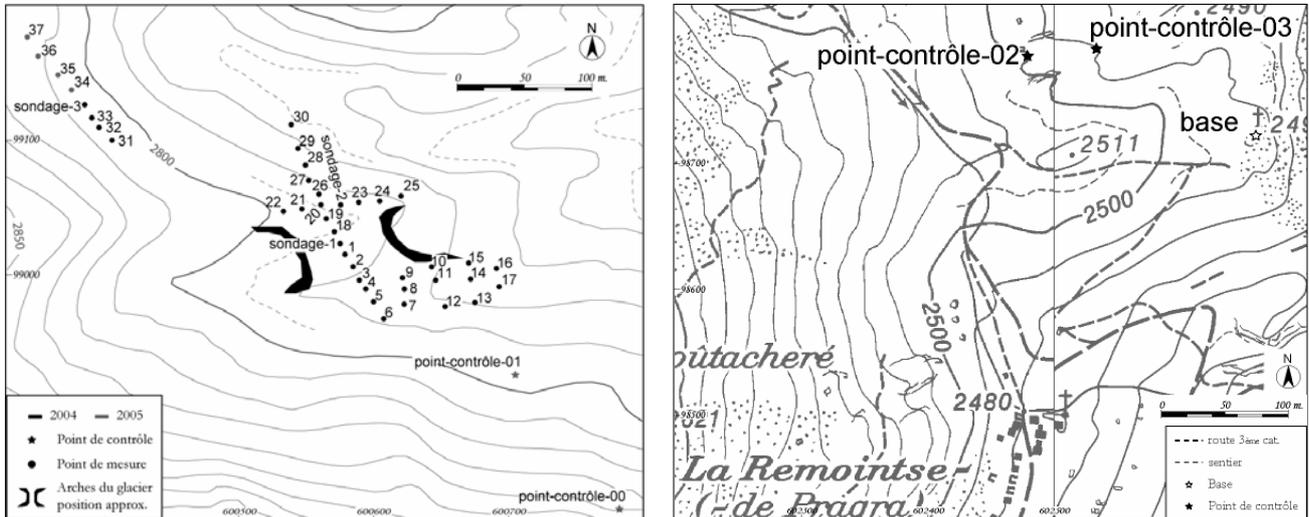


Figure 7.21 : Position et numérotation des points suivis sur le site des Ignes (à gauche) et position de la base et des points de contrôle (à droite).

Une correction des données a été nécessaire (les coordonnées de la base n'étant pas identiques lors des deux campagnes, les données de 2005 ont été corrigées en fonction de la position de la base en 2004). Hormis cette correction, la comparaison des points de contrôle 02 et 03 est très satisfaisante puisque le décalage entre septembre 2004 et août 2005 est inférieur à 1cm et ceci tant en planimétrie qu'en élévation.

7.4.3 Résultats

Les figures 7.22 et 7.23 présentent respectivement les résultats des mouvements mesurés dans le plan vertical et horizontal.

Les **mouvements verticaux** (abaissement) sont **particulièrement marqués sur les deux glaciers couverts**. Concernant le premier glacier couvert, l'abaissement mesuré sur 334 jours est important au centre de l'arche (33cm en moyenne soit 36cm par an) ainsi que sur la moraine latérale gauche (50cm en moyenne) puis diminue voire disparaît lorsque l'on quitte l'arche ou sa moraine. L'abaissement est faible à nul sur la rive droite du glacier couvert (pente couverte de rochers) et une légère élévation a même été mesurée sur le replat en rive gauche du glacier couvert (points 28, 29, 30).

Concernant le second glacier couvert, les blocs 34 à 37 n'ont pas pu être mesurés en 2004 à cause d'un problème d'autonomie des batteries, néanmoins, quatre points sont disponibles pour l'analyse (blocs 31 à 33 et sondage-3). L'abaissement moyen de ces quatre points est de 48cm en 334 jours (soit 53cm par an) et le mouvement horizontal moyen est également de 48cm. Sur une pente de 45°, cet abaissement pourrait être expliqué par l'effet de pente, c'est-à-dire que le transport horizontal du bloc induirait un abaissement de même ampleur dans le plan vertical. Toutefois la pente est d'environ 25-30° à cet endroit, ce qui signifie que l'abaissement mesuré est 3 à 4 fois supérieur à celui causé par la pente. **La fonte de la glace massive joue donc un rôle important dans les mouvements verticaux observés.**

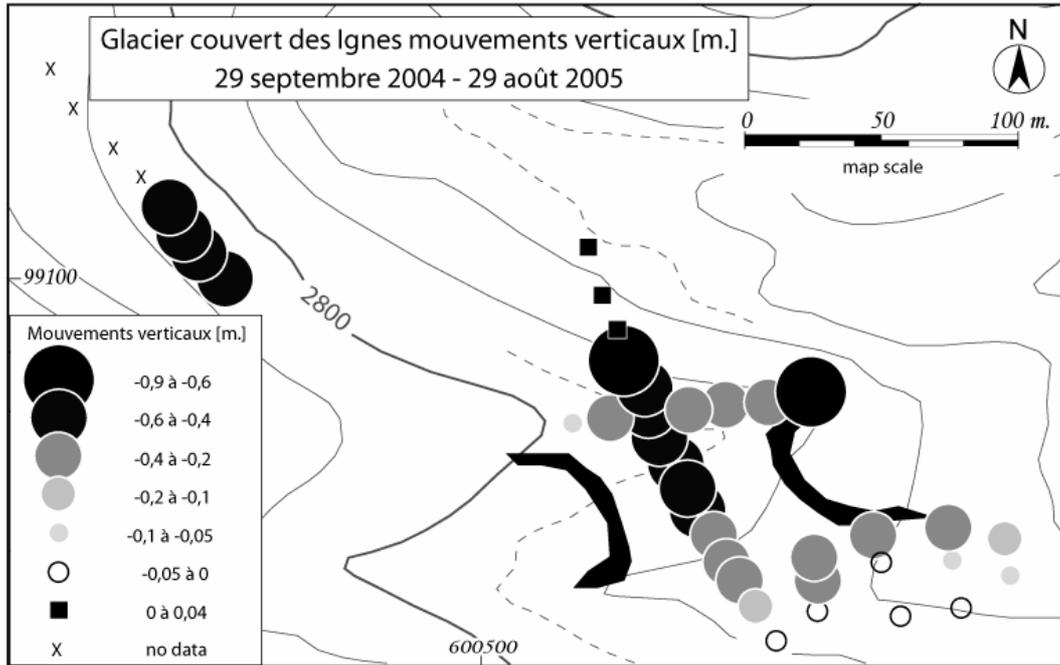


Figure 7.22 : Mouvements verticaux mesurés entre le 29 septembre 2004 et le 29 août 2005.

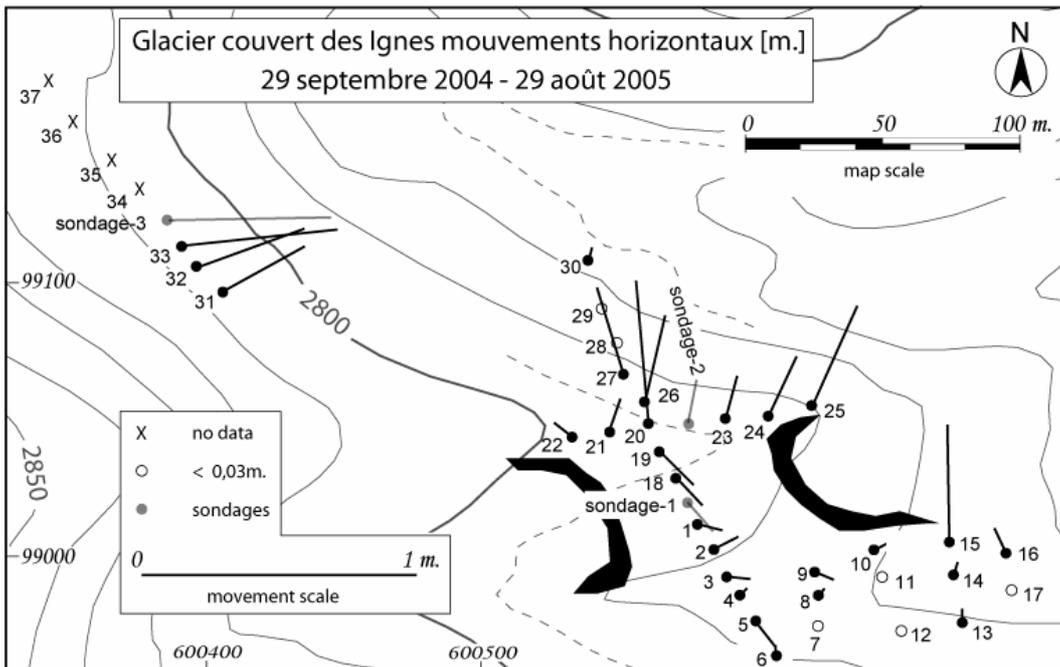


Figure 7.23 : Mouvements horizontaux mesurés entre le 29 septembre 2004 et le 29 août 2005.

Les **mouvements horizontaux** (figure 7.23) sont complexes et **dépendent** en grande partie **de la morphologie** des glaciers couverts et de leurs alentours. **La composante verticale du mouvement** joue également un rôle important par le tassement du matériel sédimentaire induit par la fonte de la glace. Les points 20 à 27 et le sondage-2 sont sur le flanc externe de la moraine latérale gauche du glacier couvert et se déplacent en direction de l'aval de la moraine. La transition entre l'arche et la pente de la rive droite du glacier couvert des Ignes est moins nette (figure 7.18C), elle correspond à une zone affectée par des dépressions et des failles qui résultent de la fonte de la glace (figure 7.20C). Les points 31 à sondage-3 se trouvent sur le sommet du front du second glacier couvert (figure 7.20D).

7.5 Mt-Dolin

7.5.1 Généralités et description

Le glacier rocheux du Mont-Dolin prend naissance au bas du talus d'éboulis de la paroi ouest du Mt-Dolin (val d'Arolla) et s'écoule dans le cirque des Fontanesses. Plusieurs études ont été menées sur le site (Gardaz 1998 ; Lambiel 2006), elles fournissent en particulier des informations sur l'hydrologie, la distribution du pergélisol et le régime thermique du sol. Le glacier rocheux a une morphologie complexe, il se compose de nombreux lobes plus ou moins allongés formés de sédiments variés tant en terme de taille que de lithologie. La partie frontale du glacier rocheux a été aménagée pour permettre la réalisation d'un télési.



Figure 7.24 : Talus d'éboulis et glacier rocheux du Mt-Dolin traversé dans sa partie frontale par un télési. Photo : 22 août 2004.

