



HAL
open science

La lave torrentielle du 24 août 2015 (Lanslevillars, Savoie) : un cas de dégradation du pergélisol dans le contexte du réchauffement climatique ? Étude de l'évolution des dynamiques du glacier-rocheux du col du Lou entre 1970 et 2016 : approche par photogrammétrie

Charles Ribeyre

► **To cite this version:**

Charles Ribeyre. La lave torrentielle du 24 août 2015 (Lanslevillars, Savoie) : un cas de dégradation du pergélisol dans le contexte du réchauffement climatique ? Étude de l'évolution des dynamiques du glacier-rocheux du col du Lou entre 1970 et 2016 : approche par photogrammétrie. Géographie. 2016. dumas-01520648

HAL Id: dumas-01520648

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-01520648>

Submitted on 10 May 2017

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

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



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - NoDerivatives 4.0 International License

**MEMOIRE DE MASTER 2 : Systèmes Territoriaux, Aide à la Décision,
Environnement (STADE)**

**LA LAVE TORRENTIELLE DU 24 AOUT 2015 (LANSLEVILLARD,
SAVOIE) : UN CAS DE DEGRADATION DU PERGELISOL DANS LE
CONTEXTE DU RECHAUFFEMENT CLIMATIQUE ?**

(Etude de l'évolution des dynamiques du glacier-rocheux du col
du Louentre 1970 et 2016 : approche par photogrammétrie)

Stage réalisé au sein du laboratoire PACTE

Mémoire soutenu le : 05/09/2016

Devant un jury composé de :

- **Philippe SCHOENEICH**, professeur à l'Institut de Géographie Alpine (tuteur pédagogique)
- **Marco MARCER**, doctorant au laboratoire PACTE (maître de stage)
- **Xavier BODIN**, chargé de recherche au laboratoire EDYTEM



Charles RIBEYRE
M2 STADE
Année 2015 - 2016

RESUME

Le 14 Aout 2015, un orage sur le signal du Grand Mont Cenis (3377 m) génère deux importants glissements de terrain. Les niches d'arrachement de ces deux glissements se situent au niveau du front d'un glacier-rocheux situé juste en aval du col du Lou vers 2800m d'altitude. Ces glissements sont à l'origine de deux laves torrentielles successives qui ont déferlées jusqu'au village de Lanslevillard (Haute Maurienne, Savoie) en causant d'importants dégâts matériels sur la commune se chiffrant en milliers d'euros.

L'orage n'étant pas considéré comme intense pour un phénomène de cette ampleur, il nous paraissait intéressant de connaître le rôle joué par le pergélisol dans cet évènement. En effet, la hausse avérée des températures atmosphériques n'épargne pas les Alpes dont une augmentation comprise entre 0.5° et 1°C a été observée. Ce réchauffement entraîne une véritable crise morphogénique dans les milieux situés en limite inférieure du pergélisol. De nombreuses études ont observé une augmentation des vitesses de déplacement des glaciers-rocheux ces dernières années, en corrélation avec celle des températures. Dans des contextes topographiques favorables (forte pente) ces changements de dynamique peuvent alors engendrer une apparition et une occurrence de certains phénomènes gravitaires (rupture, laves torrentielles).

Notre étude s'inscrit dans ce contexte de dégradation du pergélisol liée au réchauffement climatique et les conséquences sur les potentiels aléas générés. L'objectif étant de déterminer si les laves torrentielles du 14 aout 2015 peuvent être expliquées par une dégradation du pergélisol dû au réchauffement climatique sur le site du col du Lou. Pour cela nous avons étudié l'évolution des dynamiques du glacier-rocheux du Col du Lou en comparant les orthophotos et MNT générés par photogrammétrie, à partir d'anciennes images aériennes de l'IGN de 1970 à aujourd'hui.

ABSTRACT

On August 14th 2015 , a storm took place on the Grand Mont Cenis Mountain (3377 m) and two significant landslides. The two landslides detached from the frontal area of a rock-glacier situated downstream of the Lou pass at a height of 2800 m and originated two consecutive debris flows that broke out in the downstream of Lanslevillard (Haute Maurienne, Savoie), bringing enormous masses of debris into town and causing thousands of euros worth of damage.

Since the storm's magnitude was not big enough to cause a phenomenon of this scale, it became interesting to look at the role that permafrost might have in this situation. Indeed, the Alps have not remained unaffected by the globally recognized increase in atmospheric temperatures, where a rise from 0.5 to 1 C has been measured within the last decades. This temperature increase brought a real morphogenic crisis in the lower limit of the permafrost belt. Numerous studies have shown a correlation between temperature rises and an increase of the dynamics of rock-glacier these past few years. In the context of favorable topographic conditions (steep slopes) these dynamic changes can lead to a rise of certain gravitational phenomena (ruptures, debris flows).

Our study fits into this context of the correlation between the degradation of permafrost and global warming and its potential hazardous consequences. The objective of the study is to determine if the debris flows that occurred in August 14th could be explained by a degradation of permafrost caused by global warming at the site of the Lou pass. For this study we studied the development of the landslide at Lou pass by comparing the orthophotos and MNT generated by photogrammetry, starting with aerial images of IGN dating back to 1970 up until recent photos.

REMERCIEMENT

Avant de commencer ce mémoire de master 2, qui clôture ainsi 5 années d'étude en géographie, Je tiens à exprimer ma reconnaissance et mes sincères remerciements à :

-Philippe Schoeneich : Enseignant chercheur à l'Institut de Géographie Alpine de Grenoble et directeur pédagogique de ce mémoire, pour m'avoir proposé ce stage, et qui durant mon cursus universitaire m'a transmis le goût pour la géomorphologie et plus particulièrement pour les milieux périglaciaires. Je le remercie également pour sa disponibilité, son partage de connaissance et ses précieux conseils durant ce travail.

-Xavier Bodin : Chargé de recherche au laboratoire EDYTEM (CNRS), qui depuis mon master 1 et le début de mes travaux sur le pergélisol s'est toujours rendu disponible pour me permettre d'avancer dans mon travail, mais aussi pour l'apprentissage des outils de terrain et pour le prêt du MAC (photoscan) évitant ainsi l'explosion prématuré de mon PC.

-Marco Marcer : Doctorant au sein du laboratoire PACTE et maître de stage, pour m'avoir soutenu tout au long de ce mémoire, pour ses nombreux conseils et les discussions enrichissantes sur la vision de la science. Mais aussi pour avoir pris de son temps pour m'initier aux logiciels R, SAGA et aux coinceurs !

- L'ensemble de l'équipe pédagogique du Master STADE, pour leur soutien et leur accompagnement dans la transmission des connaissances.

- Mr Giroud et Mr Bigot qui prennent de leur temps et donnent les moyens à des étudiants sportifs de haut niveau de s'épanouir et de pratiquer leurs sports tout en poursuivant leurs études.

- Les dieux de STADE promotion 2014-2016 pour ses deux années !

- Moomin pour beaucoup de choses...

- Mes parents pour m'avoir soutenu et encouragé tout au long de mes études mais aussi pour la relecture de ce mémoire.

SOMMAIRE

ABREVIATIONS.....	6
INTRODUCTION	7
CHAPITRE 1 : ETAT DES CONNAISSANCES	9
1.1 Le pergélisol.....	9
1.1.1 Définitions	9
1.1.2 Structure du pergélisol	9
1.1.3 Evolution du pergélisol en contexte de réchauffement climatique.....	10
1.2 Les glaciers-rocheux	12
1.2.1 Définitions	12
1.2.2 Classification.....	13
1.2.3 Les risques potentiels.....	15
1.2.4 Méthode de suivi.....	18
CHAPITRE 2 : CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE DU SITE D’ETUDE ET RETOUR SUR LES LAVES TORRENTIELLES DU 14 AOUT 2015	22
2.1 Le Bassin versant du torrent de l’Arcelle Neuve	22
2.2 Le glacier-rocheux du col du Lou.....	25
2.2.1 Contexte geomorphologique	25
2.2.2 Etat thermique du sol.....	31
2.3 L’évènement du 14 aout 2015	32
2.3.1 Les données météorologiques	32
2.3.2 L’origine des matériaux.....	33
2.3.3 Les dégâts.....	35
2.3.4 Evènements historiques.....	36
CHAPITRE 3 : ETUDE ET EVOLUTION DES DYNAMIQUES DU GLACIER-ROCHEUX DU COL DU LOU ENTRE 1970 ET AUJOURD’HUI.....	37
3.1 Méthodologie.....	37
3.1.1 Les principes de la Photogrammétrie	37
3.1.2 Données utilisées	38
3.1.3 Les logiciels utilisés.....	39
3.1.4 Conceptions des orthophotos et MNA avec PCI_GEOMATICA®	40
3.1.5 Evaluations et corrections des données produites	42
3.1.6 Méthode pour la mesure des déplacements de surface du glacier-rocheux	45

3.2 Résultats	46
3.2.1 Evolutions des blocs remarquables de 1970 à 2012	46
3.2.2 L'Evolution du front principal entre 1970 et 2012	49
3.3.3 Vitesses de déplacement du glacier-rocheux du col du Lou entre 2006 et 2012	52
3.3.4 Déplacements verticaux du glacier-rocheux du col du Lou sur la période 1970-1996... ..	54
CONCLUSION	55
BIBLIOGRAPHIE.....	57
TABLE DES FIGURES.....	61
TABLE DES CARTES	63
ANNEXES	64

ABREVIATIONS

APIM : Alpine Permafrost Index Map

BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières

BTS : Bottom Temperature of the Snowcover

CLPA : Carte de Localisation des Phénomènes d'Avalanche

DGPS: Differential Global Positioning System

GCP: Ground Control Point

GPS: Global Positioning System

IGA : Institut de Géographie Alpine

IGN : Institut Géographique National

IRSTEA : Institut national de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture

LIDAR : Light Detection and Ranging

MAAT : Mean Annual Air Temperature

MAPT : Mean Annual Permafrost Temperature

MAGST : Mean Annual Ground Surface Temperature

MNA : Modèle Numérique Altitude

MNT : Modèle Numérique de Terrain

PACTE : Politiques Publiques, Action Politique ; Territoires et Environnements

PACE : Permafrost And Climate in Europe

PERMOS : PERmafrost Monitoring in Switzerland

RMSE : Root-Mean-Square Error

RTM : Restauration des Terrains de Montagne

MNA : Modèle Numérique d'Altitude

MNT : Modèle Numérique de Terrain

SIG : Système d'Information Géographique

SSGm : Société Suisse de Géomorphologie

TTOP : Temperature on Top of Permafrost

WEqT : Winter Equilibrium Temperature

ZAA : Zero Annual Amplitude

INTRODUCTION

Considéré dans la littérature comme étant un sol gelé en permanence, le pergélisol ou permafrost en anglais est défini comme du matériel de subsurface dont la température n'est jamais supérieure au point de fusion de la glace (environ 0°C) durant au moins deux années consécutives (*Delaloye, 2004*). On le retrouve dans les zones de hautes latitudes et les zones de hautes altitudes. Dans les Alpes on peut le retrouver à partir de 2500m d'altitude.

Le pergélisol est un élément difficilement percevable, cependant certaines formes particulières attestent de la présence de celui-ci comme les glaciers-rocheux. Les glaciers-rocheux sont des formes spectaculaires des milieux de montagne et sont définis communément comme une importante masse de débris et de glace fluant. Relativement peu étudié autrefois, le pergélisol de montagne, et plus particulièrement les glaciers-rocheux, font l'objet depuis les années 2000, de nombreuses études permettant d'améliorer les connaissances sur leurs caractéristiques mais également, sur leurs évolutions avec les variations climatiques actuelles. En effet le réchauffement climatique actuel n'épargne pas la cryosphère des montagnes. Les limites inférieures du pergélisol connaissent une véritable crise morphogénique : sa température s'élève et se rapproche de 0°C dans de nombreux sites alpins entraînant un épaissement de sa couche active (portion du sol qui dégèle en été). Le rôle cohésif que joue la glace du pergélisol entre les matériaux s'affaiblit, favorisant les instabilités des versants où l'on note la présence de celui-ci. Ces instabilités constituent alors un ensemble de processus générateurs de risques dont on pourrait voir leur occurrence et leur intensité s'accroître (*Roer, 2005 ; Krysiecki, 2008 ; Ravanel, 2009*).

Depuis 2011 les Services de Restaurations des Terrains de Montagne s'intéressent à ces « nouveaux » risques en réalisant un inventaire complet de l'ensemble des glaciers-rocheux des Alpes françaises. Cet inventaire s'effectue suivant une méthodologie spécifique permettant d'une part, de construire une base de données sur la typologie et les caractéristiques des glaciers-rocheux qui sont ensuite utilisés pour les modélisations de la répartition du pergélisol, et d'autre part, de recenser les environnements à risques en réalisant une expertise pour chaque site, des risques potentiels associés.

Le 14 août 2015 une lave torrentielle sur le torrent de l'Arcelle Neuve causa de nombreux dégâts à la commune de Lanslevillard en Haute-Maurienne dans le département de la Savoie (*cf. Carte 1*). La particularité de cet événement est que la lave torrentielle fait suite à un événement orageux d'intensité plutôt modérée pour ce type de phénomène. Lors des vols d'hélicoptère de la sécurité civile et des visites de terrain du RTM les jours suivants l'événement, il a été mis en évidence que l'origine des matériaux de la lave est en grande partie due à un glissement de terrain au niveau d'un front du glacier-rocheux. Ce glacier-rocheux est situé dans la partie amont du bassin versant du torrent de l'Arcelle Neuve, vers 2700m d'altitude, juste en dessous du col du Lou.

Ce glacier-rocheux que l'on appellera le glacier-rocheux du col du Lou, sera l'objet d'étude de ce mémoire dont l'objectif est de déterminer si l'événement du 14 août 2015 est principalement dû à une dégradation du pergélisol/glacier-rocheux en contexte de réchauffement climatique ou est-ce que cet événement est lié à d'autres facteurs contrôlés par les particularités du site du col du Lou, ou encore, dû à la canicule exceptionnelle de juillet 2015 ?

L'étude diachronique des déplacements et des changements morphogéniques du glacier-rocheux du col du Lou à partir de reconstruction photogrammétrique (MNT, Orthophotos) des anciennes images aériennes de l'IGN est-elle assez pertinente et fiable pour répondre à ses questions ?

Dans une première partie nous reviendrons brièvement sur les généralités connues sur le pergélisol et les glaciers-rocheux (définitions, méthodes de suivis, évolutions en contexte de réchauffement climatique et risques associés). Nous présenterons ensuite les particularités du site d'étude et du glacier-rocheux du col du Lou et nous reviendrons sur les laves torrentielles du 14 août 2015. Enfin, nous verrons comment nous avons reconstruit l'évolution des déplacements du glacier-rocheux depuis les années 1970 par photogrammétrie et tenterons d'en interpréter les résultats.



Carte 1 : Localisation du village de Lanslevillard (source : www.Lanslevillard.fr)

CHAPITRE 1 : ETAT DES CONNAISSANCES

1.1 Le pergélisol

1.1.1 Définitions

Le « **pergélisol** », « **permafrost** » en anglais ou encore « **merzlot** » en russe est caractérisé dans la plupart des rapports spécialisés par la définition de Muller en 1947 comme étant « *un sol ou de la roche dont la température ne doit jamais être positive pendant au moins deux années consécutives* » ou plus récemment par Delaloye en 2004 : « *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* ».

Géographiquement, le pergélisol se trouve dans les régions de hautes latitudes ou de hautes altitudes. La particularité du pergélisol de hautes altitudes est qu'il est situé sur des zones de forte pente, donc particulièrement soumis aux phénomènes gravitaires, c'est sur ce dernier que nous allons porter notre attention. Dans les Alpes nous trouvons du pergélisol là où l'isotherme moyen annuel ne dépasse pas les -2° (Delaloye., 2004).

Les facteurs qui contrôlent la présence du pergélisol sont d'origine thermique et sa répartition dépend des échanges d'énergies (Krysiecki., 2008). La présence de pergélisol est régie par des facteurs multiscalaires qui sont : la nature du substrat, l'exposition, l'ensoleillement, la température de l'air ou encore la durée et l'épaisseur de l'enneigement (Haerberli., 1990 cité par Lambiel en 2006). Gruber en 2005 cité par Krysiecki., 2008, propose de regrouper ces facteurs en trois grandes catégories à trois échelles différentes : **L'échelle régionale**, qui met en jeu les paramètres climatiques (températures (MAAT), précipitation, relief, circulation atmosphérique). **L'échelle locale**, qui met en jeu les paramètres topographiques (répartition de la végétation, orientation des versants, différence d'enneigement, sens du vent) et pour terminer **l'échelle de l'objet/ du sol** (rugosité, porosité, granulométrie, couleur).

1.1.2 Structure du pergélisol

Nous allons maintenant nous intéresser à la structure interne du pergélisol. Celle-ci s'organise le plus souvent en trois couches (cf. Figure 1), suivant un gradient thermique lié d'une part, au flux de chaleur interne qui est relativement constant (flux de chaleur venant du centre de la terre) et d'autre part, au flux de chaleur externe variant constamment (venant des dynamiques atmosphériques).

Les trois couches caractéristiques de la structure interne du pergélisol sont alors :

- **La couche active** : Située au-dessus du pergélisol à proprement parler, c'est la portion du sol qui dégèle partiellement en saison chaude et qui regèle en saison froide. Son épaisseur peut aller de quelques décimètres à quelques mètres et peut varier en fonction du type de substrat et de la température extérieure. Elle constitue donc une couche instable qui peut connaître des mouvements de fluage.
- **Le pergélisol** : C'est la couche gelée du sol qui peut cependant contenir quelques zones non gelées (Talik). Le pergélisol débute à partir de la limite où la température du sol est continuellement égale ou inférieure à zéro, limite appelé TTOP (*Smith & Riseborough., 2002*). Le corps du pergélisol peut varier de quelques mètres à quelques centaines de mètre, on y trouve la ZAA (Zéro Annual Amplitude) qui est la profondeur où les variations thermiques saisonnières varient très peu (inférieur à $0,1^{\circ}$) (*Stoecker-Mittaz., 2002*). A partir de cette limite, la température du sol augmente progressivement, influencée en profondeur par le flux énergétique du centre de la terre.
- **Terrain non gelé** : C'est la partie du sol situé sous la base du pergélisol où la température du sol redevient continuellement positive.