7.5.2 Mesures effectuées

La première campagne a eu lieu le **22 août 2004**. Une centaine de points (dont deux points de contrôle) ont été marqués et mesurés à cette occasion. Les mesures ont ensuite été répétées le **27 juin 2005** puis le **29 août 2005**. Lors des mesures de juin 2005, 14 nouveaux points ont été rajoutés. Il s'agissait d'un point de contrôle, de trois blocs supplémentaires et du « doublement » de dix blocs trop superficiels (c'est-à-dire de blocs de surface pas suffisamment pris dans la masse sédimentaire). Dix nouveaux points (choisis sur des blocs ancrés plus profondément dans la masse sédimentaire) ont donc été marqués et mesurés à proximité de chacun des dix blocs initiaux. Ces points ont été numérotés comme les points superficiels auxquels ils se rapportaient en y ajoutant toutefois la lettre -b. En août 2005 un nouveau point fut également ajouté : le point 10-b qui se trouve en aval du front du glacier rocheux dans une dépression de la route de la piste de ski suspectée de subir un tassement dû à la fonte de glace (voir cas particulier 7.5.3). La figure 7.25 illustre le réseau servant à mesurer les déplacements de blocs en surface de la pente d'éboulis et du glacier rocheux du Mt-Dolin.

La précision des résultats obtenus lors de ces trois campagnes est tout à fait satisfaisante, aucune correction n'a été nécessaire, il convient toutefois d'écarter le point de contrôle-01 de l'analyse, celui-ci étant positionné sur le socle d'un pylône du télési, ce qui altère le positionnement du point.

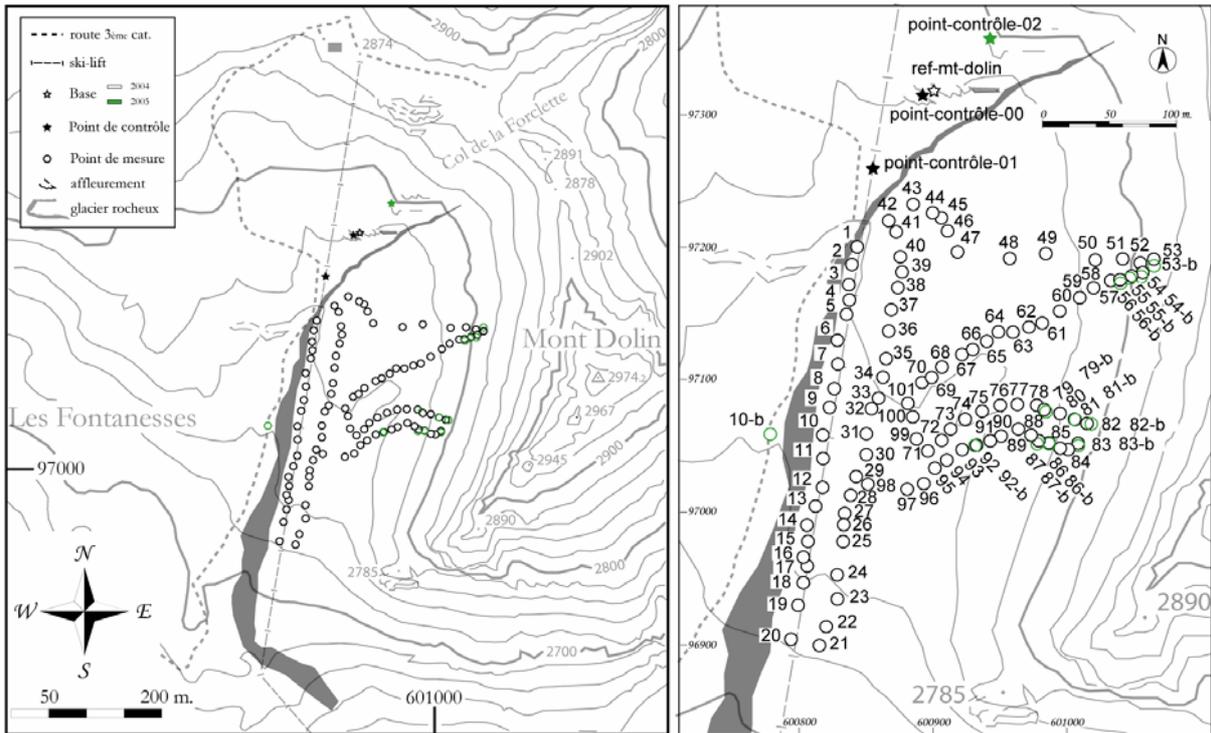


Figure 7.25 : Localisation du réseau de mesure mis en place en surface du glacier rocheux et de la pente d'éboulis à l'ouest du Mt-Dolin.

7.5.3 Résultats

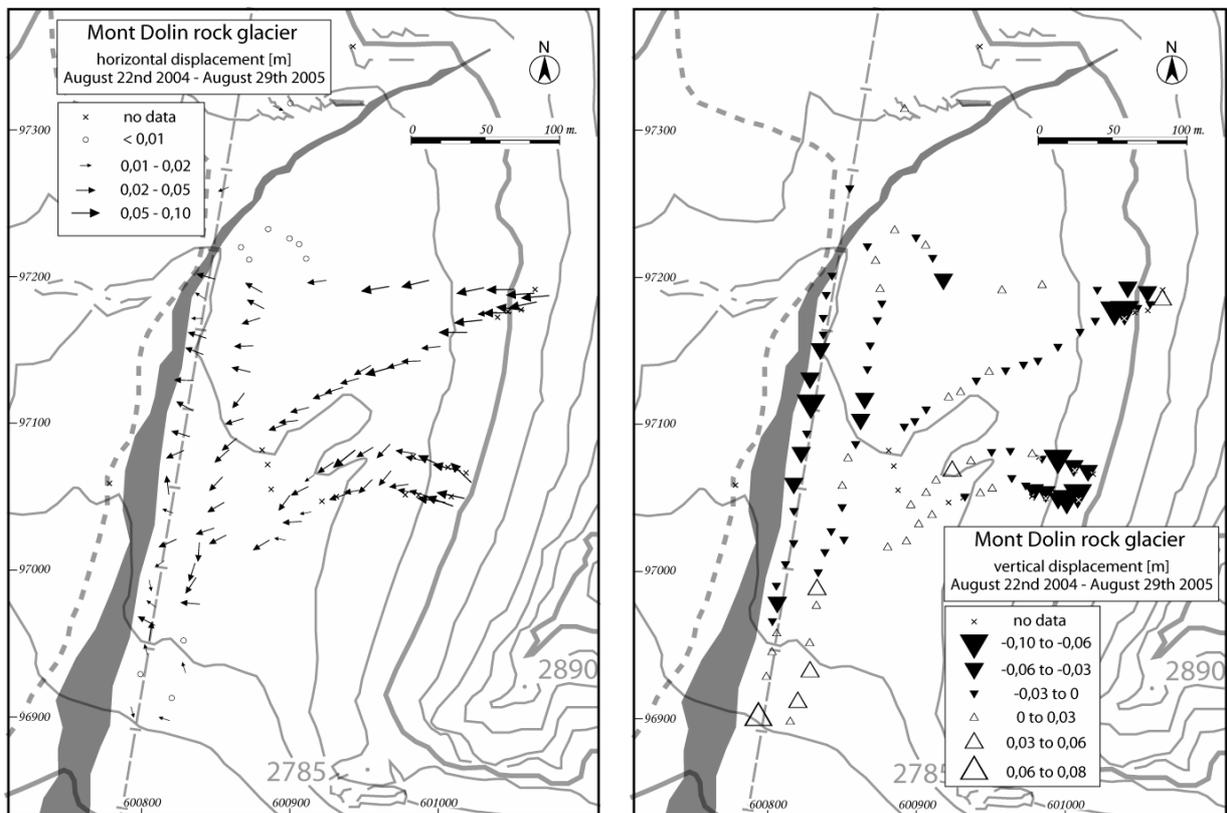


Figure 7.26 : Mouvements horizontaux (gauche) et verticaux (droite) en surface de l'éboulis et du G-R du Mt-Dolin.

La figure 7.26 illustre les mouvements mesurés sur l'éboulis et le glacier rocheux du Mont-Dolin. D'une manière générale, **les mouvements horizontaux annuels sont faibles** (compris entre 0 et 10cm). Les mouvements les plus importants sont situés dans l'éboulis, là où la pente est la plus élevée. La dynamique du glacier rocheux est particulière, la partie la plus au nord flue lentement en direction de l'ouest, tandis que la partie sud semble plutôt fluer vers le sud/sud-ouest. Il serait intéressant de cartographier précisément les différentes rides du glacier rocheux afin d'estimer leur rôle dans la dynamique du G-R. Dans le plan vertical, les résultats varient d'une élévation de 8cm à un abaissement de 10cm. Il est intéressant de remarquer que **la partie frontale du G-R connaît un abaissement généralisé**, qui pourrait être un signe de tassement suite au remaniement du G-R lors de la construction du télési, dans ce contexte, un éventuel réajustement thermique du permafrost est envisageable. Toutefois, les mouvements mesurés étant faibles (seul 27 blocs montrent un mouvement > à 3cm), il convient de rester prudent lors de l'analyse et une seconde année de mesure s'avère nécessaire afin de valider les résultats obtenus. En plus des observations générales qui viennent d'être présentées, d'autres analyses ont été effectuées. L'une d'elles vise à différencier le phénomène de fluage du pergélisol (propre à la dynamique du glacier rocheux) du phénomène plus superficiel de solifluxion jouant un rôle important dans le mouvement des pentes d'éboulis.

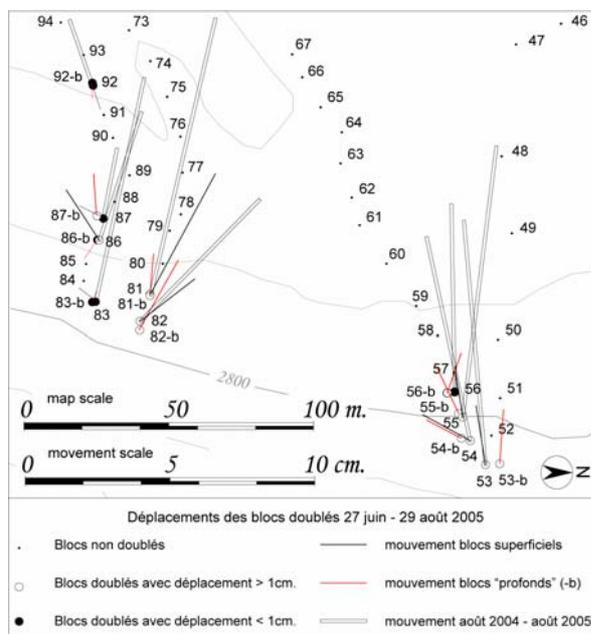


Figure 7.27 : Comparaison des déplacements entre des blocs superficiels et des blocs « profonds » pour la période du 27 juin au 29 août 2005.