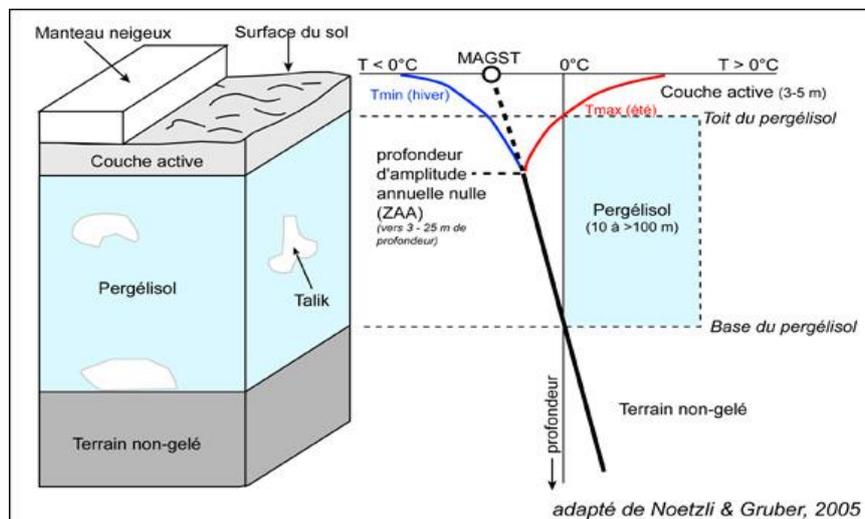


Figure 1 : Structure interne théorique et gradient thermique du pergélisol (source: www.unifr.ch (fiches SSGM) adapté de Noetzli & Gruber, 2005)

1.1.3 Evolution du pergélisol en contexte de réchauffement climatique

La réaction du pergélisol face aux variations climatiques est l'une des préoccupations majeures des scientifiques aujourd'hui. Dans les années 2000 de nombreux programmes ont vu le jour afin d'améliorer les connaissances sur le pergélisol de montagne et son évolution comme le programme PACE (Permafrost and Climate in Europe) ou encore PERMOS (permafrost in Switzerland). Ces programmes permettent l'obtention de résultats intéressants sur les réactions du pergélisol face aux variations et changements climatiques actuels.

Premièrement, nous pouvons affirmer que lorsque les paramètres climatiques varient, le pergélisol évolue lui aussi avec un temps de réponse proportionnel à sa profondeur (*Haeberli & al., 2006*, cité par *Delaloye., 2004*).

Deuxièmement, d'après *Haeberli & al* en 1993 une augmentation des températures entraîne une réponse du pergélisol à trois échelles de temps et de profondeurs différentes (*cf. Figure 2*) :

- **Phase 1** : Réchauffement et épaissement de la couche active à l'échelle de quelques années.
- **Phase 2** : Perturbation en profondeur du profil thermique, le surplus de chaleur se diffuse petit à petit en profondeur et entraîne une incurvation (redressement) du profil thermique.
- **Phase 3** : Remontée de la base du pergélisol, amincissement du pergélisol à l'échelle du Siècle.

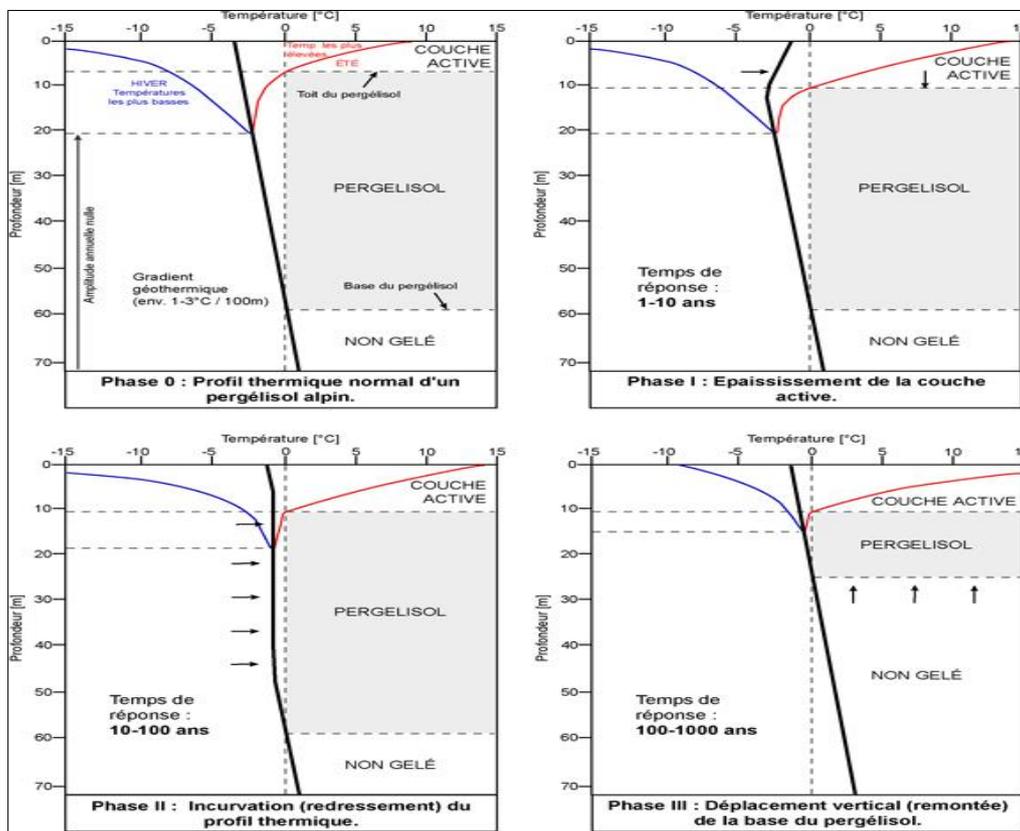


Figure 2 : Evolution de la structure interne du pergélisol en relation avec le réchauffement climatique actuel (source : SSGM fiches)

1.2 Les glaciers-rocheux

1.2.1 Définitions

Les glaciers rocheux sont des formes spectaculaires des paysages de montagne et témoignent, comme nous l'avons brièvement évoqué auparavant, de la présence du pergélisol. Ils constituent ainsi une des rares formes directement visible de celui-ci. Ils sont souvent définis dans la littérature comme étant d'importantes masses de débris et de glace fluant. Dans sa thèse en 2004, Delaloye propose une définition des glaciers-rocheux en réalisant une synthèse des définitions proposées par Heaberli en 1985 et Barsch en 1996 : « *Les glaciers rocheux sont l'expression visible, dans des matériaux non-consolidés, de la déformation lente et continue d'un corps de pergélisol sursaturé en glace et peuvent refléter le spectre complet des formes créées par un flux cohésif* ». Le glacier rocheux est alors facilement repérable par ses caractéristiques particulières : présence, de rides et de sillons arqués, de bourrelets bombés perpendiculaires à la direction d'écoulement de la formation (Delaloye., 2004), d'un front raide en partie terminale aval, et de la racine en partie amont souvent difficile à définir (cf. Figure 3).

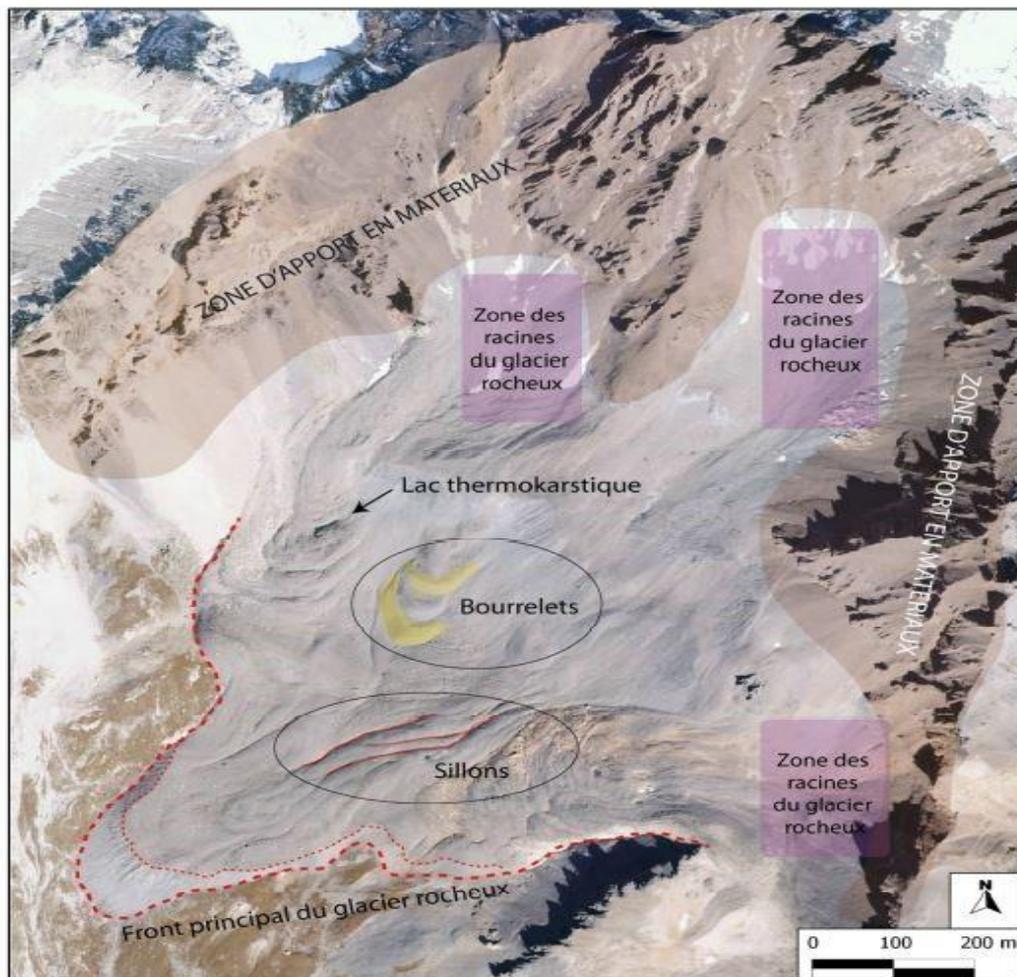


Figure 3 : Caractéristiques morphologiques d'un glacier-rocheux. Ici le glacier-rocheux actif du vallon de la Fournache (Savoie). Réalisé par T.Echelard (2014) (orthophoto IGN 2006)

Les matériaux qui composent les glaciers-rocheux proviennent le plus souvent des parois rocheuses ou d'éboulis situés à l'amont « talus rock glacier » ou alors de complexes morainiques remaniés « débris rock glacier » (*Echelard., 2010*). Ces matériaux peuvent être de granulométrie variable entraînant la formation de deux types de glacier rocheux : les glaciers rocheux à granulométrie grossière et les glaciers rocheux à granulométrie fine (*Ikeda & Matsuoka., 2006 cité par Krysiecky., 2008*). La morphologie, les processus de formation et d'évolution diffèrent alors entre ces deux types de glaciers-rocheux.

La provenance de la glace contenue dans les glaciers-rocheux est quant à elle soumise à débat. Certains auteurs pensent qu'elle est issue de l'enfouissement et de la déformation de glace de glacier (école glacialiste) quand d'autres pensent que celle-ci est issue de processus périglaciaire (école périglacialiste) (*Monnier., 2006*). Les processus de formation de la glace peuvent aussi différer, on retrouve alors deux formations possible : sédimentation ou congélation (*Delaloye ., 2004*).

La glace de sédimentation résulte de processus de néveification, définie comme étant une lente compaction d'une couche de neige jusqu'à formation de glace. La glace de congélation est quant à elle formée par le gel ou le regel qui a souvent lieu au niveau de la limite entre la couche active et le toit du pergélisol.

1.2.2 Classification

En se basant sur des critères de dynamique interne, de physionomie et de morphologie, les glaciers rocheux sont communément classifiés en trois grands types (*cf. Figure 4*). Cette classification proposée par Wahrhaftig et Cox en 1959 est la plus reprise dans la littérature, elle comprend alors :

- **Les glaciers-rocheux actifs** : (le glacier-rocheux présente des mouvements.) Morphologiquement, cela se traduit par un front raide, des indices de déplacement comme des crevasses ouvertes ou des blocs instables et l'absence ou très peu de végétation.
- **Les glaciers-rocheux inactifs** : (le glacier-rocheux contient encore de la glace mais ne montre plus de signe de déplacement.) Morphologiquement il présente un front moins raide que le glacier rocheux actif, une présence limitée de végétation et une surface ne montrant pas de signe particulier de mouvement.
- **Les glaciers-rocheux fossiles** : (le glacier-rocheux ne contient plus de glace et ne se déplace plus.) Son front est alors encore moins raide que les deux précédents, la végétation a souvent repris le dessus et les matériaux sont stables. Ce type de glacier rocheux ne présente en général pas ou très peu de menace dans l'étude des risques du fait de l'absence de pergélisol dans celui-ci.

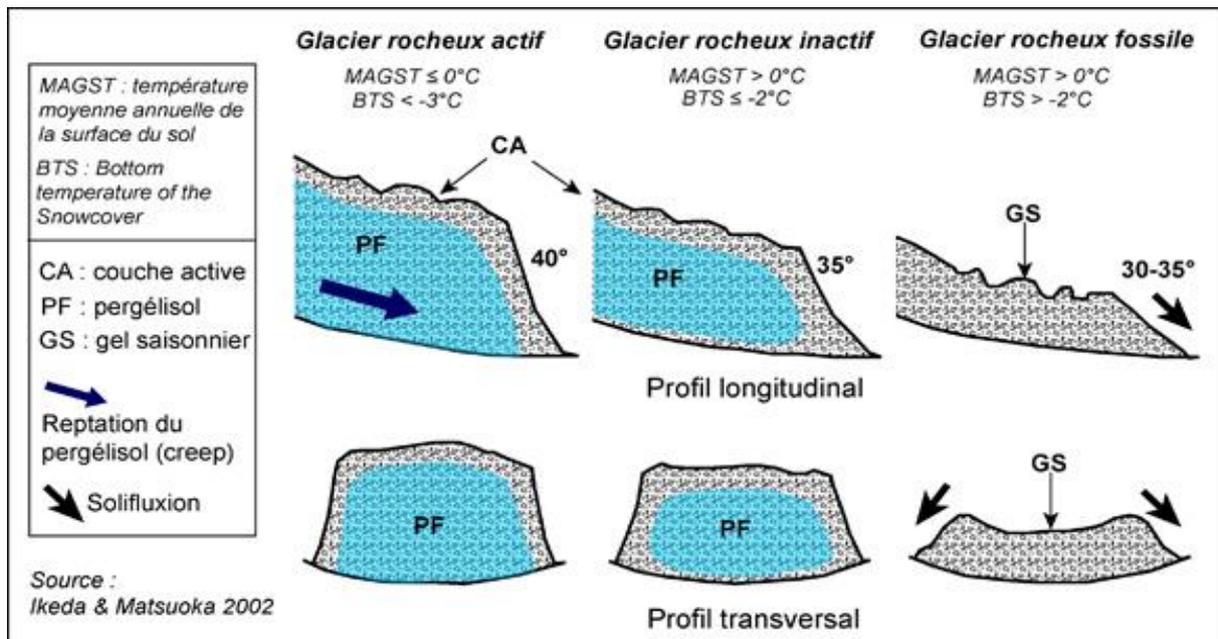


Figure 4 : Illustrations des caractéristiques des glaciers- rocheux en fonction de leur activité (source : SSGM fiches adapté de Ikeda et Matsuoka ., 2002).

Il est parfois difficile, à partir d'une simple photo-interprétation de différencier les glaciers rocheux actifs et inactifs, cela doit souvent passer par des analyses géomorphologiques approfondies, in situ. Avec l'aide de différentes méthodes permettant d'obtenir des vitesses de déplacements des glaciers-rocheux, *Delaloye & al en 2006* reprennent la classification de Wahrhaftig et Cox en y rajoutant ainsi des notions de vitesse de déplacement du glacier rocheux :

- **Glacier rocheux en crue:** vitesses de surface supérieures à 3 m/année, avec signes de déstabilisation récente (crevasses, surface instable, etc.) ;
- **Glacier rocheux à mouvement rapide:** vitesses de surface jusqu'à 3 m/année, mais signes de déstabilisation moins marqués que sur les glaciers rocheux en crue ;
- **Glacier rocheux actif:** vitesses de surface comprises entre quelque dm/année et 2 m/année, sans signes évidents de déstabilisation ;
- **Glacier rocheux inactif:** vitesses de surface maximales de quelque cm/année ;
- **Glacier rocheux réactivé :** glaciers rocheux qui étaient apparemment (pseudo-)inactifs (abondance de lichens, végétation arbustive au front, etc.) et qui présentent aujourd'hui des signes de déstabilisation et des mouvements de surface de plusieurs dm/année ;

1.2.3 Les risques potentiels

Surge et rupture

Cela fait maintenant quelques années que l'on observe une accélération des vitesses moyennes de déplacement des glaciers rocheux dans les Alpes (*Lambiel & al., 2008*), certains d'entre eux connaissent une véritable crise dans leur activité (glacier-rocheux en surge). Comme pour son homologue le « glacier blanc », une surge de glacier-rocheux se caractérise par une avancée brutale de celui-ci en peu de temps (+ 3m/an). La surge est provoquée par l'augmentation de la température du pergélisol qui se rapprocherait de 0°C, modifiant ainsi la teneur en eau et la plasticité de la glace contenue dans le glacier-rocheux. On distingue sur un glacier-rocheux en surge, un front instable, la formation de crevasses longitudinales, un affaissement de sa surface, l'apparition de sédiments fins à sa surface et la présence de rides latérales. Dans le cas d'une surge, le déplacement du glacier rocheux ne se déplacerait pas comme le modèle « tapis roulant » établi par *Haeberli et al* en 1998 (cité par *Krysiecki., 2008*) : « Les matériaux des couches les plus proches de la surface sont déposés au front du glacier rocheux à un temps t . Ceux-ci sont surmontés par de nouveaux matériaux provenant eux aussi des couches les plus proches de la surface à un temps $t+x$. » mais mobiliserait une épaisseur de sol plus importante et s'apparenterait plus à un mouvement basal de type glissement (cf : *SSGM fiche*). Il se peut que le glacier rocheux en surge puisse connaître une rupture, en général entre son corps, où ses vitesses de déplacement sont plus faibles, et son front avec des vitesses de déplacement plus rapides. Ces ruptures sont souvent favorisées par un contexte topographique favorable (rupture de pente, pente raide).

Le glacier-rocheux du Bérard situé dans le massif du Parpaillon (Alpes de haute Provence) est un bel exemple de rupture de glacier-rocheux, ayant entraîné, dans un contexte topographique favorable, un effondrement de presque 2 millions de m³ de glace et de débris durant l'été 2006 (*Krysiecki., 2008*) (cf. *Figure 5*). Le glacier-rocheux de Pierre Brune (Haute Maurienne) (cf. *Figure 6*) constitue, quant à lui, un bel exemple de glacier-rocheux déstabilisé, avec des vitesses de déplacement relevées d'environ 3.5 m/ans sur certains secteurs. (*Echelard., 2014*).