La figure 7.27 représente une analyse menée sur dix paires de blocs. Dans la pente d'éboulis qui alimente le glacier rocheux, un bloc profondément pris dans la masse de sédiments (fluage) et un bloc qui repose dans cette masse de façon superficielle (donc plus sensible à la solifluxion) ont été choisis à quelques mètres d'intervalle afin de former une paire. Seuls les paires dont chaque bloc a eu un mouvement > à 1cm au cours de la période du 27 juin au 29 août 2005 (ronds blancs) ont été prises en compte. Cinq paires ont été écartées car le déplacement relevé était trop faible (ronds noirs). On remarque que sur cinq paires restantes, quatre ont connu un **déplacement horizontal des blocs superficiels « profonds » (traits rouges) plus important que celui des blocs « profonds » (traits noirs)**. L'échantillon étant trop petit, il n'a pas été jugé opportun de quantifier cette différence. Ceci pourrait éventuellement être envisagé si un intervalle temporel plus important (1 année) permettait aux dix paires d'enregistrer des déplacements significatifs.

Comme deux campagnes ont été menées en 2005, d'éventuelles variations saisonnières peuvent être analysées. L'extrapolation en vitesses annuelles de la période estivale (27 juin – 29 août 05 soit 63 jours) est délicate. En effet, les mouvements horizontaux mesurés durant cette période sont faibles (entre 0 et 5 cm, avec une moyenne de 1cm pour les 103 blocs comparés) beaucoup de ces mesures ne dépassent pas l'intervalle de précision de la méthode GPS. Cela rend l'extrapolation en vitesse annuelle (multiplication des mesures par ~5.7) insensée et ne ferait que multiplier l'imprécision. Une autre approche est toutefois proposée. Il s'agit d'estimer **la part des déplacements estivaux par rapport aux déplacements totaux** (22 août 04 - 29 août 05). Cette méthode ne multiplie pas les vitesses des deux mois de mesure pour obtenir une vitesse annuelle, mais compare les déplacements de ces deux mois avec les déplacements totaux. La figure 7.28 ci-dessous en présente les résultats.

Afin de réaliser cette analyse, plusieurs étapes ont été suivies. Sur les 99 mesures annuelles disponibles pour la période du 22 août 04 au 29 août 05, seules celles avec un déplacement horizontal >2cm ont été retenues (soit 66 mesures). Il convenait encore d'éliminer de l'analyse trois mesures dont

le déplacement estival dépassait le déplacement total (dû à une différence de direction du flux de plus de 90° entre les périodes). A cause de la faible ampleur des mouvements, ces résultats doivent être pris avec précaution, ils donnent un ordre de grandeur maximal des déplacements de la période estivale.

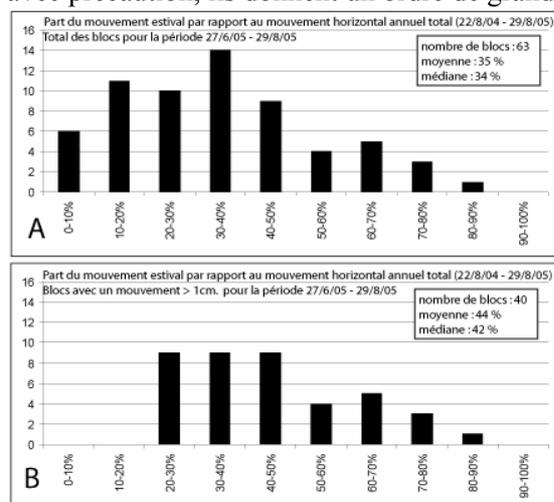


Figure 7.28 : Part des déplacements de la période estivale (juillet – août 05) dans les déplacements totaux (août 04 – août 05).

Les mouvements des 63 blocs restants ont donc été comparés afin de déterminer la part de la période estivale (27 juin – 29 août 2005) par rapport aux mouvements de l'année entière (figure 7.28A). La moyenne alors obtenue est de 35%. Cela signifie que 35% des déplacements totaux se sont déroulés durant ces 63 jours (17% de l'année). En éliminant des calculs les mesures inférieures à 1cm durant la période estivale (figure 7.28B), il ne reste plus que 43 blocs à comparer, et la moyenne passe alors à 44%. Cela signifie qu'une **importante partie du déplacement total se produit durant la période estivale** (et automnale). Cette affirmation est également visible sur d'autres sites (Réchy en particulier) où les vitesses sont élevées depuis le mois de mai et restent hautes jusqu'en novembre - décembre avant de fortement diminuer. Cette affirmation correspond aux résultats obtenus dans d'autres études (Haeberli 1985, Kölbinger 2001).



Figure 7.29 : Dépression en aval du front du G-R, sur la route menant à la station du télésiège. Photo : 29 août 2005.

Cas particulier :

Une dépression vaguement circulaire est visible sur la route menant à l'arrivée du télésiège, en aval du front du glacier rocheux (figure 7.29). La forme de cette dépression fait penser à un affaissement dû à la fonte de glace dans le sol (thermokarst). Afin de vérifier cette hypothèse, un point de mesure (10-b) a été placé dans cette dépression lors de la dernière campagne de mesure en août 2005 (voir figure 7.25 pour la localisation). Aucune donnée n'étant encore disponible à ce stade, cette affirmation ne reste pour l'instant qu'à l'état d'hypothèse.

En résumé :

- Le glacier rocheux du Mt-Dolin est **actif**, mais **les mouvements horizontaux annuels sont faibles** (2 à 4 cm/an) atteignant 10 cm/an dans la pente d'éboulis qui l'alimente (dans la pente d'éboulis, le mouvement semble dû principalement à la solifluxion, même si des phénomènes gravitaires ne peuvent pas être écartés).
- Les **mouvements verticaux** pourraient, dans certains secteurs, **témoigner d'un tassement** en particulier dans la bordure ouest du glacier rocheux puisque des mouvements d'abaissement significatifs (3 à 6cm/an) y ont été relevés alors que la topographie y est relativement plane.
- **L'incidence du télésiège** sur les mouvements du glacier rocheux est **difficile à quantifier**, elle a été présumée négligeable dans cette étude même si elle pourrait avoir une incidence sur le régime thermique du permafrost (réajustement).

7.6 Mille

7.6.1 Généralités et description

« Le glacier rocheux des Savoires prend naissance vers 2430 m. La partie supérieure est presque plate. A 2400 m intervient un changement de pente brusque au-dessous duquel se développe la langue du glacier rocheux. Le front se situe à 2340 m. Haut d'une dizaine de mètres, il est raide et partiellement instable. Un champ de blocs s'étend encore au-delà du glacier rocheux sur une distance de 10 à 20 m. » (Delaloye 2004).



Figure 7.30 : Glacier rocheux des Savoires. Photo : R. Delaloye octobre 2002.

La figure 7.30 illustre le glacier rocheux des Savoires qui se situe en dessous du Mont-Brulé (2543 m), à la limite inférieure régionale des glaciers rocheux actifs/inactifs dans les versants N à NE (Delaloye & Morand 1997). Ce glacier rocheux a fait l'objet de nombreuses mesures thermiques et géoélectriques depuis 1996 (Delaloye 2004). Des mesures BTS y sont en particulier répétées chaque année depuis plus de 10 ans (ScNAT 2004).

7.6.2 Mesures effectuées

La première campagne de mesure GPS sur le glacier rocheux des Savoires a été menée le **24 juin 2003** par des étudiants de l'IGUF lors d'un camp de terrain dirigé par le Dr. R. Delaloye à l'alpage de Mille. Lors de cette campagne 43 blocs (sans point de contrôle) ont été peints et mesurés, mais la position exacte des points mesurés n'a pas été marquée au burin. Le **30 juin 2004**, les 43 blocs ont été burinés à l'emplacement de la marque de peinture et mesurés à nouveau (l'incertitude supplémentaire quant à la précision de positionnement est généralement estimée à 1cm). 42 nouveaux points (dont trois points de contrôle) ont en outre été ajoutés afin de couvrir l'ensemble du G-R. Le **27 septembre 2004**, une nouvelle campagne de mesure a été entreprise et deux nouveaux points mesurés sur une petite ride en aval du front du glacier rocheux. Enfin, le **28 juin 2005** l'ensemble des mesures ont été répétées. La position de ces différents points est illustrée à la figure 7.31.

Les données de 2005 ont été corrigées en fonction des trois points de contrôle disponibles. La correction est due au changement de coordonnées allouées à la base du GPS entre la campagne de 2004 et celle de 2005.

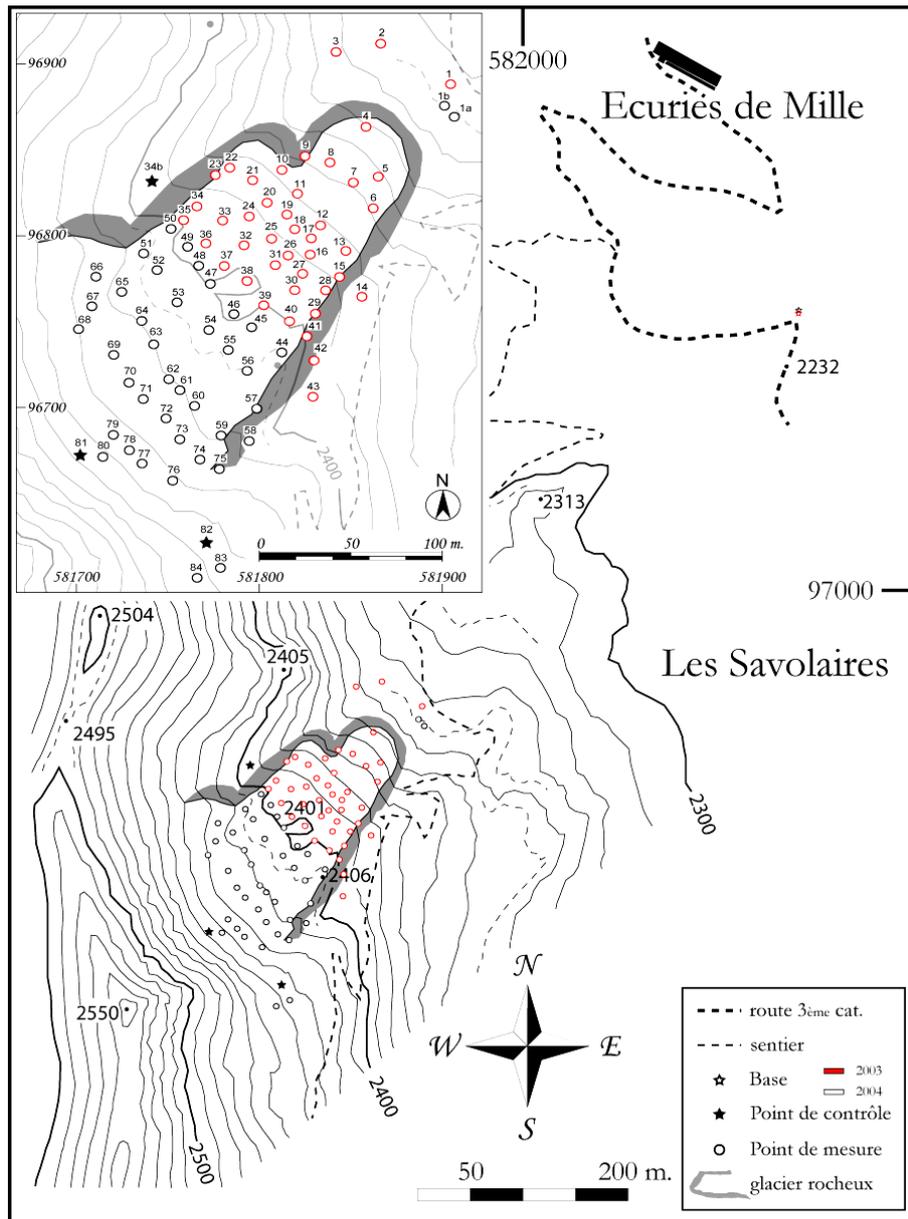


Figure 7.31 : Glacier rocheux des Savoires, localisation du réseau de mesure des déplacements.

7.6.3 Résultats

Ce glacier rocheux des Savoires a été classé dans la catégorie « **inactif** » par Delaloye & Morand (1997). Les **mouvements horizontaux** mesurés, bien que **faibles**, témoignent néanmoins d'une **légère activité** du glacier rocheux. Les figures 7.32 et 7.33 présentent les résultats obtenus pour les périodes 2003-2004 et 2004-2005. Les vitesses sont comprises entre 0 et 7cm/an. La partie centrale inférieure semble la plus active, tandis que la partie en dessus de la rupture de pente (2400m) semble inactive.

Un **freinage généralisé** des vitesses (-28%) s'est produit sur le glacier rocheux **entre** les vitesses mesurées en **2003-2004** et celles mesurées en **2004-2005** (figure 7.34). Ce freinage a également été enregistré sur d'autres sites, sur le glacier rocheux des Becs de Bosson en particulier (6.4.3).

La figure 7.35 illustre les déplacements verticaux mesurés pour les périodes 2003-2004 et 2004-2005. Si la première période montre une tendance généralisée à l'abaissement, la seconde période est plus contrastée. Il convient de spécifier en outre que l'ampleur des mouvements est faible et relativement proche de la marge de précision de la mesure (seul 24 blocs sur 85 montrent un mouvement vertical > à 3cm pour 2004-2005). Une certaine prudence lors de l'interprétation s'avère donc nécessaire.

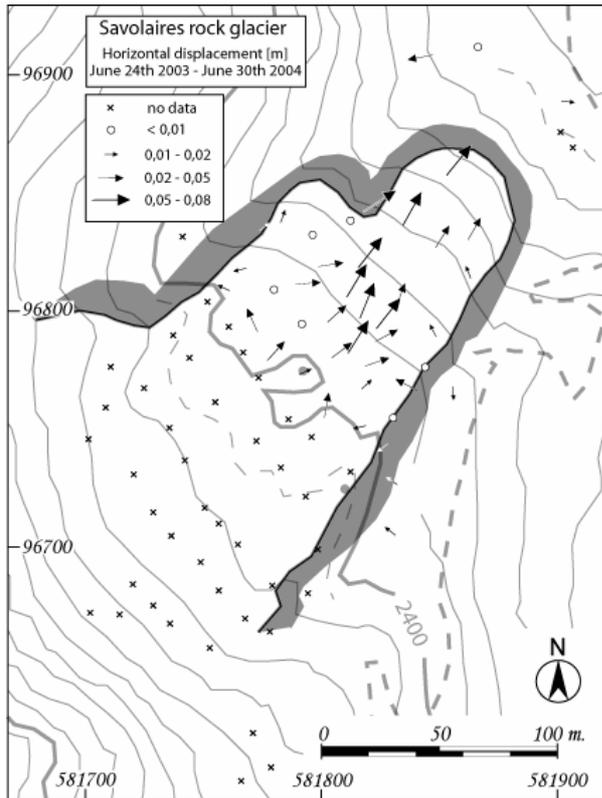


Figure 7.32 : Mouvements horizontaux juin 2003-juin 2004

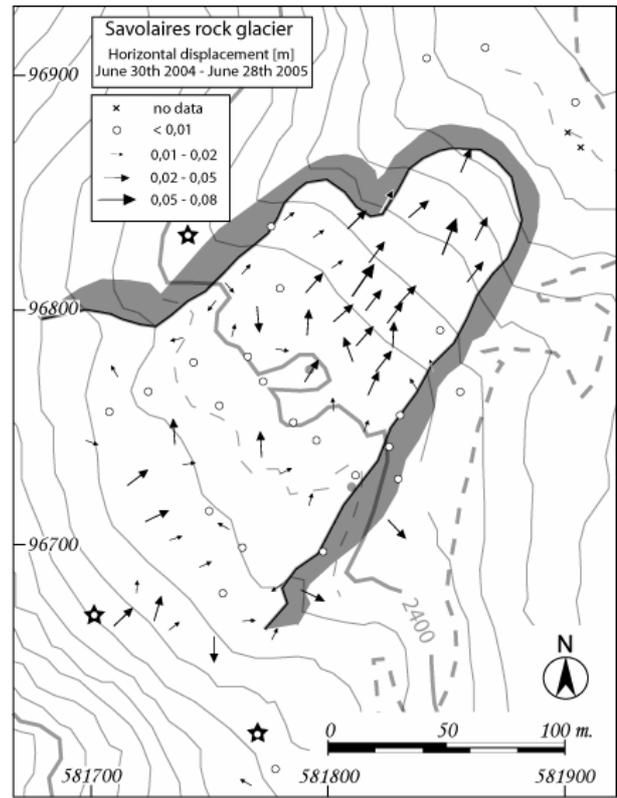


Figure 7.33 : Mouvements horizontaux juin 2004-juin 2005

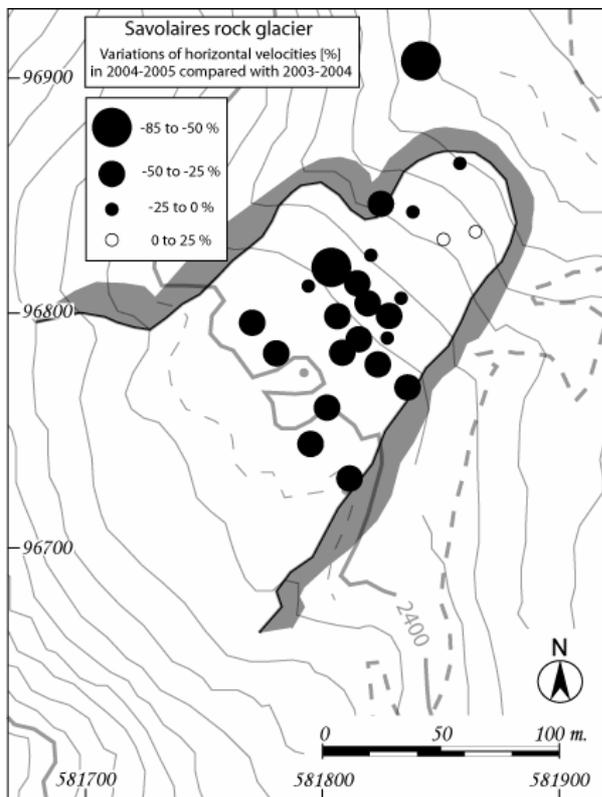


Figure 7.34 : Variation des vitesses horizontales pour la période 2004-2005 comparé à la période 2003-2004.

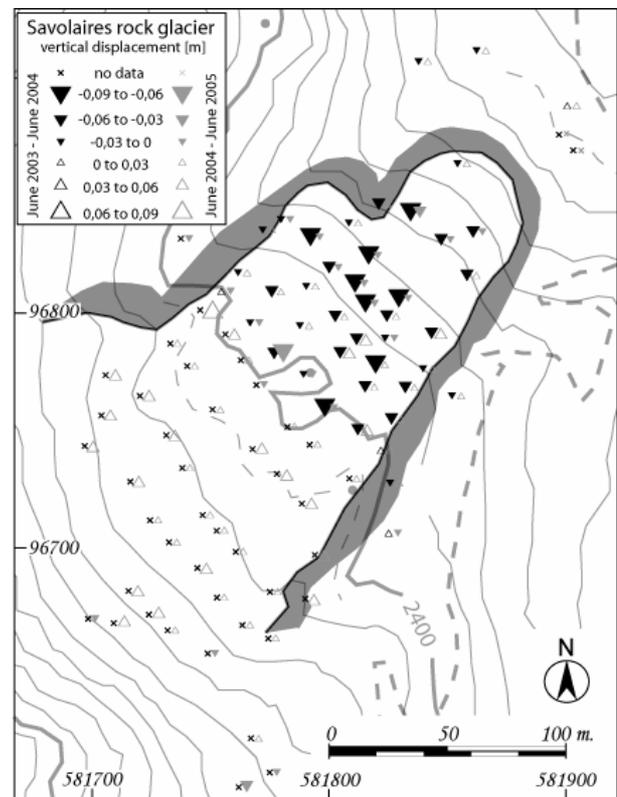
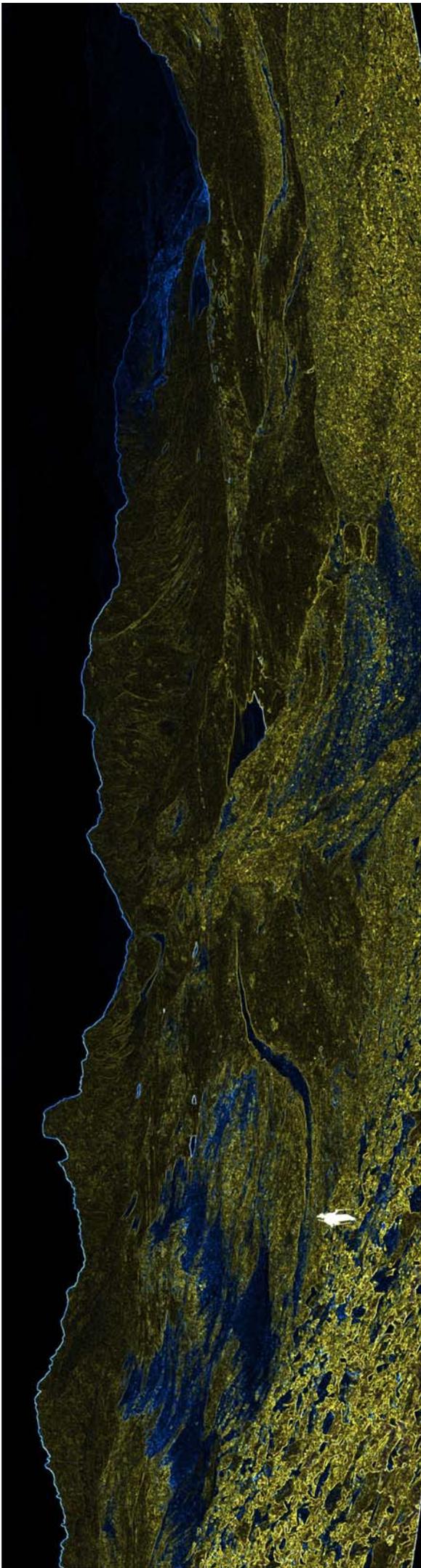


Figure 7.35 : Mouvements verticaux pour les périodes 2003-2004 et 2004-2005.