Figure 6 : Rupture du glacier rocheux du Berard (04)
(source : J-M Krysiecki., 2008)

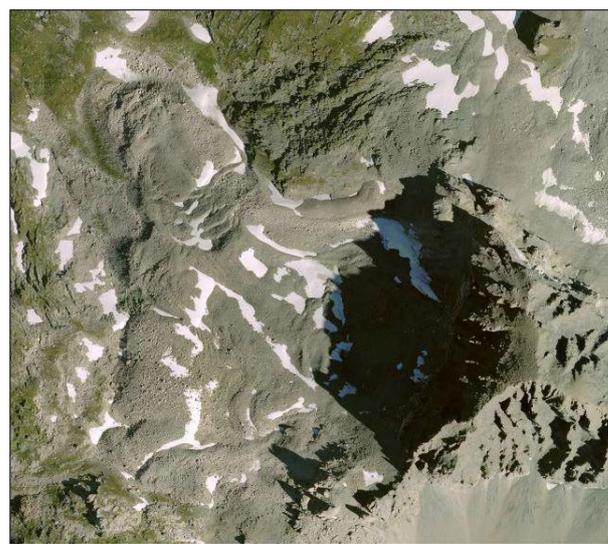


Figure 5 : Glacier-rocheux déstabilisé de Pierre Brune étudié par Echelard en 2014. On distingue bien l'aspect très crevassé du glacier-rocheux (source : image géoportail.fr)

Vidange de lac thermokarstique

Comme pour les glaciers, lorsque la glace contenue dans le glacier rocheux fond, cela peut créer un affaissement ou une dépression pouvant alors retenir l'eau de fonte et former un lac que l'on appelle, lac thermokarstique.

Un glacier rocheux peut aussi dans certains cas constituer un barrage. C'est le cas du lac d'Arsine dans le massif de Pelvoux (05) où un complexe morainique et un glacier rocheux fossile forment un barrage qui retient les eaux de fonte du glacier d'Arsine (cf. Bouvet & al, RTM 2011).

Ces types de lacs constituent une source de risques majeurs, car l'eau est retenue par des matériaux ayant une faible cohésion. Ces matériaux sont pris dans une matrice de glace sujette au réchauffement climatique. De plus, la façon dont l'eau est évacuée dans ce type de lac est souvent mal connue et difficilement observable (réseau souterrain, renardage..). Le risque majeur est qu'une débâcle soudaine survienne, et selon le volume d'eau contenue dans le lac cela peut avoir des répercussions importantes en aval selon les enjeux présents.

Le lac Chauvet est un des plus beaux exemples de vidange de lac thermokarstique, depuis le milieu du 20ème siècle, 6 vidanges brutales se sont produites (1936, 1956, 1970, 1991, 1997 et 2008). Les mécanismes qui régissent les vidanges et les écoulements souterrains de l'eau sont encore relativement méconnus. (Bouvet & al., 2011) (cf. Figure 7).



Figure 7 : A droite : photo du lac Chauvet lors de sa vidange brutale en Juillet 2008 et à gauche : photo en aval montrant la crue torrentielle causée par la vidange du lac (photos : M.Peyron en juillet 2008)

Lave torrentielle

Comme nous l'avons vu précédemment, la fonte et la dégradation du pergélisol causées par le réchauffement climatique, entraînent un épaissement de la couche active, et donc, la fonte de la glace servant de « ciment », de « cohésion » entre les différents matériaux. Ces matériaux vont alors devenir plus facilement mobilisables par des processus de surface, notamment par les systèmes torrentiels. Le pergélisol se situe en général dans le bassin de réception du torrent, sa dégradation et sa fonte, font augmenter les stocks de débris mobilisables par le torrent. Les glaciers rocheux, formes les plus remarquables du pergélisol, constituent un stock de matériaux non négligeable qui deviennent mobilisables lorsque ceux-ci connaissent une avancée rapide. Une rupture de glacier rocheux comme celui du Bérard apporte soudainement un stock de matériaux facilement mobilisable favorisant les déclenchements de laves torrentielles. En plus de rendre des débris mobilisables, la fonte du pergélisol a une influence sur la conductivité hydraulique, et apporte une source en eau liquide facilitant, avec la pente, la déstabilisation des matériaux et donc, favorisant le départ de laves torrentielles.

Les Figures 8 et 9 ci-dessous vous présentent, les relations que peuvent avoir les glaciers-rocheux dans certaines configurations sur l'apport de matériaux au torrent.



Figure 8 : Erosion du front du glacier-rocheux du Varet situé en amont de la station des Arc 2000 (Savoie). On remarque bien les apports en matériaux produits par la dégradation du front, qui sont susceptibles par la suite d'être repris par des processus de surface (torrent). (Source : image geoporatil.fr)

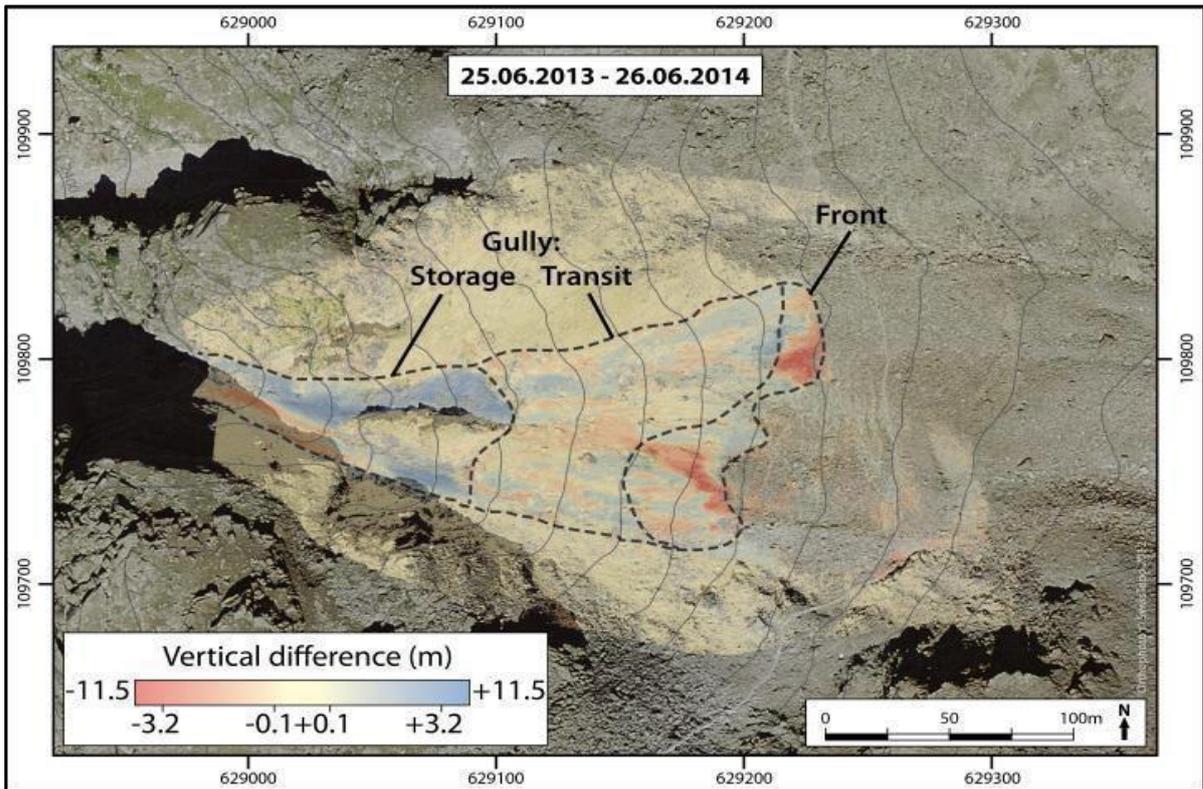


Figure 9 : Comparaison entre deux relevés LIDAR sur une période de 1an du front du glacier-rocheux de Gugla-Bielzug (Suisse). En rouge, les zones d'érosion et en bleu les zones d'accumulation. Cette Figure illustre parfaitement les relations entre le glacier-rocheux et le torrent, sur la fourniture en débris de celui-ci. (Source : Kummert & Delaloye, 2015)

1.2.4 Méthode de suivi

Il existe aujourd'hui de nombreuses méthodes de suivi pour étudier les différentes caractéristiques des glaciers-rocheux. Nous avons retenu celles qui sont les plus souvent utilisées mais également celles qui nous ont servi dans nos travaux. Certaines servent à déterminer les déplacements du glacier-rocheux, d'autres servent plutôt à caractériser l'état thermique du sol. Nous verrons également qu'en général, ces méthodes nécessitent un déplacement sur le terrain, mais qu'il est également possible de l'étudier de façon automatique sans campagne de terrain (photogrammétrie, D-INSAR).

Le DGPS

Pour étudier les mouvements de surface du glacier-rocheux, une des méthodes les plus fréquentes est celle de l'utilisation du DGPS (GPS différentiel) (Delaloye., 2004 ; Bodin., 2007 ; Krysiecki., 2008 Garcia., 2009). Le principe consiste à placer un GPS base sur un point fixe (point géodésique ou roche en place) qui va calculer continuellement sa position précise. Ensuite avec un GPS mobile on relève des points sur le glacier-rocheux que l'on marque et note à la peinture indélébile. Ses points sont en général pris sur de gros-blocs bien ancrés dans la couche active, pour caractériser réellement le mouvement de surface du glacier-rocheux sans être biaisé par le roulement possible de cailloux par gravité. Une fois les points mesurés, suit alors une phase de traitement avec l'aide d'un logiciel

spécialisé qui va permettre, par un calcul de vecteur à partir du GPS base, de calculer et de corriger les erreurs de positionnement du GPS mobile. Cela permet alors d'obtenir une précision de mesure, à plus ou moins 0.005m (Bodin., 2007 cité par Garcia en 2009), ce qui est intéressant pour notre objet d'étude dont les mouvements sont relativement minimes (quelques cm à quelques m par an). Lors d'une campagne suivante, les mêmes points sont alors mesurés, et par comparaison de leurs coordonnées avec la première campagne, nous obtenons les vecteurs de déplacements horizontaux du glacier-rocheux.



Figure 10 : A gauche : GPS base positionné sur un bloc stable durant toute la campagne de mesure. A droite : DGPS mobile en mode mesure sur un bloc du glacier-rocheux (Source : Ribeyre)

Le LIDAR

Le LIDAR est aussi utilisé dans certaines études pour caractériser les mouvements du glacier-rocheux, notamment par *Kummert & Delaloye* en 2015 lors de l'étude des dynamiques du front du glacier rocheux de Gugla-Bielzug dans la vallée de Zermatt. L'acquisition peut se faire de manière terrestre (utilisé dans l'étude du glacier-rocheux du col du Lou) mais également de manière aéroportée. La technique LIDAR est basé sur la mesure d'une onde électromagnétique émise par l'appareil, après avoir atteint une surface réfléchive. Nous obtenons ainsi un nuage de points en trois dimensions, représentant la surface de l'objet étudié avec une précision de 7mm annoncée pour une scène prise à 100m de distance (*Ravanel ., 2010*). Le nuage de points est ensuite calé dans l'espace (géoréférencé) à l'aide de cibles, dont les coordonnées sont prises au DGPS. A partir de ce nuage de points, nous obtenons alors un MNA (Modèle Numérique d'Altitude). Nous pouvons alors comparer les MNA de campagnes différentes, et donc, obtenir une évolution morphologique du glacier-rocheux. La méthode LIDAR permet d'acquérir des données de précisions excellentes, cependant, les conditions rencontrées dans les milieux de hautes montagnes rendent l'utilisation du LIDAR difficile, voire

impossible (zone d'ombre, difficulté de trouver un point de vue, appareil lourd et difficilement transportable).



Figure 11 : Aperçu du matériel LIDAR utilisé sur le Glacier-Rocheux du col du Lou (Source : Cayla.N)

L'interférométrie radar différentielle (D-InSAR)

L'interférométrie radar fait partie des méthodes dites « automatiques », il n'y a pas besoin d'aller sur le terrain pour l'étude. D'après Echelard (2014) cette méthode est utilisée depuis plus de 10ans pour détecter les mouvements de surface des glaciers-rocheux. La méthode In-SAR consiste à l'analyse de la différence de phase entre deux images radar satellite identique à pas de temps différent. Cette méthode permet de détecter des mouvements d'ordre centimétrique entre deux acquisitions dans la lignée du satellite (Gabriel & al 1989., cité par Echelard 2014). L'avantage de cette méthode est qu'elle peut couvrir une grande surface géographique. L'inconvénient, est qu'elle a ses limites dans l'interprétation des interférogrammes qui est le produit issu de l'interférométrie, puisqu'il faut s'assurer pour chaque forme détectée, qu'il s'agit bien d'un glacier-rocheux. De plus, selon la visée du satellite, certains versants de haute montagne ne peuvent pas être étudiés. Dans ses travaux de thèse en 2014, Echelard a utilisé cette méthode. Son secteur d'étude comprenait une grande partie de la haute Maurienne et de la haute tarentaise, et son objectif était de dresser un inventaire des glaciers-rocheux en mouvement, le glacier-rocheux du col du Lou avait pu être détecté par cette méthode.

La photogrammétrie

La photogrammétrie sera la principale méthode utilisée dans notre étude, elle sera plus détaillée dans le *chapitre 3.1.1*. Nous allons ici présenter brièvement cette méthode. La photogrammétrie, qu'elle soit terrestre ou aérienne, permet de reconstruire à partir de deux images ou plus, un modèle en trois dimensions d'un objet. La création du MNT permet également l'ortho rectification des photos. L'ortho rectification permet de corriger géométriquement l'image afin que chaque pixel de l'image soit le plus vertical possible de la zone qu'il représente, à la manière d'une carte. L'ortho rectification permet alors de comparer les images, prises à différentes dates, entre elles. En repérant l'avancée des blocs remarquables entre les différentes années, on obtient alors les vecteurs de déplacement de surface en 2 dimensions (X,Y) du glacier-rocheux. Cette méthode est déjà utilisée depuis quelques années dans l'étude des glaciers-rocheux (Kaab & Funk., 1999 ; Kaab., 2002 ; Kaufman., 2012). Cette méthode est en constante évolution en fonction du développement informatique et de l'imagerie satellitaire. Les résultats obtenus dépendent grandement de la qualité de l'orthorectification mais également de la résolution des images. Cité par Echelard en 2014, Kaab en 2002 estime qu'en zone de montagne, il est possible d'atteindre une précision de l'ordre d'un pixel qui, de nos jours, est d'environ 0.5 mètres.

Température de surface du sol

A ce jour, quatre capteurs de température (mini data logger) ont été placés sur le site du Col du Lou (3 sur le glaciers-rocheux et 1 en dehors). Ils sont en général, placés sous de gros blocs afin que la mesure soit la moins influencée possible par les rayonnements solaires. Les data loggers ont l'avantage d'être des appareils robustes avec une autonomie de marche assez élevée (idéale pour les milieux de montagne). Ils prennent la mesure de température à la surface du sol en continue selon un pas de temps choisi. Au col du Lou, une mesure de température toutes les 2h est enregistrée. Lorsque la couche neigeuse devient importante en hiver, la mesure de température de surface du sol devient alors constante (la neige jouant le rôle d'isolant). La valeur constante relevée, que l'on nomme la Winter Equilibrium Temperature (WEqt), nous donne alors une indication sur l'état thermique du pergélisol.



Figure 12 : Exemple de Datalogger
(Source : X.Bodin)

CHAPITRE 2 : CONTEXTE GEOMORPHOLOGIQUE DU SITE D'ETUDE ET RETOUR SUR LES LAVES TORRENTIELLES DU 14 AOUT 2015

Ce deuxième chapitre est consacré à la présentation du secteur d'étude et des événements d'août 2015. Après avoir présenté brièvement les caractéristiques du bassin versant du torrent de l'Arcelle neuve, nous nous attarderons sur le complexe glacier-rocheux du col du Lou. L'intérêt est de comprendre les dynamiques de celui-ci, en nous attardant particulièrement sur l'aspect géomorphologique. Nous interpréterons également les températures de surface du sol, des capteurs placés en novembre 2015 et relevés le 18 juillet 2016 qui nous donneront une première indication sur la présence de pergélisol, ainsi que son état thermique. Puis, pour clore ce chapitre, nous présenterons les laves torrentielles du 14 août 2015, ainsi qu'un bref aperçu des événements historiques recensés sur le bassin versant.

2.1 Le Bassin versant du torrent de l'Arcelle Neuve

Le bassin versant de l'Arcelle neuve est situé sur la commune de Lanslevillard dans la vallée de la haute-Maurienne (Savoie). La Haute-Maurienne est caractérisée par ses hauts sommets dépassant les 3000m, dont, la pointe Charbonnel (3751m), la Dent Parrachée (3697m) ou encore la Levanna Centrale (3619m) abritant sur ses versants les sources de l'Arc, un des principaux affluents de l'Isère. Du fait de son altitude relativement élevée, ce massif est marqué par une forte présence d'environnement glaciaire et périglaciaire.

Le bassin versant de l'Arcelle Neuve (*cf. Figure 13*) possède une surface avoisinant les 3km² avec un tronçon linéaire du torrent d'environ 4,5km entre le bassin de réception et la confluence avec l'Arc. En amont, son bassin de réception est bien délimité par une ligne de crête supérieure à 3000 m d'altitude entre le rocher de la Cailla (3010m) et le sommet de la Nunda (3023) en passant par le col du Lou (3042m) et par le point culminant du bassin versant : le Signal du Grand Mont Cenis (3377m). L'exutoire du bassin versant de l'Arcelle Neuve au niveau de l'Arc se trouve au point coté 1435m, ce qui nous donne un dénivelé avoisinant les 2000m

Nous allons entamer une description physique du bassin versant en le décomposant en plusieurs secteurs en partant du bassin de réception jusqu'au cône de déjection.