4^{ème} Partie :

Conclusions Générales



8. Synthèse

Des mesures de déplacement de surface par GPS différentiel ont été réalisées sur plusieurs sites des Alpes valaisannes entre juillet 2004 et février 2006. Ces sites sont pour la plupart des glaciers rocheux actifs ou morphologiquement inactifs (Mille), mais ils comprennent également des moraines de poussée ainsi qu'un glacier couvert. Les mouvements décelés ont été présentés sous forme graphique et ont été analysés dans le contexte des connaissances scientifiques actuelles. En guise de conclusion, un certain nombre de remarques concernant la méthode utilisée ainsi qu'une synthèse des principaux résultats obtenus sont exposés.

8.1 Méthode

Le GPS différentiel en temps réel :

Comme l'ont montré Lambiel & Delaloye (2004), le GPS différentiel en temps réel est un excellent outil dans l'étude du fluage des terrains sédimentaires en zone de pergélisol. Les principaux avantages de cette méthode sont : sa relative facilité d'utilisation, le peu de temps nécessaire à l'obtention des données, le libre choix de l'intervalle de mesure et la grande quantité de points mesurables en une campagne (plus de 100). L'utilisation du GPS est donc suggérée lors de campagnes de suivi de la dynamique de glaciers rocheux (Delaloye & Lambiel 2007). Toutefois, afin d'assurer une qualité optimale des mesures récoltées, il convient de porter un soin particulier à la prise des mesures sur le terrain (localisation précise et non ambiguë du point à mesurer et respect de la perpendicularité du récepteur). De plus, il faut constamment veiller à la qualité des mesures qui peut fluctuer dans l'espace selon les conditions topographiques (fermeture de l'horizon) et dans le temps suivant la répartition géométrique de la couverture satellitaire. Lorsque les conditions optimales sont réunies, la précision obtenue en planimétrie est d'1cm, et avoisine les 3cm en élévation. Toutefois, cette précision peut diminuer et entraîner une incertitude plus élevée sur le positionnement des points mesurés, parfois même au cours de la même journée (Perruchoud 2007a). Il convient dès lors d'analyser un ensemble de mesures plutôt que des mesures individuelles, ou de focaliser l'analyse sur des mouvements qui dépassent l'incertitude de la mesure. Des points de contrôles doivent permettre d'identifier voire de corriger d'éventuelles erreurs pouvant survenir lors des campagnes de mesure successives. L'intervalle de mesure doit répondre à la précision que l'on peut atteindre. Ainsi, les « terrains » qui connaissent des déplacements annuels rapides (plusieurs dizaines de cm à quelques m) peuvent être investigués à des intervalles plus réduits (mensuels, saisonniers) que les terrains avec des déplacements de faible amplitude (quelques cm par an). Pour ce dernier cas, des campagnes annuelles voire bisannuelles devraient être envisagées.

Le choix des blocs :

Le choix des blocs qui permettent le suivi de glaciers rocheux ou d'autres formes en zone périglaciaire amène également quelques remarques. Avant le choix proprement dit, il convient en particulier de réfléchir aux objectifs et à la réalisation du suivi dans le temps et dans l'espace. Par exemple, dans le cas du suivi d'un phénomène de fluage « profond » du pergélisol, des blocs de taille adaptée devraient être choisis. Si le bloc est trop petit ou trop grand, il sera sensible à des phénomènes différents du fluage profond (déstabilisation mécanique, ou déplacement involontaire lors des mesures ou du passage d'animaux, et sensibilité accrue à la solifluction (fluage de surface) pour des blocs superficiels trop petits ou au contraire trop grand : phénomène de blocs laboureurs. De plus, si les mesures sont prises une fois par année, en automne, alors que la neige est absente, le choix des blocs est plus aisé que dans le cas où les mesures doivent aussi être effectuées lors de conditions plus hivernales, auquel cas il faut veiller à choisir des blocs qui seront déneigés. D'une manière générale, les blocs de trop petite taille sont à déconseiller, des phénomènes de déstabilisation lors de la prise de mesure ou lors de la marche sur le glacier rocheux pourraient interférer avec le mouvement que l'on souhaite mesurer. Finalement, la répartition spatiale des mesures à la surface du glacier rocheux est importante. La

variabilité spatiale du flux sédimentaire se rencontre sur bon nombre de glaciers rocheux ; dans ces conditions, les blocs choisis devraient permettre de mettre en évidence cette variation. Dans les zones particulièrement intéressantes, un resserrement des points de mesure peut en outre être envisagé. Le choix de procéder aux mesures le long de transects transversaux et longitudinaux permet une représentation intéressante des résultats. Le marquage non équivoque du bloc au burin ou mieux par le scellement d'un ancrage est préconisé.

La répétition des mesures :

Il faut également prendre en considération le choix de l'intervalle de répétition des mesures. De façon générale, il semble opportun de respecter autant que possible la date du suivi lors de la répétition des mesures. La forte variabilité temporelle (saisonnière) des vitesses de certains glaciers rocheux ne permet en effet pas la déduction d'une vitesse annuelle sur la base de quelques mois de mesure qui conduirait à une sur- ou sous-évaluation des vitesses annuelles. Selon l'activité du glacier rocheux, un suivi annuel ou bisannuel peut être prévu. Afin de se faire une idée de l'activité d'un glacier rocheux dans le détail (présence ou non de variations saisonnières), des mesures à un pas de temps plus rapproché peuvent être menées. La répétition des mesures à une même date se justifie par le fait que le rythme saisonnier semble se reproduire d'année en année (en tous les cas au glacier rocheux des Becs-de-Bosson).

L'interprétation des données :

Une attention particulière doit être portée au traitement, à l'analyse et à l'interprétation des données récoltées. Il est en particulier nécessaire de disposer de plusieurs points de contrôle afin de vérifier et au besoin de corriger d'éventuels écarts anormaux constatés. Les variations de vitesse horizontale ne devraient pas être calculées pour des mouvements trop faibles (en dessous de 2 à 3cm). La multiplication en vitesse annuelle des mesures multiplie également l'incertitude qui leur est liée. De plus, il convient de regarder le comportement de l'ensemble du G-R et non de blocs individuels (une erreur ponctuelle étant toujours possible). En outre, l'estimation des vitesses estivales basées sur les vitesses d'une seule année peut être faussée par la tendance à l'accroissement ou au ralentissement du glacier rocheux. Dans le plan vertical, l'interprétation des mouvements mesurés est encore plus délicate. L'incertitude quant à la précision de positionnement ainsi que les différents facteurs influençant le mouvement (effet de pente, gel-dégel, compression-extension, fonte de glace massive) rendent souvent l'interprétation peu sûre ; la détection de variations de volume d'un glacier rocheux en est donc perturbée.

8.2 Résultats

La variabilité spatiale :

L'analyse des différents cas étudiés dans ce travail de diplôme nous a permis d'aborder un large spectre des formes de fluage rencontrées en zone de pergélisol. L'un des résultats les plus marquants de cette recherche est sans conteste la grande variabilité spatiale des vitesses rencontrées en surface des glaciers rocheux (d'un glacier rocheux à l'autre, mais également sur le même glacier rocheux). Cela tend à prouver que les glaciers rocheux investigués ne connaissent pas une dynamique régulière, mais que différentes zones connaissent des dynamiques distinctes. Il convient de distinguer des zones où les niveaux de vitesses sont différents, mais aussi de tenir compte de l'ampleur des variations (annuelles-saisonnnières) qui peuvent être étonnamment homogène sur l'ensemble d'un glacier rocheux. Se sont certainement les propriétés de ces zones (contenu en glace, température du pergélisol, pente, présence ou non d'eau liquide, etc.) qui dictent le comportement du glacier rocheux.

La variabilité temporelle :

Un autre résultat intéressant de ce travail est la mise en évidence de la variabilité temporelle des vitesses en surface des glaciers rocheux observés. Sur le glacier rocheux des Becs de Bosson des **variations décennales** ont été remarquées (vitesses en 1986-1999 plus importantes que durant la période 1959-1971). Des **variations annuelles** ont également été mises en évidence : les vitesses en

2001-2003 ont été ~50% plus rapides que celles observées entre 1986 et 1999. Elles ont continué à augmenter en 2003-2004 de 10 à 15%, avant qu'une nette diminution ne se produise en 2004-2005 (diminution des vitesses observées de 5 à 13% par rapport aux vitesses de 2001-2003, mais néanmoins toujours plus rapides que les vitesses de 1986-1999). Cette diminution des vitesses s'est encore poursuivie en 2005-2006. Les résultats obtenus sur d'autres sites (à Mille en particulier) montrent une diminution similaire des vitesses pour 2004-2005 par rapport à 2003-2004 (-28%). Toutefois, le point le plus remarquable de cette recherche est certainement **l'extrême variabilité saisonnière** des déplacements rencontrés sur le glacier rocheux des Becs de Bossons. Ces variations saisonnières des vitesses fluctuent environ de +30 à -30% autour de la moyenne annuelle, avec des périodes de freinage et d'accélération très marquées. Toutes ces variations (décennales, annuelles, saisonnières) ne sont pour l'heure pas encore totalement expliquées. Il semble que l'évolution des températures à long terme influence le comportement général des glaciers rocheux à l'échelle de la décennie. Les variations annuelles semblent suivre le comportement de la MAGST avec environ 6 mois de retard, alors que les variations saisonnières paraissent liées à des phénomènes rapides agissant peut-être sur une couche relativement superficielle du glacier rocheux ou plus rapidement sensible aux variations de la température du sol. Bien que les causes de ces variations ne soient pour l'instant qu'imparfaitement comprises, l'eau sous forme liquide pourrait jouer un rôle important.

Les mouvements verticaux : indices de la fonte du pergélisol ?

Comme nous l'avons souligné ci-dessus, l'interprétation des mouvements verticaux est souvent sujette à caution. Toutefois, il nous a été possible dans ce travail de quantifier la perte d'altitude due à la fonte de glace massive. Les résultats obtenus sur le glacier couvert des Ignes (-10 à -70cm a⁻¹) peuvent ainsi être comparés à des phénomènes observés sur le glacier rocheux des Becs de Bosson et qui se produisent peut-être aussi sur la partie frontale du glacier rocheux du Mt-Dolin. La zone en amont de la moraine de poussée P2 sur le glacier rocheux des Becs de Bosson montre les signes d'un abaissement provoqué par la fonte supposée d'une probable lentille de glace massive se trouvant sous la surface du sol (6.4.2). Toutefois, les mouvements verticaux observés (abaissement de 4 à 11cm a⁻¹ sur une période de 19 ans) sont nettement plus faibles que ceux observés dans le cas du glacier couvert. Cette différence pourrait s'expliquer par l'épaisseur plus importante de la couche active du glacier rocheux comparé à celle présente sur le glacier couvert agissant comme un isolant, mais également par le fait que la lentille de glace puisse déjà avoir en grande partie fondu dès le début des années 90. Le suivi futur de ce secteur devrait permettre de répondre à cette question. Les fluctuations d'altitude associées au soulèvement par le gel puis au tassement de la couche active lors du dégel doivent encore être étudiées plus en détail.

L'influence du réchauffement climatique ?

L'augmentation récente de la température moyenne de l'air au cours de ces dernières décennies peut jouer un rôle dans l'accélération des vitesses des G-R (Roer & al. 2005) en particulier par la modification de la température du sol. La relation entre température de l'air et température du sol n'est cependant pas linéaire. L'accumulation de neige durant l'hiver agit comme un isolant. La température du sol ne dépend alors plus de la température de l'air. De plus, des phénomènes de sur refroidissement de certaines zones (front de glacier rocheux) par des phénomènes de circulation d'air peuvent être à l'origine d'importantes anomalies thermiques du sol (Dorthe & Morard 2007). En outre, comme nous l'avons vu dans le cas du glacier rocheux des Becs de Bosson (et donc certainement de nombreux autres G-R), la dynamique des déformations est très complexe et encore mal comprise. L'influence d'une modification des conditions climatiques est donc encore loin d'être parfaitement comprise et encore moins modélisée. Il semble toutefois, comme le précisent Kääb & al. (2007), que les glaciers rocheux avec des pergélisols tempérés (des températures de la glace proches du point de fusion) soient plus sensibles aux variations de déformation que les glaciers rocheux contenant un pergélisol froid.

A quand une modélisation ?

Le problème du passage du cas particulier au comportement général des glaciers rocheux est loin d'être résolu. La première difficulté réside dans le fait que chaque glacier rocheux semble connaître une dynamique particulière, dépendante elle-même d'un grand nombre de caractéristiques propres à chaque glacier rocheux (répartition, quantité et caractéristiques thermiques du pergélisol, pente,

topographie, présence et rôle de l'eau liquide, présence et profondeur d'une zone de cisaillement, etc.) tant et si bien que la (simple) modélisation de la dynamique d'un glacier rocheux particulier au comportement connu par un suivi régulier est extrêmement difficile, puisque les causes des fluctuations sont encore largement méconnues. Il est encore nécessaire de comprendre de nombreux paramètres avant qu'un modèle satisfaisant puisse être proposé. Néanmoins, le comportement général d'un glacier rocheux est connu. Les glaciers rocheux transportent des sédiments car la quantité de glace qui occupe les interstices du matériel sédimentaire est suffisamment importante pour permettre une déformation et donc un transport de ce matériel. En cas de réchauffement de cette glace, les vitesses de transport peuvent augmenter par l'augmentation de la fluidité de la glace (des vitesses très élevées (surge) peuvent dans certains cas mener à la déstructuration complète du glacier rocheux (comme c'est le cas au Tsaté) avec l'ouverture d'importantes crevasses. Toutefois, si la température de cette glace continue à augmenter, la quantité de glace à l'intérieur du sédiment va diminuer jusqu'au moment où le transport s'arrêtera faute d'une quantité suffisante de glace interstitielle. Les sédiments seront alors déposés et leur cohésion (jusque là essentiellement garantie par la matrice gelée) diminuera lentement.

Et les risques dans tous ça ?

Comme l'a encore récemment fait remarquer le Prof. W. Haeberli lors de l'assemblée annuelle de la SSGM qui s'est tenue à Samedan du 13 au 15 juillet 2007, les risques liés au pergélisol et en particulier à une augmentation de la vitesse de déformation des glaciers rocheux sont limités à quelques sites. Il s'agit principalement des sites où un risque de chutes de pierres ou de déclenchement de laves torrentielles est à craindre. En effet, l'apport de matériel sédimentaire à faible cohésion par un glacier rocheux dans des zones de ce type pourrait augmenter la quantité de matériel transporté lors d'un événement de chute de pierres ou de lave torrentiel et donc aggraver celui-ci. Il convient de préciser que la grande majorité des glaciers rocheux des Alpes s'écoulent sur des terrains où de tels risques sont faibles voir nuls. Ces risques ne doivent pas pour autant être sous-estimés. Un inventaire succinct de la localisation et des principales caractéristiques des glaciers rocheux permettrait d'inventorier les glaciers rocheux potentiellement dangereux et d'y effectuer un suivi particulier.

9. Perspectives

Les phénomènes observés sont complexes et dépendent passablement des caractéristiques locales des sites investigués. Ce travail de diplôme s'est basé sur des mesures récoltées au cours de nombreux relevés de terrain sur une période de plus d'une année et demie. Dans la plupart des cas et pour permettre une amélioration des connaissances sur la dynamique des glaciers rocheux, un suivi à plus long terme de ces mesures est nécessaire. De plus, pour comprendre la dynamique des glaciers rocheux, il est fondamental de disposer de connaissances détaillées sur l'état thermique du sol, sur la présence, la répartition, la quantité et les propriétés de la glace présente dans le pergélisol. Dans le domaine de la dynamique des matériaux sédimentaires gelés, un très grand nombre de questions restent encore en suspend et les réseaux d'observation mis en place pourraient permettre (par la répétition des mesures) de répondre à certaines d'entre elles. Afin d'expliquer des phénomènes particuliers comme la forte variabilité saisonnière des vitesses sur le glacier rocheux des Bacs de Bosson, d'autres mesures devraient en outre être entreprises (en hydrologie par exemple).

Finalement, dans le contexte actuel du réchauffement climatique, une meilleure connaissance des mécanismes de fluage du pergélisol reste nécessaire avant de pouvoir modéliser avec la finesse nécessaire les subtilités de la déformation qui se produisent en zone de pergélisol. Il est probable néanmoins qu'un certain nombre de sites sensibles devront à l'avenir être suivis afin de limiter au maximum les risques liés au peuplement, à l'aménagement et à l'exploitation toujours plus dense des zones alpines.

Bibliographie

- André M.F.** (1994): Rock glaciers in Svalbard : tentative dating and inferred long-term velocities. *Geografiska Annaler*, 76 A (4), 235-245.
- Arenson L., Hoelzle M. and Springman S.** (2002): Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(2), 117-135.
- Avian M., Kaufmann V. and Lieb G.K.** (2005): Recent and Holocene dynamics of a rock glacier system: the example of Langtalkar (Central Alps, Austria). *Norsk Geog. Tidsskr.*, 59, 149-156.
- Bachrach T., Jakobsen K., Kinney J., Nishimura P., Reyes A., Laroque C.P. and Smith D.J.** (2004): Dendrogeomorphological assessment of movement at Hilda rock glacier, Banff national park, Canadian rocky mountains. *Geografiska Annaler*, 86A (1), 1-9.
- Barsch D.** (1992): Permafrost Creep and rockglaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(3), 175-188.
- Barsch D.** (1996): *Rockglaciers. Indicators for the present and former geoecology in high mountain environments.* Springer, Berlin, 331pp.
- Barsch D. and Hell G.** (1975): Photogrammetrische Bewegungsmessungen am Blockgletscher Murtèl I Oberengadin, Schweizer Alpen. *Zeit. Gletscherk. Und Glazialgeol*, 11, 111-142.
- Bauer A., Paar G. and Kaufman V.** (2003): Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring. *Proceedings, Eighth International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, Balkema, 1, 55-60.
- Bauer A., Kellerer-Pirklbauer A., Avian M and Kaufman V.** (2005): Five years of monitoring the front slope of the highly active Hinteres Langtalkar rock glacier using terrestrial laser scanning: A case study in the Central Alps, Austria. *Abstract, 2nd European Permafrost Conference*, Potsdam, Germany, Terra Nostra, 91.
- Bender M.** (2006): *Dynamique des glaciers rocheux.* Travail de recherche personnel II, Univ. Fribourg, 31 pp. (in French unpublished).
- Bennett L.P. and French H.M.** (1991): Solifluction and the role of permafrost creep, Eastern Melville island, N.W.T., Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2, 95-102.
- Berger J., Krainer K. and Mostler W.** (2004): Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria). *Quaternary Research*, 62(3), 233-242.
- Berthling I., Etzelmüller B., Eiken T. and Sollid J.L.** (1998): Rock glaciers on Prins Karls Forland, Svalbard. I: internal structure, flow velocity and morphology. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9(2), 135-145.
- Berthling I., Etzelmüller B., Isaksen K. and Sollid J.L.** (2000): Rock glaciers on Prins Karls Forland.II: GPR soundings and the development of internal structures. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(4), 357-369.
- Berthling I., Etzelmüller B., Eiken T. and Sollid J.L.** (2003): The rock glaciers on Prins Karls Forland: corrections of surface displacement rates. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(3), 291-293.
- Berweger R and Lack A.** (1986): *Diplomarbeit in Photogrammetrie: Blockgletscher-vermessung im Val de Réchy.* Ingenieurschule beider Basel, unpublished.
- Brunet R., Ferras R. and Théry H.** (1998): *Les Mots de la géographie, dictionnaire critique.* 3^{ème} éd. RECLUS, Montpellier-Paris, 520pp.
- Budmiger K.** (1993): Gletschervorfeld am Lac de Lona (Grimentz, Wallis, Schweiz), Photogrammetrische Verschiebungsmessungen. Photogrammetriebüro Perrinjacquet, Muri, Bern, 7pp.
- Cannone N. and Gerdol R.** (2003): Vegetation as an ecological indicator of surface instability in rock glaciers. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 35(3), 384-390.
- Carter R., LeRoy S., Nelson T., Laroque C.P. and Smith D.J** (1999): Dendroglaciological investigations at Hilda Creek rock glacier, Banff national park, Canadian Rocky Mountains. *Géographie physique et Quaternaire*, 53(3), 365-371.
- Catani F., Farina P., Moretti S., Nico G. and Strozzi T.** (2005): On the application of SAR interferometry to geomorphological studies: Estimation of landform attributes and mass movements. *Geomorphology*, 66, 119-131.
- Chaix A.** (1923): Les coulées de blocs du Parc National Suisse d'Engadine (note préliminaire). *Le Globe*, 62, Mémoires, 1-35.
- Chaix A.** (1943): Les coulées de blocs du Parc National Suisse. Nouvelles mesures et comparaison avec les « rock stream » de la Sierra Nevada de Californie. *Le Globe*, 82, 121-128.
- Chueca J. and Julián A.** (2005): Movement of Besiberris rock glacier, Central Pyrenees, Spain: data from a 10-year geodetic survey. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 37(2), 163-170.
- Coque R** (2000): *Géomorphologie.* 6^{ème} éd. Armand Colin, Paris, 502pp.