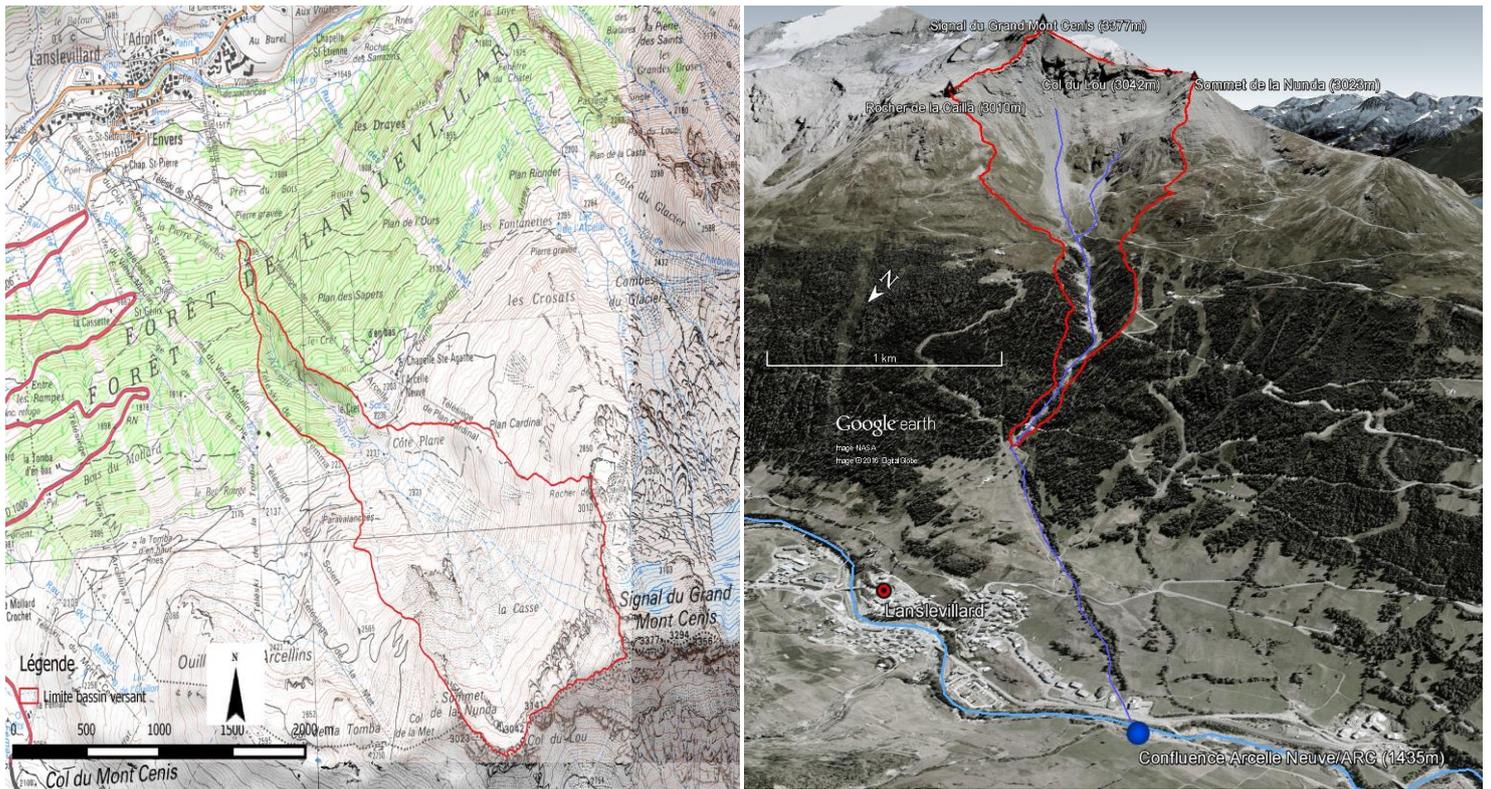


Figure 13 : Limite topographique du bassin versant de l'Arcelle Neuve. A gauche : sous fond Top 25 de l'IGN. A droite : aperçu en trois dimension du bassin versant de l'Arcelle Neuve. (Source : IGN Top25, Google Earth)

Comme nous l'avons évoqué brièvement auparavant, le bassin versant de l'Arcelle Neuve est dominé par une ligne de parois rocheuses situées à plus de 3000 m d'altitude. Ces parois sont composées de marbres phyliteux selon la carte géologique ou de schistes lustrés marbreux selon le site geol-alp.com. A ces altitudes, les parois sont soumises à des processus de gélifraction (cf. Figure 14) et contribuent fortement en aval, à l'alimentation du bassin versant en matériaux. Nous avons aussi remarqué la présence d'éboulements relativement récents dans ses parois (cf. Figure 15).



Figure 15 : Exemple de roche pourries et gélifractés des parois amont (Source : Ribeyre)



Figure 14 : Exemple d'éboulement rocheux dans les parois amont (Source : Ribeyre)

Du pied de ses parois jusqu'à environ 2400m d'altitude, nous pouvons découper le bassin-versant en deux parties. Une partie située en rive gauche, qui forme un léger replat en dessous du col du lou entre 2800 et 2900m où s'accumulent les matériaux des parois amont. Ses matériaux forment un complexe de glaciers-rocheux actifs (*qui sera décrit en chapitre 2.2*) qui fluent vers une zone de ravines où la pente se raidie fortement vers 2650m. La partie rive droite est constituée quant à elle, d'une grande zone d'éboulis toujours fortement alimentés par les hautes parois rocheuses mais dont aucune forme particulière de fluage n'est visible. On note cependant la présence d'un chenal d'écoulement qui a fortement incisé l'éboulis (*cf. Figure 16*).



Figure 16 : Incision de l'éboulis situé à l'Est du bassin versant (Source : survole hélicoptère PGHM)

Ensuite, à partir de 1400m d'altitude, nous arrivons dans un secteur où la pente tend à se réduire, favorisant la présence de zones de dépôts des matériaux et la multiplication des chenaux d'écoulement qui convergent ensuite vers un chenal unique un peu avant l'entrée dans les gorges au point coté 2231 m. A noter que, dans ce dernier secteur, nous entrons sur le domaine skiable de Val Cenis et que le terrain est, à des endroits, remodelé par l'homme (piste de ski, remontées mécaniques, chemins d'accès).

Nous pouvons considérer l'ensemble de ces secteurs, comme étant la zone de réception du torrent de l'Arcelle Neuve. Nous pouvons dire que cette zone de réception située à haute altitude et très peu végétalisée, constitue un stock de matériaux mobilisables important pour le torrent de l'Arcelle neuve. De plus, avec son exposition au nord et son altitude élevée, il est fort probable qu'une grande partie du bassin de réception soit caractérisée par la présence de pergélisol. Cela est confirmé par la carte APIM (carte établie par modélisation qui représente la distribution potentielle du permafrost (Boeckli & al., 2012 (*cf. Figure 17*)) mais également par les formes de glaciers-rocheux actifs qui témoignent de sa présence. On peut dire que le bassin versant de l'Arcelle Neuve est un bassin versant où les matériaux mobilisables peuvent avoir tendance à augmenter avec le changement climatique actuel.

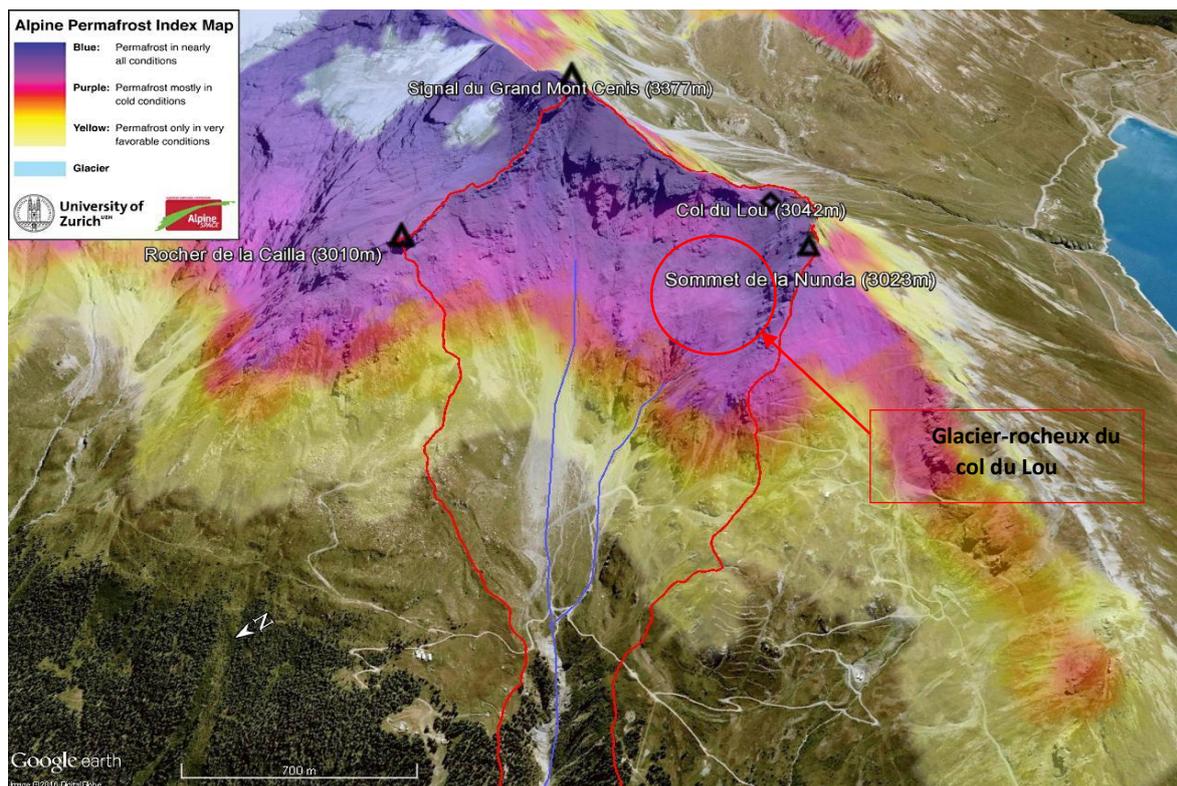


Figure 17 : Distribution potentielle du pergélisol dans le bassin versant de l'Arcelle Neuve selon la carte APIM (Boeckli & al., 2012).

De 2231m jusqu'à 1695m le torrent de l'Arcelle Neuve s'écoule dans des gorges, le bassin versant se réduit en largeur (forme d'entonnoir). Cette partie du bassin versant joue majoritairement un rôle de transit des matériaux. Le torrent a mis à jour le socle rocheux constitué de calcschistes et de marbres impurs. De faibles apports en matériaux peuvent provenir latéralement du sapement des berges, mais ses apports restent relativement faibles, comparés au volume pouvant venir de l'amont (cf. Rapport RTM). A la sortie des gorges, le torrent est canalisé sur son cône de déjection avant de se jeter dans l'ARC au point coté 1435m.

2.2 Le glacier-rocheux du col du Lou

2.2.1 Contexte geomorphologique

Nous allons maintenant nous attarder sur l'objet principal de notre étude : le glacier-rocheux du col du Lou. Nous allons voir que celui-ci comporte une certaine complexité géomorphologique. Après une description générale nous nous attarderons sur les différents secteurs qui font la complexité de ce site.

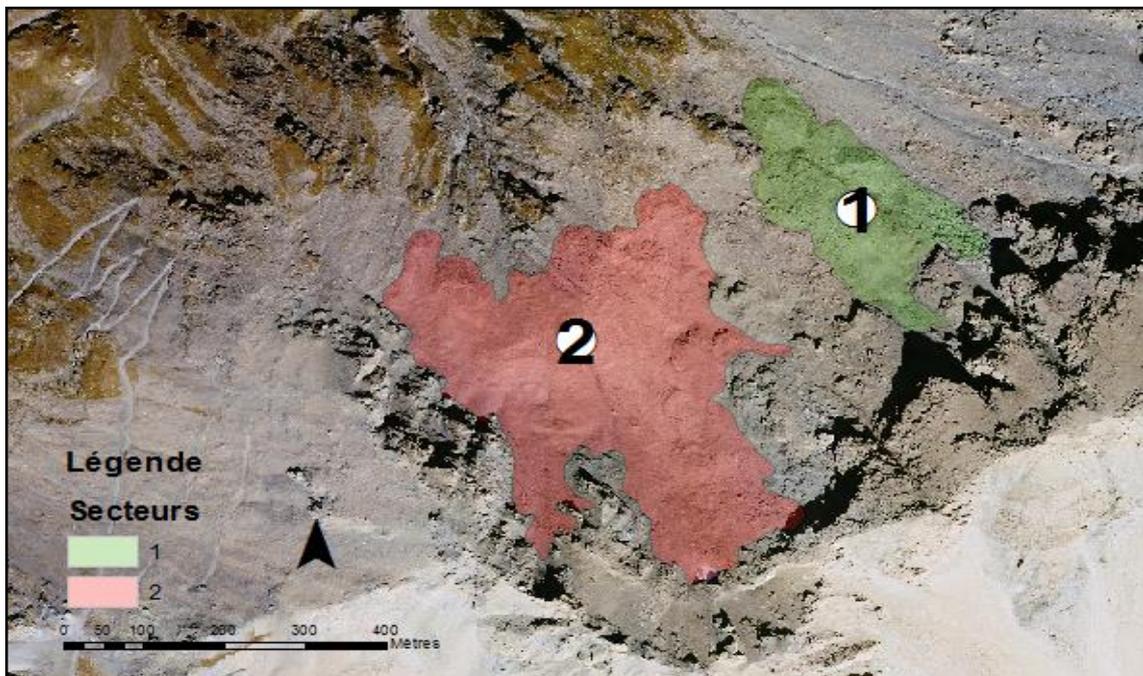
Le glacier-rocheux prend racine au pied des parois rocheuses des zones sommitales situées à l'ouest dans le bassin versant au niveau du col du Lou. Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, ses parois composées de marbre phyliteux, sont très gélifracées et contribuent fortement à l'alimentation en matériaux du glacier-rocheux. Il s'écoule ensuite sur une zone où la pente se réduit fortement, de sorte à former un léger replat autour de 2800m (cf. carte des pentes en annexe 1). Après

ce replat, le glacier-rocheux flue jusqu'au niveau d'une ravine où la pente se raidie. Nous retrouvons les fronts principaux du glacier-rocheux à l'entrée des ravines à environ 2700m.

Le glacier-rocheux a la particularité d'être formé dans des matériaux à granulométrie fine à moyenne. Ses matériaux sont pris dans une fine matrice argileuse, ce qui le différencie des glaciers-rocheux à granulométrie grossière où les blocs sont non consolidés. Ces différences impliquent pour les glaciers-rocheux à granulométrie fine, un mode de transport différent, ils se rapprochent davantage des modes de transport des processus de solifluxion (Ikeda & Matsuoka., 2006 repris par Kryescky en 2008). Ses formes à matériaux fins sont en général discrètes, les contours sont difficiles à dresser et les fronts sont peu marqués. On remarque cependant assez bien la présence de complexes de lobes sur ce genre de forme (J-M Kryescky 2008). La partie aval du glacier-rocheux a la particularité d'être située sur une zone où la pente se raidie fortement (>30°) en direction de la ravine alimentant directement le torrent de l'Arcelle Neuve, ce qui en fait un site potentiellement à risque qui a pu être avéré lors de l'évènement d'août 2015.

Nous allons maintenant passer à une description plus détaillée du site du col du Lou. Nous allons voir qu'il comporte un ensemble de formes périglaciaires complexes et qu'il est peut-être plus pertinent de parler d'un complexe de glaciers-rocheux que du glacier-rocheux du col du Lou. Avant toute description nous avons choisi de découper le site en 2 secteurs (cf carte 2) :

- **Un premier secteur** dont les formes fluent en direction de l'éboulis décrit dans le chapitre 2.1. Nous nous attarderons rapidement sur ce secteur, n'étant pas considéré comme un secteur où l'aléa est fort.
- **Un deuxième secteur** qui comporte l'ensemble des formes fluant en direction de la ravine principale et qui alimentent le torrent de l'Arcelle Neuve. C'est sur ce secteur que l'on a recensé les deux glissements à l'origine des laves du 14 août 2015.



Carte 2 : Partage du site du col du Lou en deux secteurs. En secteur 1 les formes fluent en direction de l'éboulis. En secteur 2 les formes fluent en direction de la ravine. (Source : fond orthophoto IGN 2006)

Description du secteur 1

Nous avons que très peu d'éléments sur le 1^{er} secteur, puisque que nous nous sommes, en priorité, attardés sur le 2^{ème} secteur qui est le plus pertinent par rapport au risque. Cependant la présence de bourrelet et de lobes assez bien marqués sur l'orthophoto (cf. *Figure 18*), notamment sur la partie ouest du secteur, sont des témoins d'une probable présence de pergélisol de la zone sommitale du bassin versant de l'Arcelle Neuve.

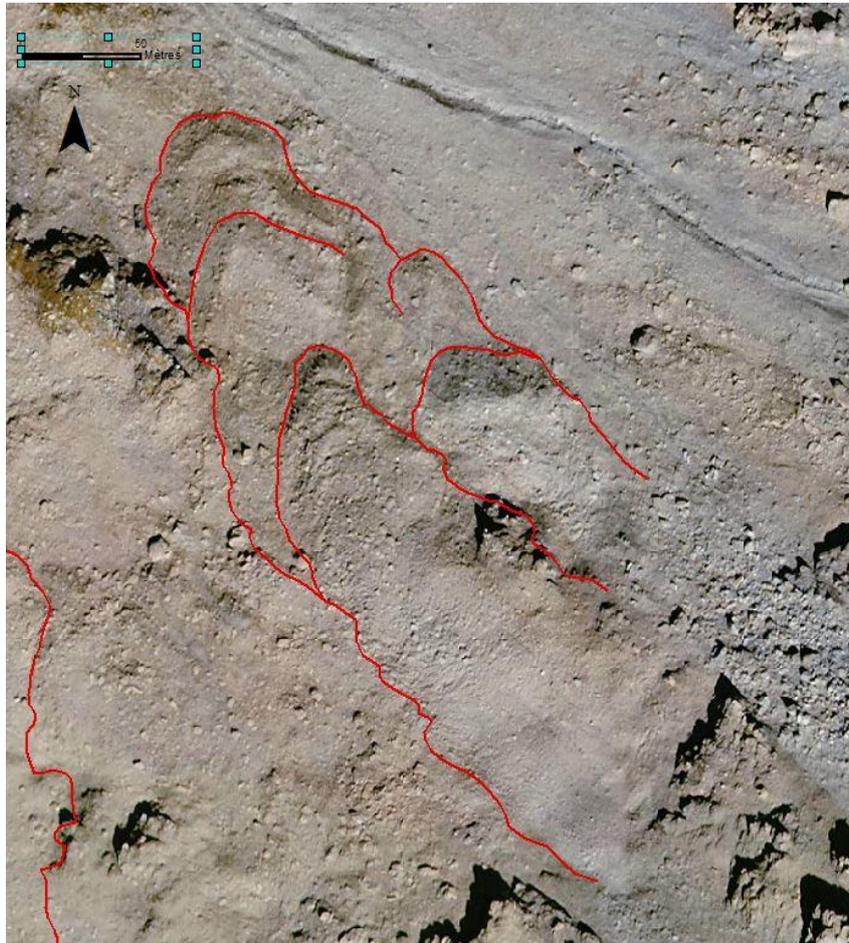
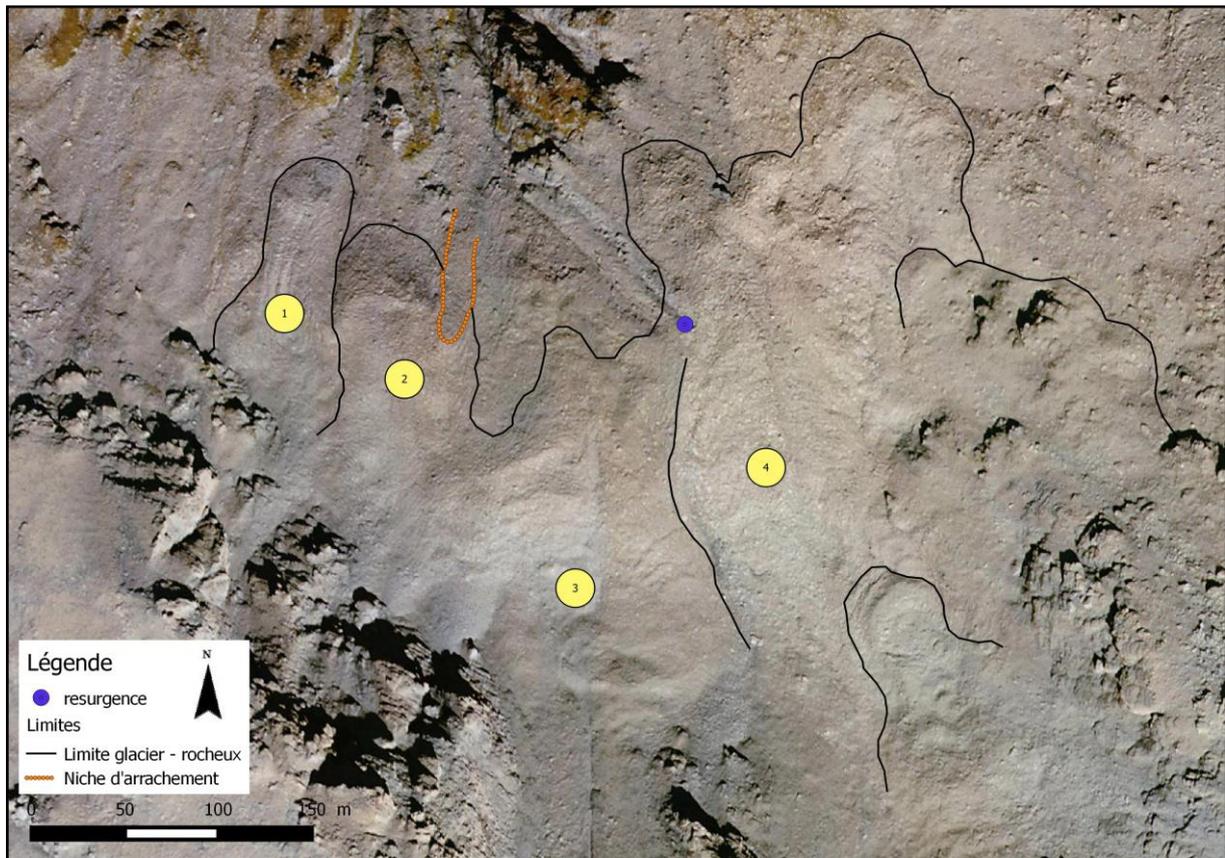


Figure 18 : Bourrelets et lobes bombés présent sur le secteur 1 (Source : orthophoto IGN 2006)

Description du secteur 2

Ce secteur sera notre secteur principal d'étude, celui-ci peut se découper également en « sous-secteurs » (cf. *Carte 3*) avec une topographie et des formes géomorphologiques différentes.



Carte 3 : Carte représentant les limites des formes complexes présentes sur le secteur 2. Localisation de la niche d'arrachement de 2015 et de la résurgence. Les numéros de 1 à 4 sont des repères pour la compréhension de la description du site ci-dessous (Source : Orthophoto IGN 2006)

La partie Ouest de ce secteur est caractérisée par la présence de deux fronts qui prennent forme dans des pentes relativement élevées ($> 30^\circ$). Ces fronts (cf. Figure 19) paraissent relativement instables avec la présence de petits paquets de matériaux glissés qui s'écoulent directement dans la ravine située juste en aval. Même s'ils apparaissent plutôt bien dans le paysage, ces fronts restent de forme relativement discrète ce qui est typique des glaciers-rocheux à granulométrie fine. En amont de ces fronts on retrouve les corps (cf. 1 et 2 sur la carte 3) encore situés dans des pentes élevées. La présence remarquable de nombreuses rides/crevasses concordant au sens de fluage (cf. Figure 20) sur le corps de ses glaciers-rocheux, témoignent de leur activité. C'est sur le front du glacier-rocheux 2 que l'on retrouve la niche d'arrachement du glissement principal, qui a fourni une grande partie des matériaux aux laves torrentielles du 14 août 2015. D'après la forte pente et les indices géomorphologiques relevés dans ce secteur, on peut penser qu'il constitue le secteur le plus actif de l'ensemble du col du lou.



Figure 19 : Vue sur les fronts instables du glaciers-rocheux du col du Lou (Source : Ribeyre)



Figure 20 : Exemple de ride présente sur le corps du Glacier-rocheux témoignant de son activité. (Source : Ribeyre)

En amont, vers 2800m, nous arrivons sur une zone de replat (cf. 3 sur la carte 3). Cette zone est caractérisée par la présence au pied des racines, de bourrelets relativement bombés (cf. Figure 21) qui attestent surement de la présence de glace dans le sol. Au pied de ses bourrelets, on retrouve sur de nombreuses campagnes de photos aériennes en été, la présence assez conséquente de neige qui, on le sait, isole le sol de la température extérieure limitant ainsi la fonte du pergélisol en période estivale.



Figure 21 : Bourrelets bombés situés en partie amont du glacier-rocheux, attestant de la présence de glace dans le sol. (Source : Paulhe RTM73)

En partie Est du secteur (cf.4 sur la carte 3) nous nous trouvons sur une partie relativement complexe. Cette partie forme une zone plate entourée de deux talus de matériaux s'apparentant à deux cordons morainiques (cf. Figure 22). Lors de la sortie terrain, faisant suite à l'évènement de 2015 une hypothèse avait été faite, celle d'un possible retrait d'une langue glaciaire datant du Petit Age Glaciaire. En se retirant, elle aurait laissé cette impression de dépression en forme de langue entourée de deux moraines latérales, qui aurait été repris par la suite par des processus périglaciaire (fluage). Cependant en nous référant aux travaux de Marie Gardent (2014) sur l'extension des glaciers dans les Alpes française au PAG, aucun glacier n'a été recensé sur le site, ni même sur les cartes de Cassini ou de l'Etat-major. On remarque que cette zone joue un rôle de combe à neige, ainsi cette dernière se conserve relativement tard en période estivale, favorisant un bon maintien du pergélisol. On note aussi la présence de résurgences en aval de ce secteur, au niveau d'une forte rupture de pente à l'amont de la ravine. Nous verrons, dans un chapitre suivant, que ces résurgences ont eu une influence certaine sur les évènements d'août 2015. On suppose que la dépression juste en aval, est susceptible d'accueillir un volume d'eau important (fonte de pergélisol + accumulation des eaux de pluie) entraînant de fortes poussées hydrostatiques. Cela peut expliquer la présence de ces résurgences aux débits importants pouvant provoquer également une déstabilisation des matériaux (charriage/incision).

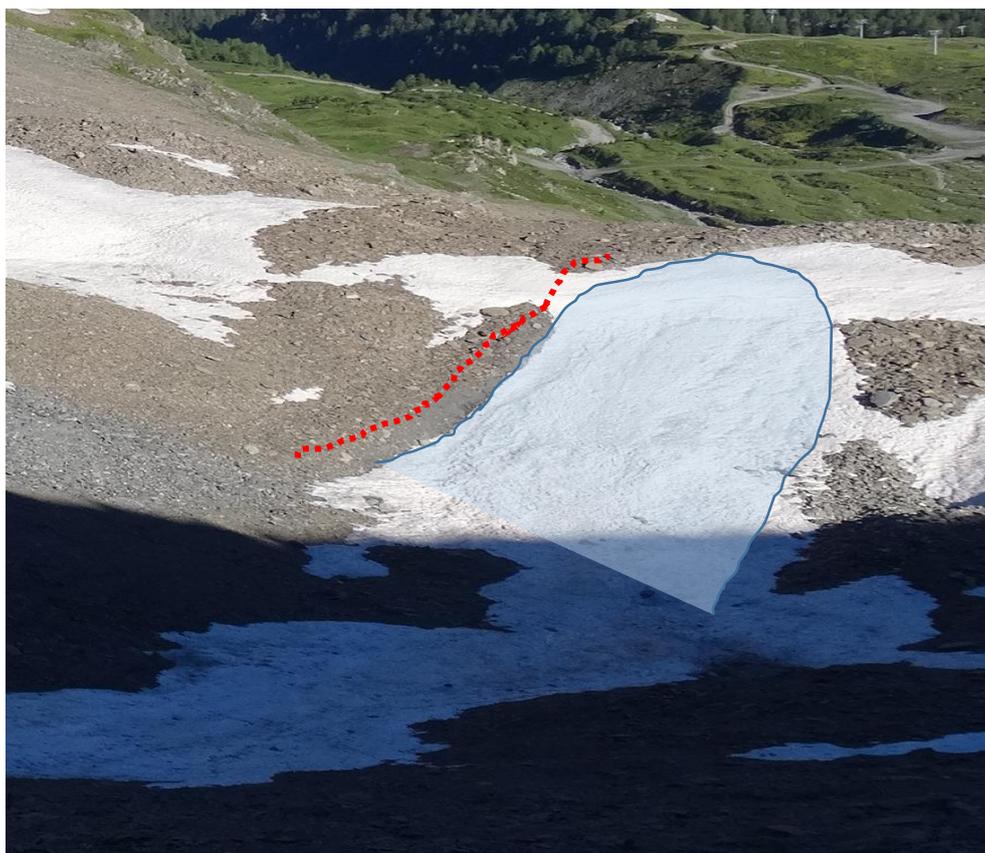


Figure 22 : Zone de dépression laissant penser à un retrait de langue glaciaire. Les pointillés rouges suivent la crête d'un supposé cordon morainique. On remarque la présence remarquable de quantité importante de neige retenue dans la dépression (Source : Ribeyre le 19/07/2016)

2.2.2 Etat thermique du sol

En Novembre 2015, 4 capteurs de température ont été placés sur le site (cf. *Localisation des capteurs en Annexe 2*), trois sur le glacier-rocheux (L2, L3, L4) et un à l'extérieur des limites de celui-ci P1. Ils prennent une mesure au pas de temps 1h. Un relevé des températures a été effectué lors d'une visite terrain le 18 juillet 2016. Les résultats sont présentés par le graphique suivant (cf. *Figure 23*). Le capteur L2 n'a pas pu être relevé, étant situé encore à cette période, sous une importante couche neigeuse.

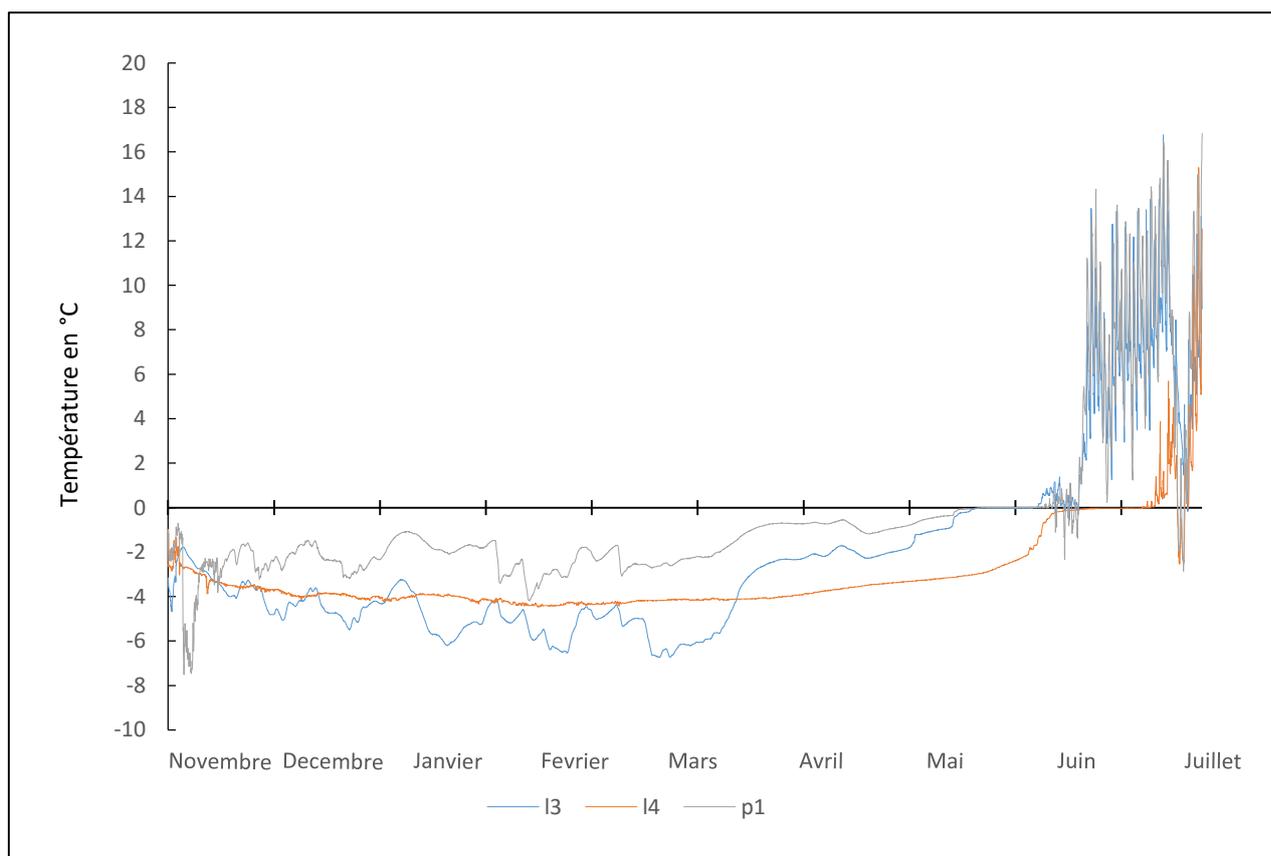


Figure 23 : Graphique représentant le relevé de température de 3 dataloggers sur le glacier-rocheux du col du Lou entre Novembre 2015 et Juillet 2016. L3 et L4 ont été placés sur le glacier-rocheux et P1 en dehors de celui-ci. La température est mesurée en °C et une mesure est prise toute les 2 heures.

Lors du placement des capteurs en Novembre, une légère couche de neige était déjà présente sur le site. On connaît l'importance de l'épaisseur du manteau neigeux pour l'interprétation de tel résultat, cependant nous n'avons pas de relevés du manteau neigeux durant l'hiver, les interprétations de ceux-ci sont donc à prendre avec précaution. Pour le capteur L3, on remarque qu'entre les mois de décembre jusqu'à fin Mars la température connaît de nombreuses fluctuations mais tout en restant dans une fourchette stable entre -4 et -6°C. Ces fluctuations peuvent être expliquées par une exposition de l'emplacement du capteur au vent, faisant varier l'épaisseur du manteau neigeux ne fonctionnant donc plus comme un isolant constant. La Weqt est difficile à définir pour cette zone mais

les températures relevées attestent bien de la présence de pergélisol. Ensuite la température du sol remonte progressivement pour atteindre 0°C « zéro curtain » début Mai, ce qui correspond à la période de fonte de la neige, les mesures sont alors influencées par l'eau de fonte puis début juin lorsque que le manteau neigeux disparaît les mesures sont influencées par la température atmosphérique. Pour le capteur L4 on remarque que la température du sol atteint rapidement un état d'équilibre qui est remarquablement constant durant toute la période hivernale, autour des -4°C. Cela s'explique par le capteur qui a été placé en novembre, période où il y avait déjà une trentaine de centimètre de neige, et son emplacement est situé au niveau d'une dépression qui, nous l'avons vu, favorise l'accumulation de neige. Lors du relevé mi-juillet, une épaisseur de neige était encore conséquente à proximité du capteur. Ces résultats sont bien représentatifs de la Weqt et attestent bien de la présence du pergélisol relativement froid dans ce secteur. On remarque aussi que le moment, où la température se rapproche de 0°C, arrive plus tardivement que pour L3 (mois de juin) ce qui, nous le supposons, s'explique par la topographie du site permettant une accumulation de neige importante favorisant la conservation du pergélisol. Pour le capteur P1 situé en dehors du glacier-rocheux, on remarque que la température est nettement plus élevée comparé aux autres capteurs. Cependant on peut voir durant l'hiver que les températures mesurées fluctuent similairement à L3 mais autour des -2 degré, ce qui n'exclue pas une probable présence de pergélisol sur ce site, qui pourtant ne dispose pas de signe géomorphologique particulier.

2.3 L'évènement du 14 aout 2015

2.3.1 Les données météorologiques

Les données météorologiques qui vont être exposées, sont tirées du rapport d'évènement RTM. Ce sont des données issues de météo radar de la plateforme RHYTMME qui est une plateforme expérimentale de l'IRESTEA. Ses données sont parfois à prendre avec précaution puisqu'elles dépendent également de la qualité du signal radar à l'instant de mesure. Durant l'épisode orageux du 14 août 2015 la qualité de la donnée était comprise entre 60 et 80% rapport (*cf. rapport RTM*).

Le bassin versant a connu 4 passages orageux dans les 24h précédant la crue, un de 1h15 à 2h15, un second de 6h à 7h, un troisième de 10h15 à 14h30 et un dernier juste avant le déclenchement des laves de 15h30 à 16h45. Nous n'avons pas pu récolter les données numériques de l'ensemble de ses épisodes, nous avons juste une donnée de cumul de précipitation sur la dernière demi-heure précédant l'évènement, compris entre 7 et 10 mm sur le bassin versant. D'après les services RTM, ces valeurs, bien qu'intenses, ne sont pas exceptionnelles. Nous n'avons pas d'autres données de cumuls exploitables, cependant, on sait que (*cf. rapport RTM*) l'orage entre 10h15 et 14h30 a été plus long et plus intense (mais sans être exceptionnel non plus), que celui précédant la crue, et que l'intensité des orages a été plus importante sur le versant sud du Signal du Grand Mont Cenis. Bien qu'à prendre avec précaution, les données météo ne nous permettent pas, à elles seules, d'expliquer la formation d'un tel évènement.

2.3.2 L'origine des matériaux

Les survols hélico de la sécurité civile et les visites terrain, les jours suivants les laves torrentielles, ont pu mettre en évidence, que la majeure partie des matériaux venait de deux arrachements principaux, situés au niveau du glacier-rocheux. Nous les appellerons respectivement, glissement rive gauche et glissement rive droite (cf. Figure 24).