- Dallimore, S.R., Nixon F.M., Egginton P.A. and Bisson J.G.** (1996): Deep-seated creep of massive ground ice, Tuktoyaktuk, NWT, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7(4), 337-347.
- Dana P.H.** (2000): *Global Positioning System Overview*. The Geographer's Craft Project, Department of Geography, Univ. of Colorado. Internet page (consulted January 4th 2007) http://www.colorado.edu/geography/gcraft/notes/gps/gps_f.html
- Delaloye R.** (2004) *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Thèse. Fac. Sciences, Univ. Fribourg, Geofocus, 10, 240pp.
- Delaloye R.** (in prep): *Proceedings, 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska.
- Delaloye R. & Morand S.** (1997): *Du Val Ferret au Grand-Combin (Alpes Valaisannes): inventaire des glaciers rocheux et analyse spatiale du pergélisol à l'aide d'un système d'information géographique (IDRISI)*. Travail de diplôme, Inst. Géogr. Univ. Fribourg (in French unpublished).
- Delaloye R. & Lambiel C.** (2007): Monitoring concept for observing the activity of alpine rock glacier at a regional scale. *Abstract, European Geosciences Union*, Vienna 15-20 April 2007, Geophysical Research Abstracts, 9.
- Delaloye R., Métrailler S. and Lugon R.** (2003): Evolution du pergélisol dans les complexes glacier/glacier rocheux des Bets-de-Bosson et de Lona (Nax, St-Martin, VS). *Bulletin de la Murithienne*, 121, 7-20.
- Delaloye R., Lambiel C. and Lugon R.** (2005): *ESA SLAM project, phase 2, Bas-Valais. Validation of InSAR data in permafrost zone*. Final report for the Federal Office of Water and Geology (FOWG), Fribourg, 108pp.
- Dorthe J. & Morard S** (2007): *Effets de la ventilation des éboulis froids et des glaciers rocheux fossiles dans les Préalpes suisses romandes*. Travail de diplôme, Université de Fribourg, 126pp. (unpublished).
- Dübi H.** traduit par Wohnlich A. (1922): *Guide des Alpes Valaisannes vol. II (Du col du Collon au Col du Théodule)*. Club Alpin Suisse, 374pp.
- Duquenne F.** (2002): *Les techniques de positionnement précis par GPS*. Document .pdf, École Supérieure des Géomètres et Topographes, Le Mans, 15 pp.
- Eggers H.** (1961): Moränenterrassen im Wallis. Morphologische Untersuchungen zu spätglazialen Formen und Vorgängen in der Schweizer Alpen. *Freiburger Geographische Arbeiten*, Heft 1, Hans Ferdinand Schulz, Fribourg, 127pp.
- Evin M. and Assier A.** (1982): Mesures d'orientations de blocs sur quelques glaciers rocheux des Alpes du Sud. Etablissement de coefficients permettant l'étude des glaciers rocheux. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 18(2), 107-126.
- Evin M. and Assier A.** (1983a): Mise en évidence de mouvements sur la moraine et le glacier rocheux de Sainte-Anne (Queyras, Alpes du Sud – France) : Le rôle du pergélisol alpin. *Revue de Géographie Alpine*, 71(2), 165-178.
- Evin M. and Assier A.** (1983b): Glacier et glacier rocheux dans le Haut-Vallon du Loup, (Haute-Ubaye, Alpes du Sud, France). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 19(1), 27-41.
- Farbrot H., Isaksen K., Eiken T., Kääb A. and Sollid J.L.** (2005): Composition and internal structures of a rock glacier on the strandflat of western Spitsbergen, Svalbard. *Norsk Geog. Tidsskr.*, 59, 139-148.
- Francou B. and Reynaud L.** (1992): 10 year surficial velocities on a rock glacier (Laurichard, French Alps). *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(3), 209-213.
- Frauenfelder R., Haerberli W. and Hoelzle M.** (2003): Rockglacier occurrence and related terrain parameters in a study area of the Eastern Swiss Alps. *Proceedings, Eighth International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, Balkema, 1, 253-258.
- Frauenfelder R., Laustela M. and Kääb A.** (2004): Velocities and relative surface ages of selected Alpine rockglaciers. *Proceedings, Jahrestagung der SGMG 2003 in Erstfeld: Turbulenzen in der Geomorphologie*. Zurich, Mitteilungen der VAW, 184, 103-118.
- Gardaz J-M.** (1998): *Permafrost Prospecting, Periglacial and Rock Glacier Hydrology in Mountain Areas. Case studies in the Valais Alps, Switzerland*. Thèse. Fac. Sciences, Univ. Fribourg, 184pp.
- Giardino J.R.** (1983): Movement of ice-cemented rock glaciers by hydrostatic pressure: an example from Mount Mestas, Colorado. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 27(3), 297-310.
- Gilliéron P.Y.** (1998): *Le GPS, vers une banalisation du positionnement ?* Institut de Géomatique, Unité de Topométrie, EPFL. Internet page (consulted January 5th 2007) <http://sawwww.epfl.ch/SIC/SA/publications/FI98/fi-5-98/5-98-page1.html>
- Gorbunov A.P., Titkov S.N. and Polyakov V.G.** (1992): Dynamics of rock glacier of the Northern Tien Shan and the Djungar Ala Tau, Kazakhstan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(1), 29-39.
- Guex J.** (1976): *La montagne et ses noms – étude de toponymie alpine*. 2^{ème} éd. Pillet, Martigny, 251pp.
- Haerberli W.** (1985): Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine

- rock glaciers. *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich*, 77, 142pp.
- Haerberli W.** (2000): Modern research perspectives relating to permafrost creep and rock glaciers: a discussion. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(4), 290-293.
- Haerberli W. and Schmid W.** (1988): Aerophotogrammetrical monitoring of rock glaciers. *Proceedings of the 5th. International Conference on Permafrost*, 1, 764-769.
- Haerberli W., Hoelzle M., Keller F., Schmid W., Vonder Mühl D. S. and Wagner S.** (1993): Monitoring the long-term evolution of mountain permafrost in the Swiss Alps. *Proceedings, 6th International Conference on Permafrost*, Beijing, China, (1), 214-219.
- Haerberli W., Wegmann M. and Vonder Mühl D.** (1997): Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 90(3), 407-414.
- Haerberli W., Brandova D., Burga C., Egli M., Frauenfelder R., Käab A., Maisch M., Mauz B. and Dikau R.** (2003): Methods for absolute and relative age dating of rock-glacier surfaces in alpine permafrost. *Proceedings, Eighth International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, Balkema, 1, 343-348.
- Haerberli W., Hallet B., Arenson A., Elconin R., Humlum O., Käab A., Kaufmann V., Ladanyi B., Matsuoka N., Springman S. and Vonder Mühl D.** (2006): Permafrost Creep and Rock Glacier Dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17, 189-214.
- Hausmann H., Krainer K., Brückl E. and Mostler W.** (2006): Creep of three alpine rock glaciers – observation and modelling (Ötztal- and Stubia Alps, Austria). *Abstracts, 9th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography*, Graz, Austria, 58.
- Hantke R.** (1980): *Eiszeitalter : die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete*. Bd. 2, Ott Verlag, Thun, 703 pp.
- Hoelzle M., Wagner S., Käab A. and Vonder Mühl D.** (1998): Surface movement and internal deformation of ice-rock mixtures within rock glaciers at Pontresina-Schafberg, Upper Engadin, Switzerland. *Proceedings, Seventh International Conference on Permafrost*, Yellowknife, Canada, Nordicana 57, 465-471.
- Hofmann-Wellenhof B., Lichtenegger H. and Collins J.** (2001): *GPS: Theory and Practice*. 5th ed., Springer, Wien, NewYork. 382pp.
- Ikeda A. and Matsuoka N.** (2002): Degradation of Talus-derived rock glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13, 145-161.
- Isaksen K., Ødegård R.S., Eiken T. and Sollid J.L.** (2000): Composition, flow and development of two tongue-shaped rock glaciers in the permafrost of Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(3), 241-257.
- Johnson P.G.** (1992): Micro-relief on a rock glacier, Dalton Range, Yukon, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(1), 41-47.
- Käab A.** (2005): Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep. *Schriftenreihe Physische Geographie Glaziologie und Geomorphodynamik*. University of Zurich: Zurich, 48, 264pp
- Käab A. and Vollmer M.** (2000): Surface geometry, thickness changes and flow fields on creeping mountain permafrost: automatic extraction by digital image analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(4), 315-326.
- Käab A. and Weber M.** (2004): Development of transverse ridges on rock glaciers: field measurements and laboratory experiments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(4), 379-391.
- Käab A. and Kneisel C.** (2006): Permafrost creep within a recently deglaciated glacier forefield: Muragl, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17, 79-85.
- Käab A., Haerberli W. and Gudmundsson G.H.** (1997): Analysing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruben rock glacier, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8(4), 409-426.
- Käab A., Gudmundsson G.H. and Hoelzle M.** (1998): Surface deformation of creeping mountain permafrost. Photogrammetric investigations on Murtèl rock glacier, Swiss Alps. *Proceedings, Seventh International Conference on Permafrost*, Yellowknife, Canada, Nordicana 57, 531-537.
- Käab A., Kaufmann V., Ladstädter R. and Eiken T.** (2003): Rock glacier dynamics: implications from high-resolution measurements of surface velocity fields. *Proceedings, Eighth International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, Balkema, 1, 501-506
- Käab A., Frauenfelder, R. and Roer I.** (2007): On the response of rockglacier creep to surface temperature variations. *Global and Planetary Change, special issue "Climate Change Impacts on Mountain Glaciers and Permafrost"*, 56, 172-187.
- Kaufmann V.** (1996a): Der Dösjener Blockgletscher – Studienkarten und Bewegungsmessungen. *Arbeiten aus dem Institut für Geographie, der Karl-Franzens-Universität Graz*, Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich, 33, 141-162.