Figure 24 : Localisation des arrachements sur le glacier-rocheux du col du Lou (Source : vidéos PGHM)

Le glissement rive gauche est le glissement le plus important. L'arrachement a eu lieu au niveau du front principal du glacier rocheux (cf. Numéros 2 sur la carte 3) dans des pentes soutenues allant de 35 à 40°. Le volume de matériaux arrachés a été estimé à 4000m³. Les cotes mesurées sont de 160m en longueur, 15m en largeur sur une épaisseur allant de 2m50 au sommet de la niche d'arrachement et 1m au bas de la niche. Du fait de la pente élevée, les matériaux ne se sont pas accumulés au pied de la niche, ils se sont directement écoulés dans la ravine en aval, alimentant le torrent de l'Arcelle neuve. Lors de la visite terrain une semaine après l'évènement, en grattant sous une dizaine de centimètres nous avons trouvé des matériaux fins gelés. Il est fort probable que le pan de glissement a eu lieu au niveau du toit du pergélisol et que le volume de matériaux arrachés corresponde à la couche active du pergélisol (cf. Figure 25). La présence de fissures de décompression du terrain situées au-dessus et de formes identiques à la niche d'arrachement, laisse penser qu'il est fort probable qu'une grande partie de matériaux soit encore remobilisée de manière brutale ou par des successions de purges. Lors de la

visite du 18/07/2016 une année plus tard, nous constatons de petits affaissements sur les côtés qui semblent remplir la niche d'arrachement en matériaux. Les rides de décompressions de terrain en amont de l'arrachement sont toujours visibles mais ont pour le moment peu évolué.



Figure 25 : A gauche : niche d'arrachement du glissement principal une semaine après les laves torrentielles du 14/08/2015. Le pan de glissement était alors constitué de matériaux fins gelés. A droite : la niche d'arrachement le 19/07/2016, on y remarque des affaissements sur les côtés. (Photos : Paulhe RTM73 ; Ribeyre)



Figure 26 : Glissement au niveau d'une resurgence, les débits d'eau sont encore importants au lendemain des évènements (Source : PGHM)

En rive droite le glissement est moins marqué, il est situé au niveau des résurgences que nous avons évoquées dans la description géomorphologique du site. La photo ci-contre (cf. Figure 26) montre l'important débit d'eau sortant de la resurgence au lendemain de l'évènement. Vu le débit en sortie, il est fort probable qu'il ait permis la déstabilisation de matériaux autour de la resurgence, donnant cette impression de forme en loupe. Le volume d'eau en sortie a ensuite fortement incisé le chenal d'écoulement. Contrairement au glissement en rive gauche, qui est un phénomène nouveau sur le glacier-rocheux, les résurgences rive droite accompagnées d'un chenal incisé, sont déjà visibles depuis les années 1970. Lors de l'évènement, on peut penser que cette zone a pu jouer un rôle dans l'apport en eau plutôt qu'en matériaux, dans le déclenchement des laves torrentielles de 2015.

2.3.3 Les dégâts

Après les glissements, la lave s'est propagée dans la ravine puis, a rejoint les gorges (entre la ravine et les gorges on peut distinguer la présence de bourrelet de matériaux témoin du passage de la lave) (cf. Figure 27).



Figure 27 : Sur cette photo prise le lendemain des évènements, nous pouvons distinguer le cheminement de la lave torrentielle des ravines jusqu'à l'entrée des gorges. (Source : PGHM)

Dans les gorges, la lave s'est enrichie en matériaux, laissant apparaître le socle rocheux dans le lit du torrent. Au niveau de Lanslevillard juste avant de se jeter dans l'ARC le torrent traverse un passage busé dont la construction date de 1985. Au passage de la lave torrentielle, la grille du passage busé s'est obstruée provoquant alors une surverse/débordement de la lave sur les deux rives. En rive gauche, la lave a traversé les bâtiments de la SEM de Val Cenis au niveau de la télécabine du vieux moulin. Dans ces bâtiments, a été lourdement endommagé du matériel de la station (dameuses, 4X4, motoneiges, installations électriques), une cave de restaurant s'est aussi trouvée sous 2m de boue. Même si aucune victime n'est à déplorer, le bilan économique se chiffre en millions (cf. rapport RTM). Suite à l'évènement, la commune a pu être reconnue en état de catastrophe naturelle. La lave a ensuite pris la direction de la route (RD 1106), elle a traversé le pont sur l'arc où ensuite, elle a été redirigée dans l'ARC par un petit merlon construit d'urgence à la pelle mécanique pour éviter qu'elle n'atteigne d'autres habitations au lieu-dit « les champs » (cf. Figure 28). Le volume de dépôts des matériaux au niveau de Lanslevillard a été estimé à environ 15000 m² selon les agents RTM.



Figure 28 : Schéma retraçant le trajet et les dégâts des débordements de la lave torrentielle au niveau de Lanslevillard. **1** : passage busé obstrué à l'origine des débordements. **2** : Cave de restaurant impactée par les débordements. **3** : Bâtiments de la SEM de Val Cenis et gare de départ du télésiège du vieux moulin traversés par les débordements. **4** : Ecoulement redirigé dans l'ARC par un merlon temporaire construit à la pelle mécanique avant d'atteindre le lieu-dit « les Champs ». (Source : PGHM)

2.3.4 Evènements historiques

D'après les archives RTM, un seul évènement de type crue torrentielle a été recensé sur le bassin versant de l'Arcelle Neuve. En effet le 24 août 1987, un débordement au niveau du passage busé de la télécabine du vieux moulin a été noté. Même si le lieu du débordement est identique, les processus impliqués sont différents de la lave torrentielle de 2015. La crue de 1987 serait due à un débit important de l'Arcelle Neuve, permettant le transport de flottant et notamment de gros bois laissés par des dépôts d'avalanche dans le chenal du torrent. Ses flottants ont alors formé des embâcles au niveau du passage busé entraînant ainsi le débordement du torrent. A noter que le passage busé a été construit en 1985 (cf rapport RTM). Il n'est pas impossible que des phénomènes similaires aient eu lieu avant, mais n'aient pas été recensés ne causant pas de dégâts. C'est d'ailleurs une hypothèse à laquelle nous tenterons de répondre dans l'étude diachronique du glacier rocheux et avec l'aide des reconstructions photogrammétriques : Est-ce que d'autres évènements, similaires à ceux de 2015, ont déjà eu lieu dans le passé. Le bassin versant est, en revanche, très impacté par les phénomènes avalancheux (cf. carte CLPA en annexe 3), dont de nombreuses ont été recensées (cf. Archives RTM) et ont causé des dégâts (1983, 1988, 2008, 2009).

CHAPITRE 3 : ETUDE ET EVOLUTION DES DYNAMIQUES DU GLACIER-ROCHEUX DU COL DU LOU ENTRE 1970 ET AUJOURD'HUI

Ce troisième chapitre constitue le cœur de notre étude, nous verrons comment la photogrammétrie nous a permis de reconstruire l'évolution des déplacements du glacier-rocheux à partir des années 1970 et avec quel niveau de détail. Une première partie sera consacrée à la méthodologie et une deuxième vous présentera les résultats accompagnés de discussions.

3.1 Méthodologie

3.1.1 Les principes de la Photogrammétrie

La photogrammétrie est définie par Kraus et Waldaus en 1997 comme étant une technique de télédétection qui permet de définir la forme et la position d'un objet, à partir de photographies, et d'en reconstituer les coordonnées tridimensionnelles. Elle est basée sur le principe de la perception humaine du relief, par observation stéréoscopique. En effet, lorsqu'on observe un objet, chaque œil reçoit une image différente de cet objet de par sa position par rapport à lui. L'image reçue par l'œil gauche est donc légèrement décalée par rapport à celle reçue par l'œil droit, et c'est la combinaison de ces deux images, réalisée par notre cerveau, qui nous procure l'effet de relief (www.photo.stereo.free.fr). La photogrammétrie s'est développée à l'origine pour des applications militaires où elle permettait par exemple, d'ajuster un tir de canon, ou de cartographier un territoire ennemi sans s'en approcher (Zugmeyer., 2015). Avec les avancées dans l'imagerie et l'informatique, la photogrammétrie n'a cessé de se développer dans le but d'obtenir une précision optimale. Avec les images numériques la plupart des calculs sont maintenant automatisés, se basant principalement sur la reconnaissance des pixels entre deux images. Une première étape consiste à la détection automatique de point d'intérêt, elle permet d'obtenir l'orientation des images entre elles et la mise en correspondance des images d'un même objet pris de points de vue différents (Zugmeyer., 2015). Lors de cette étape, il est également possible de géoréférencer les images avec l'aide de GCP (Grounds Control Point). Vient ensuite, la phase de Corrélation Epipolaire Dense (CED) qui est l'étape permettant la conception du nuage de point 3D. Nous n'allons pas rentrer dans le détail, mais elle consiste, à partir d'un couple photographique dont on connaît les paramètres d'orientation et de calibration, à retrouver des pixels ou groupe de pixels, ayant les mêmes valeurs radiométriques entre les deux photos. Les pixels communs aux deux photos s'entrecroisent dans un plan, que l'on nomme plan épipolaire. Le plan épipolaire est la surface que constitue l'alignement des centres de projection des images avec le point de croisement des droites épipolaires d'un point commun aux deux images (pixel ou groupe de pixel). Par la géométrie épipolaire nous arrivons alors à passer d'un point dans un plan 2D (image), à un point dans un plan 3D avec une valeur de profondeur (Altitude) (cf. Figure 29).

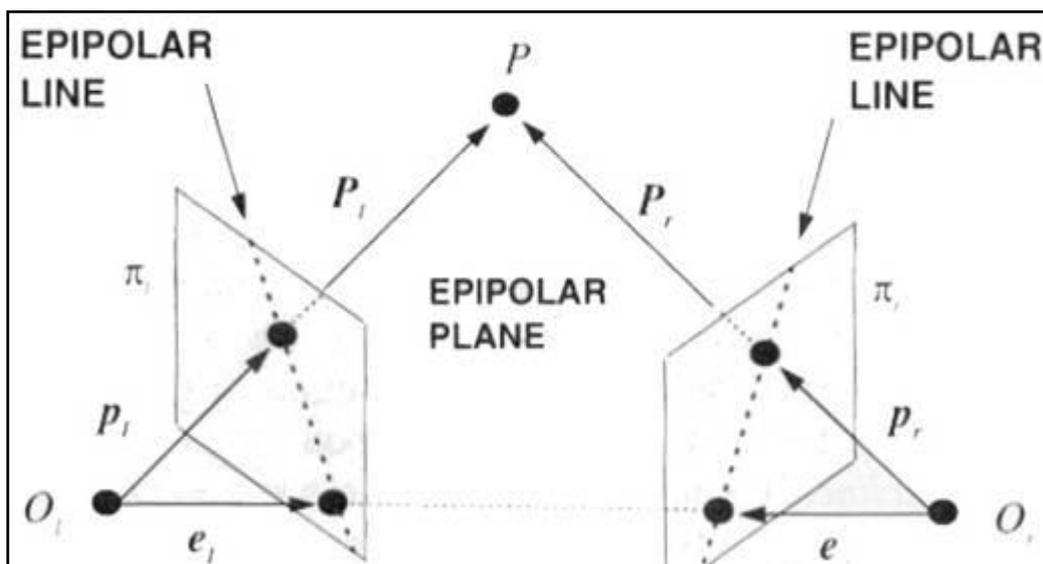


Figure 29 : Principe du plan épipolaire (Source : Renaud., 2004)

3.1.2 Données utilisées

Images aériennes historiques de l'IGN

Les données utilisées pour l'étude sont les images aériennes historiques de l'IGN, en libre téléchargement sur le site www.geoportail.fr (cf. *exemple en annexe 4*) au format JPEG2000. Ces images sont les productions des différentes missions des services de l'IGN. Elles permettent sur certains secteurs, de remonter jusqu'aux années trente, et elles sont pour la plupart, prises durant la période estivale limitant ainsi, pour les milieux de montagne, la présence de neige couvrant les formes du relief. Elles sont prises suivant un plan de vol particulier, qui impose un taux de superposition de 60% entre chaque photo. Ces photos doivent être prises de manière verticale, permettant ainsi de reconstruire le relief par photogrammétrie

Une première sélection de photos a été effectuée sur l'ensemble des missions proposées. En effet, notre objet d'étude étant situé dans un environnement de haute montagne et relativement escarpé, la présence de neige tardive ou de zone d'ombres ne permet pas le traitement de certaines campagnes. Le tableau en annexe 4 récapitule, les dates de missions et les références des photos retenues durant l'étude.

Chaque campagne aérienne est accompagnée d'un certificat de calibration (cf. *exemple en annexe 5*) qu'il faut demander au service bibliothèque de l'IGN. Les certificats de calibration permettent d'obtenir les valeurs des distorsions et des déformations liées d'une part, aux paramètres de l'appareil photo (focale) et d'autre part, au tangage lié à l'avion. Nous verrons que ces paramètres peuvent être intégrés dans les logiciels de photogrammétrie afin de corriger les déformations et obtenir de meilleurs résultats. A noter, qu'il n'existe pas de certificat de calibration pour les années inférieures à 1970, uniquement la valeur de la focale de l'appareil photographique est donnée.

Les données de l'IGN

Nous avons également à notre disposition les orthophotographies de la BDORTHO (résolution 0.5m) de l'IGN de 2006, 2009 et 2012 ainsi qu'un MNT à 5m de résolution de l'IGN.

Point GCP

Le 15 novembre 2015 nous avons relevé les coordonnées de 17 points remarquables aux GPS différentiels situés aux environs du glacier-rocheux du Col Du Lou (*cf. annexe 6*). Les points relevés sont des points fixes qui n'évoluent pas dans le temps pour qu'ils soient repérables sur l'ensemble des photos aériennes historiques retenues. Ils doivent être de préférence situés au ras du sol afin d'éviter le plus possible les effets d'ombres qui jouent sur la valeur des pixels. Nous le verrons dans un chapitre suivant, ces points sont utilisés pour le géoréférencement des images aériennes lors de la phase d'orthorectification. Une bonne répartition des points sur l'ensemble du site a une grande importance sur la qualité du géoréférencement.

3.1.3 Les logiciels utilisés

Agisoft Photoscan Professional version 1.2[®]

Fondé en 2006, Agisoft Photoscan[®] est un logiciel de photogrammétrie Russe, il permet entre autre, la création de nuage de points 3D à partir d'images numériques et d'en géoréférencer le résultat, permettant ainsi la production d'MNT et d'orthophotos. L'avantage de ce logiciel est qu'il est relativement simple d'utilisation et très « presse bouton ». Cet avantage s'avère être un inconvénient aussi, car avec l'automatisation nous n'avons pas accès à certains paramètres, ce qui rend l'évaluation des données produites difficiles. Il ne permet pas la lecture du format JPEG2000, qui est le format de nos images aériennes, ce qui demande d'établir une conversion de celles-ci avant leur traitement. A l'origine, nous voulions utiliser ce logiciel pour traiter l'ensemble des campagnes aériennes. Il s'est avéré que les années, où nous n'avions uniquement qu'une paire d'images aériennes représentant le glacier-rocheux, Photoscan[®] nous donnait des résultats très aléatoires et peu convaincants (corrélation mauvaise, mauvais géoréférencement, forte distorsion). Bien que très performant pour la photogrammétrie terrestre ou aérienne comportant un bon nombre de photos représentant un objet identique, photoscan s'avère plus limité dans le traitement d'images aériennes historiques, dans le but d'étudier un objet de petite taille.

PCI geomatica version trial 2016[®]

Pour cette étude, n'étant pas satisfait par le logiciel Photoscan, nous avons choisi de nous diriger vers le logiciel PCI Geomatica dont nous avons téléchargé la version démo (valable 1 mois). PCI geomatica est un logiciel Canadien, dont les premières versions ont été développées dans les années 1980. Ce logiciel est spécialisé dans la géo-imagerie. Il comporte un module « ortho engine » qui permet entre autre, la réalisation d' MNT et d'orthophotos à partir d'images aériennes historiques. Un peu plus complexe et moins intuitif que photoscan[®], il permet cependant d'avoir accès à plus de paramètres lors de la production des données. Il lit bien les formats de photo en JPEG2000, ce qui évite de réaliser une conversion des images qui s'accompagnent parfois d'une perte de qualité. En revanche le format des données exportées de PCI sont dans un format spécifique (.pix), et ne sont pas lisibles dans tous les SIG.

Logiciels de SIG

Pour les rendus cartographiques et les traitements de données spatiales, nous avons utilisé les logiciels QGIS 2.12.3[®] et SAGA 2.1.2[®] qui ont l'avantage d'être des logiciels libre-service pouvant lire le format .pix issue de PCI Géomatica[®]. Nous avons également utilisé le logiciel ArcGis.10[®] version étudiante.

3.1.4 Conceptions des orthophotos et MNA avec PCI_GEOMATICA[®]

Cette partie est consacrée aux étapes de la réalisation des orthophotos et MNA produit par PCI Geomatica.

Les données produites ont été réalisées à partir du module ORTHO ENGINE de PCI Geomatica[®]. Nous avons créé un projet sur les années pour lesquelles nous disposons, au moins, de deux photographies aériennes (*cf. tableau annexe 4*). Lors de la création d'un projet nous sélectionnons *aerial photography* dans le math modeling méthode et *standard vidéo* dans le menu *camera type*.

Les premières étapes consistent, à définir les projections du projet, ainsi que de rentrer les paramètres de calibration des caméras. Les paramètres renseignés sont alors la valeur de la focale, le point principal de symétrie (PPO) et l'espacement entre chaque marque fiduciaires. Les marques fiduciaires sont les petites croix dans les angles des photographies aériennes, elles représentent les cotes de la chambre photographique. Elles sont mesurées précisément afin de corriger les éventuelles déformations lors du développement de la photo, liées aux conditions d'humidité et de température. A noter, que nous n'avons pas pu renseigner les valeurs radiales de distorsions, n'ayant pas trouvé à quoi elles correspondent dans les certificats de calibration fournis par l'IGN.

Une fois ces paramètres renseignés, nous plaçons sur les images les points GPS d'objets fixes relevés sur terrain le 15 novembre 2015 au GPS différentiel. Le placement de ces points ont une fonction double : l'une est de constituer des points d'intérêt entre les deux photos qui, nous l'avons vu, vont permettre de connaître l'orientation des caméras, et l'autre, est d'effectuer le géoréférencement des images. Un minimum de 3 points communs aux deux images est nécessaire pour valider le géoréférencement. Pour chacun de nos projets, un minimum de 4 GCP ont été placés. Une fois les points placés nous pouvons calculer un modèle (*compute math modèle*) qui va nous permettre d'évaluer les erreurs, sur les placements des GCP, en pixel et en mètres. Les GCP peuvent être alors repositionnés (une erreur de pointage de quelques pixels suffit à engendrer des erreurs conséquentes). Sur l'ensemble de nos projets, mis à part 1986 et 1988 nous obtenons une erreur calculée par le modèle, inférieure ou égale à 1m. Pour 1986 et 1988, les erreurs calculées par le modèle étaient aberrantes, pourtant les GCP positionnés étaient identiques aux autres années. N'ayant la licence PCI Geomatica[®] que pour un mois, nous n'avons pas eu le temps d'investiguer davantage, nous avons donc abandonné les projets pour 1986 et 1988.