- Kaufmann V.** (1996b): Geomorphometric monitoring of active rock glaciers in the Austrian Alps. *Proceedings, 4th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography*, Karlsbad-Kiruna-Troms, 97-113.
- Kaufmann V. and Ladstädter R.** (2003): Quantitative analysis of rock glacier creep by means of digital photogrammetry using multi-temporal aerial photographs: two case studies in the Austrian Alps. *Proceedings, Eighth International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, Balkema, 1, 525-530.
- Kaufmann V., Ladstädter R., Kienast G. and Lieb G.K.** (2005): Documentation of the creep process of Weissenkar rock glacier (Central Alps, Austria). *Abstract, 2nd European Permafrost Conference*, Potsdam, Germany, Terra Nostra, 96-97.
- Kenji L.W. and Kaufmann V.** (2003): Measuring rock glacier surface deformation using SAR interferometry. *Proceedings, Eighth International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, Balkema, 1, 537-541.
- Kölbing D.** (2001): *Saisonale Bewegungen des Blockgletschers im Furggentältli, Gemmi/VS*. Diplomarbeit, Univ. of Berne Department of Geography, unpublished, 165pp.
- Koning D.M. and Smith D.J.** (1999): Movement of King's Throne rock glacier, Mount Rae area, Canadian Rocky Mountains. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10(2), 151-162.
- Konrad S.K., Humphrey N.F., Steig E.J., Clark D.H., Potter N. and Pfeffer W.T.** (1999): Rock glacier dynamics and paleoclimatic implications. *Geology*, 27(12), 1131-1134.
- Kowoma** (2005) : *GPS – explained*. Internet page (consulted January 5th 2007)
<http://www.kowoma.de/en/gps/index.htm>
- Kraege C.** (1995) : *Lexique de toponymie alpine III*. Ed. Section des Diablerets CAS, Lausanne, 107pp.
- Krainer K. and Mostler W.** (2000): Reichenkar rock glacier: a glacier derived debris-ice system in the Western Stubai Alps, Austria. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(3), 267-275.
- Krainer K. and Mostler W.** (2002): Hydrology of active rock glaciers: examples from the Austrian Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 34(2), 142-149.
- Krainer K. and Mostler W.** (2006): Flow velocities of active rock glaciers in the Austrian Alps. *Geografiska Annaler*, 88 A (4), 267-280.
- Krummenacher B. and Budmiger K.** (1992): Monitoring of periglacial phenomena in the Furggentältli Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), 149-155.
- Künzi G. and Kraege C.** (2001): *Montagnes romandes. A l'assaut de leur nom*. coll. Archives vivantes, éd. Cabédita, 179pp.
- Ladstädter R. and Kaufmann V.** (2006): Mapping of the 3D surface motion field of Doesen rock glacier (Ankogel group, Austria) and its spatio-temporal change (1954-1998) by means of digital photogrammetry. *Abstracts, 9th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography*, Graz, Austria, 61.
- Ladstädter R. and Kaufmann V.** (2005): Studying the movement of the Outer Hochebenkar rock glacier : Aerial vs. ground-based photogrammetric methods. *Abstract, 2nd European Permafrost Conference*, Potsdam, Germany, Terra Nostra, 97.
- Lambiel C.** (2006): *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités*. Thèse. Fac. Géosciences et Environnement, Univ.Lausanne, Travaux et recherches, 33, 260pp.
- Lambiel C. and 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(3), 229-241.
- Lencewicz S.** (1918): Morphologie du Val de Réchy dans les Alpes Pennines. *Travaux de la société des sciences de Varsovie. Classe de sciences mathématiques III*, 29.
- Little J.D., Sandall H., Walegur M.T. and 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(4), 349-357.
- Lowe J.J. and Walker M.J.C.** (1997): *Reconstructing Quaternary Environments*. 2nd ed. Harlow Essex : Prentice Hall, 446pp.
- Lugeon M. and Jérémime E.** (1913): Carte des bassins fermés des Alpes suisses. *Bulletin des laboratoires de géologie, géographie physique et paléontologie de l'Université de Lausanne*, 19.
- Lugon R.** (1998): Evolution du pergélisol alpin face aux changements climatiques, études de cas dans les Alpes valaisannes (Suisse). Thèse. Fac. Sciences, Univ. Fribourg.
- Lugon R. and Delaloye R.** (2001): Modelling alpine permafrost distribution, Val de Réchy, Valais Alps (Switzerland). *Norsk geogr.Tidsskr.*, 55, 224-229.
- Matsuoka N. and Humlum O.** (2003): Monitoring periglacial processes: new methodology and technology. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(4), 299-303.
- Matsuoka N., Ikeda A. and Date T.** (2005): Morphometric Analysis of solifluction lobes and rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(1), 99-113.
- Mihajlovic D., Kölbing D., Kunz I., Schwab S., Kienholz H., Budmiger K., Imhof M. and Krummenacher B.** (2003): Developing new

- methods for monitoring periglacial phenomena. *Proceedings, Eighth International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, Balkema, 2, 765-770.
- Monbaron M. and Tenthorey G.** (1988-1989): Hydrologie en zone périglaciaire au Vallon de Réchy (VS). Essai de coloration sur un glacier rocheux. *Bulletin de la Société neuchâteloise de géographie*, 32-33, 117-128.
- Ødegård R.S., Isaksen K., Eiken T. and Sollid J.L.** (2003): Terrain analyses and surface velocity measurements of the Hiorthfjellet rock glacier, Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(4), 359-365.
- ORB** (2007) : *Projet : GNSS pour la géodésie et la géodynamique*. Observatoire Royal de Belgique. Internet page (consulted January 3rd 2007) http://www.gps.oma.be/fr/lbesch_fr_ok_css.htm
- Perruchoud E.** (2007 a): *Le GPS comme outil de mesure dans le domaine périglaciaire: fonctionnement, précision et évaluation*. Travail de recherche personnel II, Univ. Fribourg, 30 pp. (in French unpublished).
- Perruchoud E.** (2007 b): *Orthorectification de photos aériennes de la région du Vallon de Réchy à l'aide du logiciel ERDAS imagine en vue d'une analyse diachronique des mouvements d'un glacier rocheux*. Travail de TD-Ti et SIRS, Univ. Fribourg, 41 pp. (in French unpublished).
- Perruchoud E. and Delaloye R.** (2005): Surveying the (seasonal) variations in rock glacier activity using GPS technique (western Swiss Alps). *Abstract, 2nd European Permafrost Conference*, Potsdam, Germany, Terra Nostra, 99-100.
- Perruchoud E. and Delaloye R.** (submitted): Short-term changes in surface velocities on the Becs-de-Bosson rock glacier (western Swiss Alps). *Proceedings, 9th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography*, Graz, Austria, submitted.
- Pissart A.** (1953): Les coulées pierreuses du plateau des Hautes Fagnes. *Annales de la société Géologique de Belgique*, 76, 203-219.
- Piveteau J.L.** (1988): Demande de subsidence pour un nouveau projet au Fonds national suisse de la recherche scientifique : Etude du pergélisol (principalement les glaciers rocheux) des Alpes penniques valaisannes et de son potentiel en eau. (unpublished).
- Roer I.** (2003): Rock glacier kinematics in the Turtmanntal, Valais; Switzerland – observational concept, first results and research perspectives. *Proceedings, Eighth International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, Balkema, 2, 971-975.
- Roer I.** (2005): *Rockglacier kinematics in a high mountain geosystem*. Thèse. Dept. of Geography, Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, 217pp.
- Roer I., Kääb A. and Dikau R.** (2004): Spatio-temporal variations of mountain permafrost creep and implications for slope stability in the Turtmann valley (Valais, Switzerland). *Geophysical Research Abstracts*, 6.
- Roer I., Kääb A. and Dikau R.** (2005): Rockglacier acceleration in the Turtmann valley (Swiss Alps): probable controls. *Norsk Geog. Tidsskr.*, 59, 157-163.
- Roer I., Avian M., Delaloye R., Lambiel C., Dousse J.-P., Bodin X., Thibert E., Kääb A., Kaufmann V., Damm B. and Langer M.** (2005): Rockglacier « speed-up » throughout European Alps – a climatic signal? *Abstract, 2nd European Permafrost Conference*, Potsdam, Germany, Terra Nostra, 101.
- ScNAT** (2004): Permafrost in Switzerland 2000/2001 and 2001/2002. PERMOS Report 2/3. Glaciological Commission, Swiss Academy of Sciences. 86pp.
- ScNAT** (in prep.): Permafrost in Switzerland. PERMOS Report 4/5. Glaciological Commission, Swiss Academy of Sciences.
- Serrano E., San José J.J. and Agudo C.** (2006): Rock glacier dynamics in a marginal periglacial high mountain environment: flow, movement (1991-2000) and structure of the Argualas rock glacier, the Pyrenees. *Geomorphology*, 74, 285-296.
- Schröder H., Kokarev A. and Harrison S.** (2005): Rock glaciers in the northern Tien Shan, Kazakhstan: new data on movement rates and distribution. *Glacial Geology and Geomorphology*, rp01, 2005.
- Sherzer W.H.** (1907): *Glaciers of the Canadian Rockies*. Smithsonian Institution, Smithsonian Contributions to Knowledge 34, 135pp.
- Shroder J.F.** (1978): Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quaternary Research*, 9(2), 168-185.
- Shroder J.F. and Giardino J.R.** (1987): Analysis of rock glaciers in Utah and Colorado, U.S.A., using dendrogeomorphological techniques. *Rock Glaciers*. Ed. Giardino J.R., Shroder J.F. and Vitek J.D. Allen & Unwin, 151-159.
- Siegfried J.J.** (1874): *Les glaciers de la Suisse rangés par régions et par groupes. Extrait du Livre des Glaciers*. CAS, imprimerie Zurcher & Furrer, Zurich, 99pp.
- Sjogren D.B., Moorman B.J. and Vachon P.W.** (2003) : The importance of temporal scale when mapping landscape change in permafrost environments using Interferometric Synthetic Aperture Radar. *Proceedings, Eighth International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, Balkema, 2, 1057-1062.
- Sloan V.F. and Dyke L.D.** (1998): Decadal and millennial velocities of rock glaciers, Selwyn

- Mountains, Canada. *Geografiska Annaler*, 80A(3-4), 237-243.
- Strozzi T., Kääb A. and Frauenfelder R.** (2004): Detecting and quantifying mountain permafrost creep from in situ inventory, space-borne radar interferometry and airborne digital photogrammetry. *International Journal of Remote Sensing*, 25(15), 2919-2931.
- Tenthorey G.** (1987): Etude sur le périglaciaire dans les Alpes valaisannes. Etat de la recherche. *Ukpik*, 5, 151-159.
- Tenthorey G.** (1989): Etude géomorphologique et hydrologique des terrains périglaciaires du haut Val de Réchy (Nax, VS): présentation du projet. *Bulletin de la Murithienne*, 107, 59-67.
- Tenthorey G.** (1992): Perennial névés and the hydrology of rock glacier. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(3), 247-252.
- Tenthorey G.** (1993): *Paysage géomorphologique du Haut-Val de Réchy (Valais, Suisse) et hydrologie liée aux glaciers rocheux*. Thèse. Fac. Sciences, Univ. Fribourg, 307pp.
- Tenthorey G.** (1994): Hydrologie liée aux glaciers rocheux, Haut-Val de Réchy (Nax, VS) *Bulletin de la Murithienne*, 112, 97-116.
- Vigny C.** (2005): *Traitement du signal GPS*. École Normale Supérieure, Paris. Internet page (consulted February 18th 2005) <http://www.geologie.ens.fr/~vigny/gps-processing-f.html>
- Vonder Mühl D.** (1992): Evidence of intrapermafrost groundwater flow beneath an active rock glacier in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), 169-173.
- Wagner S.** (1992): Creep of Alpine permafrost, investigated on the Murtel rock glacier. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), 157-162.
- Wahrhaftig C. & Cox A.** (1959): Rock glaciers in the Alaska Range. *Geological Society of America, Bulletin*, 70, 383-436.
- Washburn A.L.** (1973): *Periglacial processes and environments*. St-Martin's Press, New York, 320pp.
- Whalley W.B., Palmer C.F., Hamilton S.J. and Martin H.E.** (1995): An assessment of rock glacier sliding using seventeen years of velocity data: Nautárdalur rock glacier, North Iceland. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 27(4), 345-351.
- White S.E.** (1987): Differential movement across transverse ridges on Arapaho rock glacier, Colorado Front Range, U.S.A. *Rock Glaciers*. Ed. Giardino J.R., Shroder J.F. and Vitek J.D. Allen & Unwin, 145-149.
- Zhu C.** (1996): Rates of periglacial processes in the Central Tianshan, China. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7(1), 79-94
- Zick W.** (1996): Bewegungsmessungen 1965-1994 am Blockgletscher Macun I (Unterengadin/Schweiz) – neue Ergebnisse. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplement-Band*, 104, 59-71.
- Żurawek R.** (2002): Internal structure of a relict rock glacier, Ślęza Massif, Southwest Poland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(1), 29-42