La prochaine étape est la création d'images épipolaires. L'image épipolaire est une paire d'images stéréo qui sont projetées, de sorte que les images gauche et droite aient une orientation commune en ayant un alignement sur l'axe x commun entre les objets des deux images (*cf. Figure 29*). La création d'image épipolaire augmente la vitesse du processus de corrélation et réduit la possibilité de correspondances incorrectes (*cf. Tutoriel ortho engine*). C'est à partir des images épipolaires que dans une prochaine étape le Modèle Numérique d'Altitude sera généré.

Le MNA est alors créé à partir de l'image épipolaire précédemment générée. Les MNA générés, l'ont été en sélectionnant *haute qualité* dans le menu détail. Il est possible aussi de choisir la résolution du MNA en sortie. Pour chaque MNA, nous avons choisi une résolution de 2m. Nous pouvons ensuite générer l'orthophotos à partir du MNA créé. Les orthophotos exportées, ont chacune une résolution donnée de 0.4m.

L'ensemble de ces étapes est récapitulé dans le schéma suivant, issu du tutoriel du logiciel (cf.figure30) :

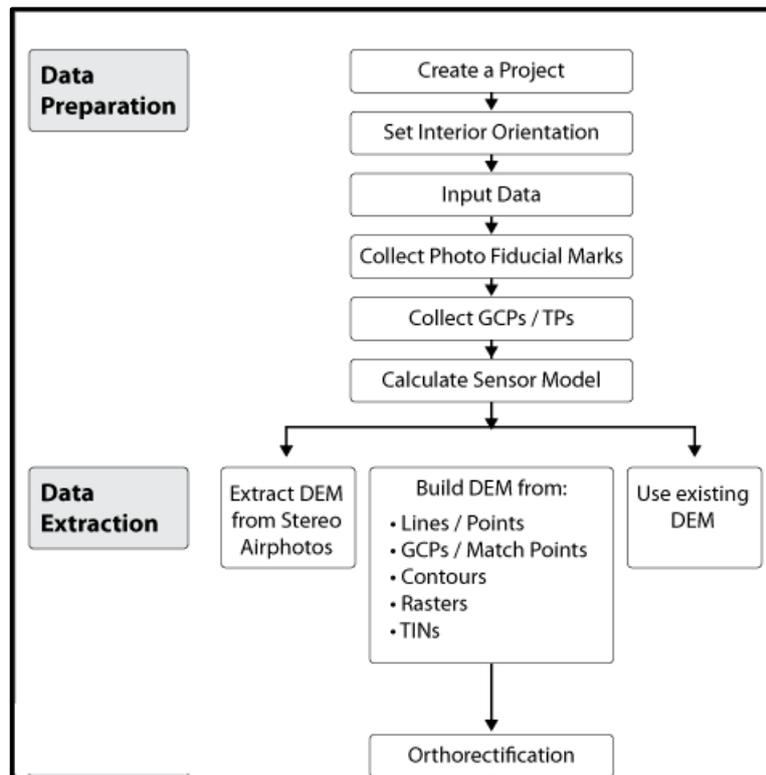


Figure 30 : Schéma récapitulant les étapes de conception d'un MNA et d'une orthophoto, à partir d'image aérienne historique sous le module Ortho Engine du logiciel PCI Géomatica® (Source : Tutoriel Ortho Engine)

Pour récapituler, avec le logiciel PCI Geomatica® nous avons donc généré une orthophoto et un MNA pour les années 1970, 1990, 1996 et 2001. Cependant après visualisation dans un SIG nous nous sommes aperçus que les orthophotos des années 1990 et 2001 étaient de mauvaise qualité (flou, distorsion importante au niveau des fronts et ravines) pour la suite nous les avons donc retirées de l'étude. **Nous nous retrouvons donc, avec un jeu de données comportant, 2 orthophotos générées par PCI Geomatica® (1970, 1996) complété par les orthophotos de l'IGN (2006, 2012) ainsi que de deux MNA (1970 et 1996).**

3.1.5 Evaluations et corrections des données produites

Evaluation des orthophotos

Nous venons de voir qu'un ensemble de paramètres entre en jeu dans la construction d'une orthophoto. De nombreuses étapes sont réalisées automatiquement, ce qui rend parfois la maîtrise d'erreurs éventuelles, difficile. Comme nous l'avons déjà évoqué, notre objet d'étude, le glacier-rocheux, est relativement petit à l'échelle de la photo, il se déplace uniquement de quelques centimètres à quelques mètres par an et il est situé dans des milieux escarpés où les pentes sont fortes, ce qui est un des facteurs limitant, de la photogrammétrie. La pertinence de nos résultats est donc, en grande partie, due à l'évaluation des orthophotos entre elles, afin d'en estimer le plus précisément possible, les éventuelles erreurs. Une première évaluation est faite visuellement, en superposant les orthophotos dans le SIG, on obtient déjà un premier aperçu de leur qualité, ainsi que d'éventuels décalages. C'est d'ailleurs pour cela que nous avons choisi de ne pas utiliser les orthophotos générées de 2001 et 1990 qui se sont avérées être de mauvaise qualité (zone de flou, distorsion bizarre).

Nous sommes partis du principe qu'il existe deux types d'erreurs entre deux orthophotos d'une même emprise spatiale mais d'années différentes :

- **Un premier type d'erreur dite systématique**, qui représente un décalage moyen entre les deux orthophotos. C'est-à-dire que les objets ont la même proportion mais ils sont décalés dans l'espace selon un vecteur identique. Certainement produite lors du géoréférencement, nous verrons qu'une fois évaluée, cette erreur systématique (décalage constant) peut être corrigée.
- **Un deuxième type d'erreur dite aléatoire**, liée aux déformations et aux distorsions des orthophotos. Les erreurs aléatoires ne pourront pas être corrigées, par contre si celles-ci suivent une loi normale nous verrons que nous pouvons les évaluer en calculant un intervalle de confiance.

Nous avons ensuite élaboré un petit protocole d'évaluation. Pour cela, dans un SIG, nous avons pour chaque orthophoto retenue pour l'étude (1970,1996,2006,2012), repéré des objets fixes (*cf. Localisation des points en annexe 7*) communs à chaque année et de préférence, situés au niveau du sol pour éviter les effets d'ombre. Ces objets sont pointés dans le SIG. Une couche vectorielle est créée pour chaque année, et les points communs sont marqués d'un même identifiant. Nous avons échantillonné 53 points. Le SIG nous permet alors d'obtenir les coordonnées géographiques en Lambert93, de chaque point pour chaque couche dans une table. Dans un tableur, nous avons fait la différence entre les coordonnées de chaque couche en prenant, pour référence, celle de l'année 1970, afin d'obtenir les différences des X et des Y en mètres de chacune de nos orthophotos, pour chacun de nos 53 points.

Maintenant nous allons voir comment nous avons évalué les deux types d'erreurs à partir de nos échantillons des différences.

Evaluation et correction de l'erreur systématique

Cette étape est consacrée à l'évaluation des décalages dus aux géoréférences (erreur systématique), nous verrons que ces décalages peuvent être facilement corrigés dans un SIG. Pour évaluer les décalages, nous faisons simplement la moyenne des différences de X et de Y de nos 53 points. Pour chaque année, la différence des coordonnées X et Y s'est faite à partir d'une année de référence que l'on a définie, ici 1970. Nous obtenons alors, pour les années 1996, 2006, et 2012 les décalages moyens en longitude et en latitude de l'orthophoto par rapport à 1970 (cf. *Tableau en annexe 8.1*). Ces moyennes nous donnent le décalage en X et en Y de l'orthophoto par rapport à l'orthophoto de référence (vecteur de translation moyen). Nous avons ensuite modifié, dans le fichier de projection des orthophotos, les coordonnées de l'emprise de celles-ci, à partir des moyennes calculées, de manière à corriger le décalage et ramener les moyennes à 0 (cela n'a aucun impact sur la distribution de l'échantillon). Suite à ces modifications, les orthophotos étudiées sont censées être bien superposées entre elles, laissant apparaître uniquement les décalages liés aux erreurs aléatoires (distorsions/déformation) (cf. *Figure 31*)

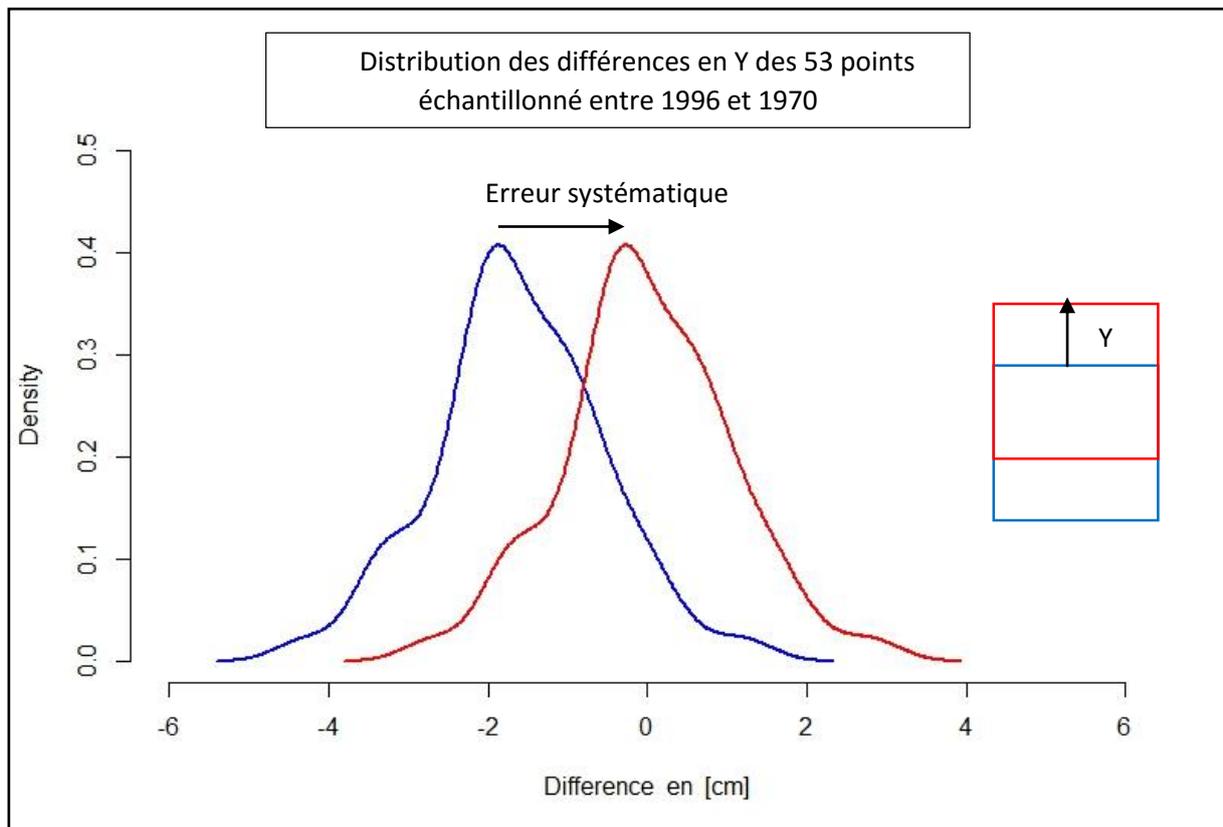


Figure 31 : Courbe de distribution des différences de nos 53 points. Ici l'exemple de la différence pour les Y entre 1970 et 2013. **La courbe bleue** représente la distribution initiale on remarque une moyenne des décalages aux alentours de -2 mètres. **La courbe rouge** représente la distribution après corrections de l'erreur systématique. La moyenne des différences est ramenée à 0, les orthophotos sont recalées entre elles mais l'erreur aléatoire est toujours présente

Evaluation des erreurs aléatoires (calcul de l'intervalle de confiance)

Les erreurs résident maintenant dans des distorsions ou déformations dues aux différentes phases de l'orthorectification (erreurs aléatoire). Nous avons vu qu'il y a une multitude de paramètres rentrant en jeu lors des phases d'ortho rectifications que l'on ne peut pas maîtriser. Pour quantifier au mieux ces erreurs, nous avons choisi, de calculer un intervalle de confiance pour chaque comparaison d'orthophotos à partir de nos échantillons. Avant de pouvoir calculer l'intervalle de confiance il faut s'assurer que nos distributions suivent une loi normale. Pour cela nous avons réalisé le test de Shapiro Wilk sous R®. Le test de Shapiro Wilk est un test de normalité robuste pour les échantillons de petite taille, il permet de tester l'hypothèse disant que la normalité de l'échantillon est vérifiée avec un niveau de confiance de 95% (cf. *cours de maths, Schulhof*,). Pour l'ensemble de nos comparaisons entre les différentes années, nos échantillons de décalages, qu'ils soient en X ou en Y, suivent une loi normale. Dans notre cas, l'intervalle de confiance permettra de dire à 95%, à partir de quelles valeurs on peut dire qu'un déplacement entre deux orthophotos n'est pas dû à une erreur d'orthorectification, mais lié à une évolution naturelle du terrain.

L'intervalle de confiance pour un risque d'erreur de 5% s'écrit (cf. *Schulhof, cours de maths*):

$$\text{Intervalle de confiance} = \text{moyenne} + (1.96) * \text{écart-type} / \sqrt{N} \text{ (effectif total)}$$

Nous avons calculé l'intervalle de confiance de X et de Y pour chaque année comparée (nous n'avons pas pris en compte la moyenne dans la formule, puisqu'après correction, celle-ci est égale à 0. Les résultats sont présentés dans le tableau en *Annexe 8.2*

Comme nous voulons étudier les déplacements de surface du glacier-rocheux, il est plus pertinent d'obtenir un intervalle de confiance sur une distance, plutôt que sur un axe X et un axe Y. Pour cela nous avons appliqué le théorème de Pythagore en appliquant la formule suivante pour chaque comparaison d'orthophotos :

$$\text{Intervalle de confiance distance} = \sqrt{(\text{Intervalle de confiance X})^2 + (\text{intervalle de confiance Y})^2}$$

Les résultats sont présentés dans le tableau suivant (cf. *Figure 32*) (Nous avons également divisé l'intervalle de confiance par le nombre d'années entre deux comparaisons, ce qui nous permet d'avoir un intervalle de confiance sur des vitesses de déplacement en mètre par an.

Figure 32: Tableau récapitulatifs des risques d'erreurs pour chaque période

Période	1970-1996	1996-2006	2006-2012
Erreur (+/-) en m	1,31	0,87	0,45
Erreur (+/-) en m/an	0,05	0,09	0,08

A titre de comparaison, dans une étude similaire sur le glacier-rocheux de Gruber dans le Valais, Kaab en 1997, obtenait un intervalle de confiance entre deux orthophotos de + ou - 0.4m qui, sur un intervalle de 5ans entre les deux orthophotos , donnait une précision de + ou – 0.08m/an.

Evaluation des MNA

Deux MNA ont pu être générés avec PCI Geomatica®, l'un de 1970 et l'autre datant de 1996. Les MNT ou MNA vont nous permettre d'obtenir les variations des déplacements verticaux du glacier-rocheux. Comme pour les orthophotos, il convient avant tout de vérifier la qualité de ceux-ci. N'ayant pas à disposition d' MNT haute résolution pour vérifier si les MNA produits sont bien représentatifs de la topographie réelle, nous allons juste essayer de voir s'ils sont comparables entre eux et si nous pouvons au moins en tirer des tendances. Pour cela dans un SIG nous avons réalisé la soustraction, entre le MNA de 1970 et celui de 1996, puis à partir de plusieurs polygones tracés dans des zones considérées comme stables (*cf. Carte Annexe 9*). Nous avons ensuite effectué des statistiques sur les valeurs de différences d'altitudes échantillonnées dans les polygones. Sur un échantillon de 6218 pixels qu'englobent nos polygones, nous obtenons une moyenne de 0.65m avec un écart-type de 0.85m pour la différence des altitudes entre 1970 et 1996.

Récemment utilisé dans une étude similaire sur le glacier-rocheux du Derochoir situé dans la vallée de Chamonix (*Boillat ., 2016*), nous avons calculé la RMSE (Root-Mean-Square Error) dont la formule est :

$$RMSE = \text{moyenne}^2 + (\text{écart-type})^2$$

Après calcul, la RMSE entre les MNA de 1970 et 1996 est donc de 1.12m.

3.1.6 Méthode pour la mesure des déplacements de surface du glacier-rocheux

Nous venons de voir comment nous avons généré et évalué les orthophotos pour les années 1970, 1996, 2006 et 2012 ainsi que les MNA de 1970 et 1996. Nous allons maintenant voir les méthodes utilisées pour étudier les dynamiques du glacier-rocheux (déplacements horizontaux et verticaux). Les résultats seront présentés dans le chapitre 3.2.

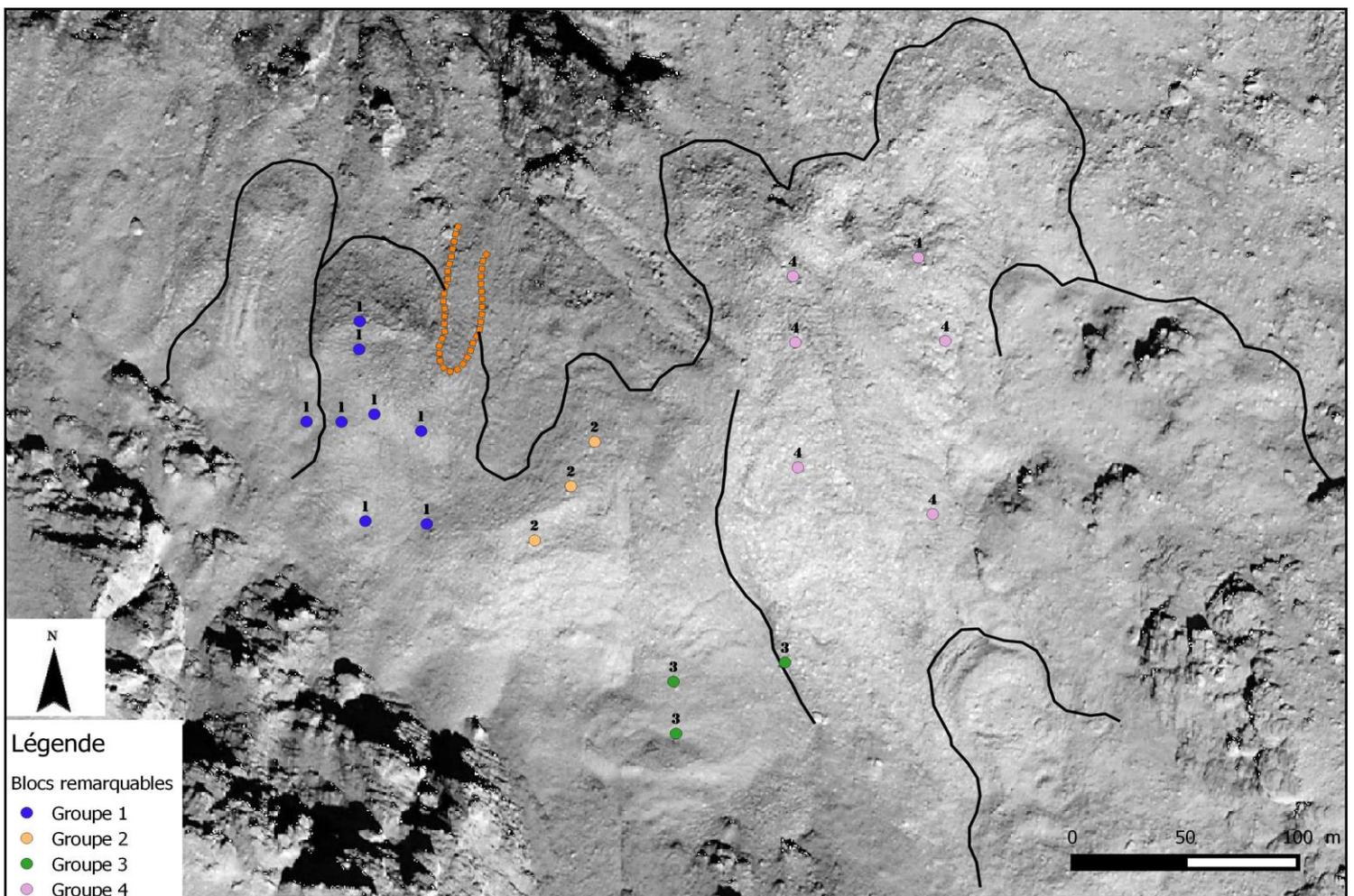
Pour étudier les vitesses de surface du glacier-rocheux, nous avons utilisé deux méthodes. Une première consiste à repérer sur le glacier-rocheux, des blocs remarquables présents sur chacune des années. Comme pour l'évaluation des orthophotos, nous avons dans un SIG créé une couche vectorielle pour chaque année, et nous avons pointé l'emplacement des blocs. Chaque bloc identique à alors un identifiant commun sur les quatre années étudiées. Après avoir extrait les coordonnées pour chaque bloc, nous en faisons la différence et nous obtenons ainsi la direction et la distance de déplacement du bloc entre chaque année. Sur le glacier-rocheux du col du Lou, nous avons étudié les déplacements de 29 blocs remarquables, il est possible pour certains blocs, qu'ils ne soient pas recensés sur une orthophoto. La principale difficulté rencontrée, est que le glacier-rocheux du col du Lou est composé de matériaux à granulométrie fine est qu'il est difficile selon les conditions d'ombre et de luminosité de repérer un bloc sur les quatre campagnes d'orthophotos. L'étude diachronique permet aussi de suivre l'évolution des formes remarquables du glacier-rocheux (front, crevasse, bourrelet).

Pour étudier les déplacements verticaux, nous avons simplement fait la différence entre deux MNA, on y repère facilement les zones où les matériaux tendent à s'accumuler mais également les zones d'érosion ou d'affaissement sur le glacier-rocheux. Cette opération a été effectuée entre le MNA de 1970 et celui de 1996.

3.2 Résultats

3.2.1 Evolutions des blocs remarquables de 1970 à 2012

Comme nous l'avons vu, nous avons un jeu de données composés de 4 orthophotos (1970, 1996, 2006 et 2012). L'évolution des blocs remarquables s'est donc faite sur trois périodes (1970-1996, 1996-2006, 2006-2012). Nous avons choisi d'étudier les vitesses de déplacement des blocs en fonctions de leurs secteurs géomorphologiques. Nous avons créé 4 groupes de blocs remarquables en fonction de leurs localisations (cf. Carte 4) et nous avons fait leurs moyennes par période des déplacements (n'ayant pu obtenir que des données sur la période 2006-2012 pour le front actif situé le plus à l'EST du secteur nous avons choisi de ne pas l'intégrer à l'étude). Nous n'avons également pas de données pour les groupes 2 et 3 sur la période 1996-1970. Ses résultats sont présentés en figure 33.



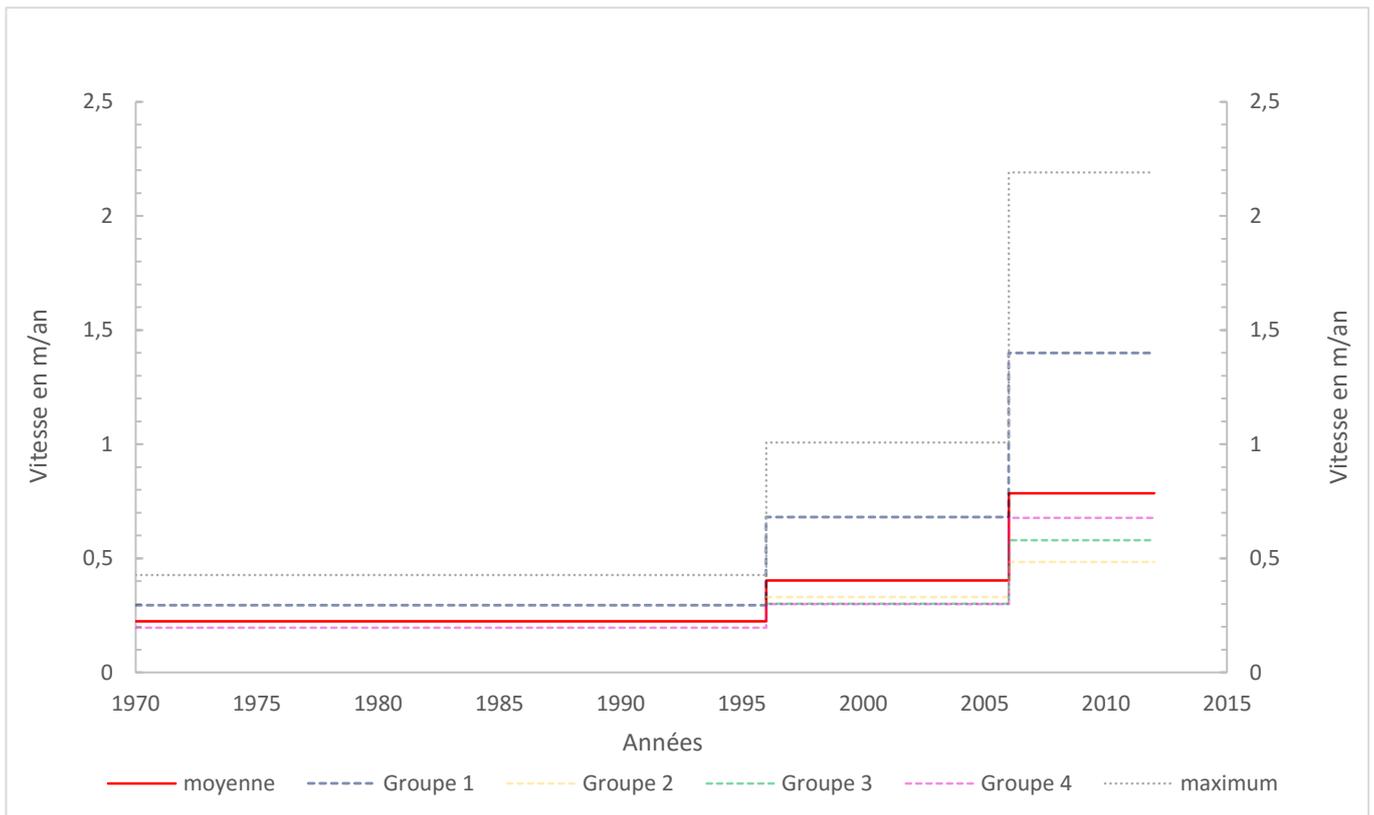


Figure 33 : Moyennes des vitesses de déplacement en mètres par an, des groupes de blocs remarquables sur le glacier-rocheux du col du Lou (maximum représente la vitesse du bloc le plus rapide recensé pour chaque période).

Nous observons que pour chaque période, le secteur où les vitesses de déplacement sont les plus importantes, est le secteur du groupe 1 dont les points sont situés au niveau du front principal du glacier-rocheux. Pour les autres secteurs (2, 3,4) situés plus en amont, les vitesses de déplacements sont sensiblement identiques. Plus on avance dans les périodes, plus les écarts de vitesse de déplacements entre, le groupe 1 situé au niveau du front principale et les autres groupes, augmentent. Sur la dernière période (2006-2012), cela représente des écarts de vitesse proche de 1 m/an entre ces secteurs. On peut supposer que si cette tendance continue, il n'est pas improbable qu'on arrive à terme, à une rupture du glacier-rocheux entre sa partie aval, où les pentes sont prononcées avec des vitesses de déplacement élevées, et la partie amont, où les pentes sont plus douces avec des vitesses de déplacement moins élevées.

Au niveau de l'évolution générale, les vitesses de déplacements de surface du glacier-rocheux tendent à augmenter depuis les années 1970. Entre les périodes 1970-1996 et 1996-2006 cette augmentation est minime, elle doit être prise avec précaution puisqu'elle se situe autour des valeurs d'incertitudes liées à la méthode (cf. chapitre 3.1.5). Cependant entre ses deux périodes, le secteur du front principal connaît tout de même une hausse plus significative d'environ + 0,5 m/an. En revanche, entre les périodes 1996-2006 et 2006-2012, l'augmentation des vitesses de déplacement est plus significative puisque, pour quasiment chaque secteur, la moyenne des vitesses de déplacement a doublé. Elle se situe aux environs de 0,5 m/an pour les secteurs amont, et 1,4m/an pour le secteur du front principal.

Pour conclure cette partie nous pouvons dire que de manière générale, les vitesses de surface du glacier-rocheux du col du Lou sont en augmentation depuis les années 1970 avec une hausse significative autour des années 2000. Cependant cette hausse n'est pas homogène sur l'ensemble du

glacier-rocheux. En effet, on remarque que le secteur du front principal connaît des vitesses de déplacement de surface en moyenne plus élevées, qui de plus, augmentent plus rapidement depuis les années 1970 par rapport à celles des parties amont du glacier-rocheux. Précisons également qu'il faut prendre ces résultats avec précaution car certains groupes ne comportent que très peu de blocs qui, en plus, pour certaines périodes n'ont pas de données (blocs non visibles sur l'orthophoto). Le détail des vitesses par blocs est présenté en Annexe 10.

Discussions

Ces résultats, montrent que le glacier-rocheux du Col du Lou suit des tendances similaires à d'autres glaciers-rocheux, dans l'évolution de ses vitesses de déplacement de surface dans le temps, notamment avec ceux étudiés dans le Valais Suisse (*Lambiel & al., 2008*). Un parallèle peut être fait aussi avec l'évolution des vitesses de déplacement du glacier-rocheux de Pierre-Brune, qui est un cas bien connu en France. Il a été étudié par Echelard dans sa thèse de 2014, et se situe en Haute Maurienne à quelques kms à vol d'oiseaux, du col du Lou.

La figure 34 présente l'anomalie des températures annuelles sur la période 1900-2008. Les données sont issues du site www.zamg.ac.at/histalp/. Elles sont le résultat d'une interpolation entre les données de stations situées sur l'ensemble des Alpes avec une résolution de 8 km. C'est pour cela que nous ne prêterons pas attention aux valeurs absolues, nous nous focaliserons surtout sur les tendances.

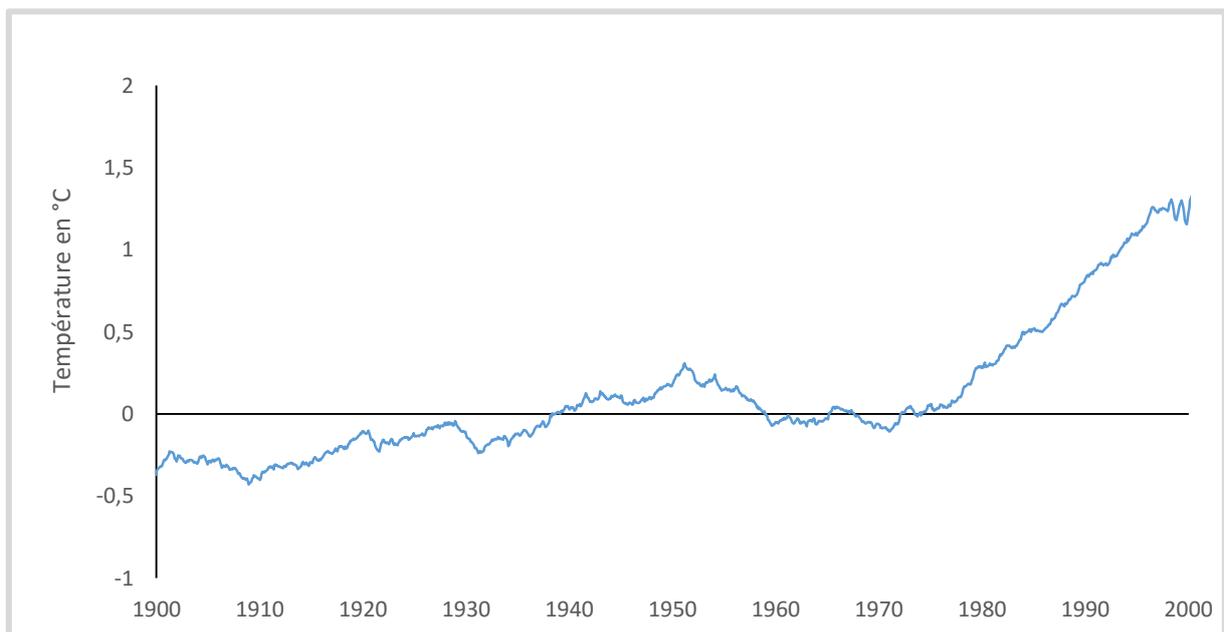


Figure 34 : Anomalie des températures sur la période 1900-2000. Anomalie calculé à partir d'une moyenne mobile sur 20ans (Source : Histalp)

On remarque que les températures connaissent une hausse significative à partir des années 1970 sur le secteur du Col du Lou. Cela peut, en partie, expliquer l'augmentation des vitesses de surface du glacier-rocheux provoquée par une potentielle dégradation du pergélisol, cependant au vu de la qualité des données climatiques que nous avons, nous ne pourrions pas rentrer dans plus de détail.

Dans sa thèse, Echelard en 2014 avait également étudié le déplacement de gros blocs depuis les années 1970, sur le glacier-rocheux de Pierre Brune. Comme il le précise dans son étude, ces valeurs observées ont des marges d'erreurs élevées mais apporte des informations utiles. Ses résultats sont présentés par la figure suivante (cf. Figure 35) :

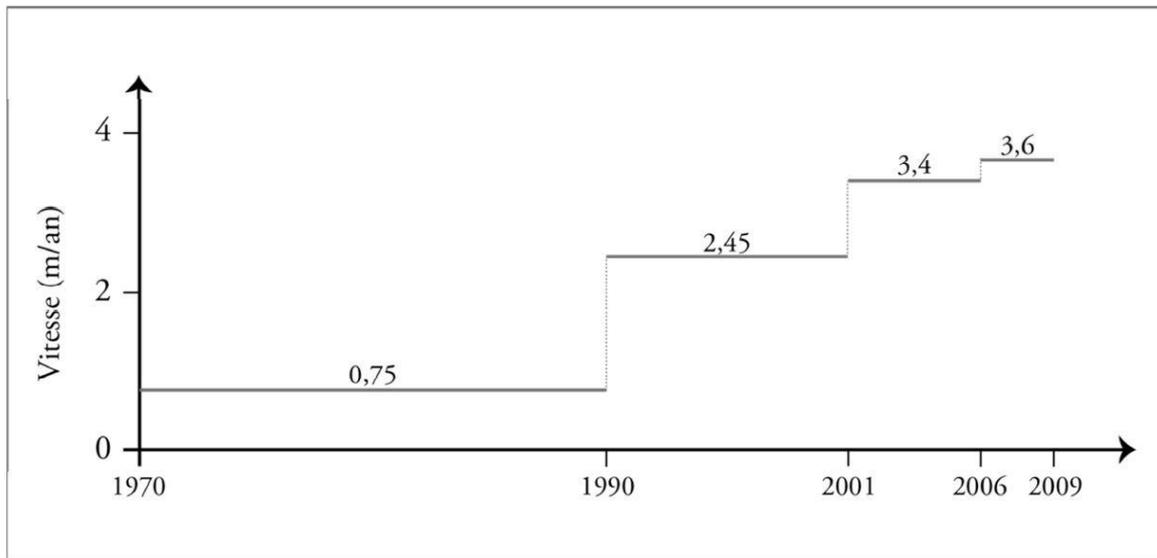


Figure 35 : Graphique récapitulatif des vitesses moyennes calculées à partir de la photographie aérienne de 1970 et des ortho-images de 2001, 2006 et 2009 sur le glacier-rocheux de Pierre Brune. (Echelard, 2014)

Il est toutefois difficile de comparer nos résultats à ceux d'Echelard, parce que, le pas de temps entre les périodes et leurs nombres diffèrent. Cependant on remarque bien une tendance à l'augmentation des vitesses de surface depuis les années 1970. La différence notable est que sur le secteur de Pierre Brune, le glacier-rocheux connaît une augmentation significative des vitesses dès les années 1990, alors que pour le col du Lou, cette augmentation significative apparaît plutôt autour des années 2000. A noter, que l'altitude du front de Pierre Brune se situe à 2600m avec une orientation Nord-Est alors que celui du Col du Lou se situe à 2700m avec une orientation Nord.

3.2.2 L'Evolution du front principal entre 1970 et 2012

Il nous a semblé intéressant d'étudier plus précisément le front principal du glacier-rocheux. D'une part, pour comprendre ses dynamiques et le rôle qu'il joue sur la torrencialité du bassin versant, et d'autre part, pour essayer de trouver si des événements similaires à l'été 2015 se sont déjà produits en recherchant de possibles zones d'arrachement.

Après observations de l'ensemble de nos orthophotos, aucune niche d'arrachement de proportion similaire à celle de 2015 n'a été recensée. Pour retracer l'évolution de ce front nous avons, pour chaque année étudiée, tracé sa limite du front sous SIG. Les résultats sont présentés dans la figure suivante (cf. Figure 36) :

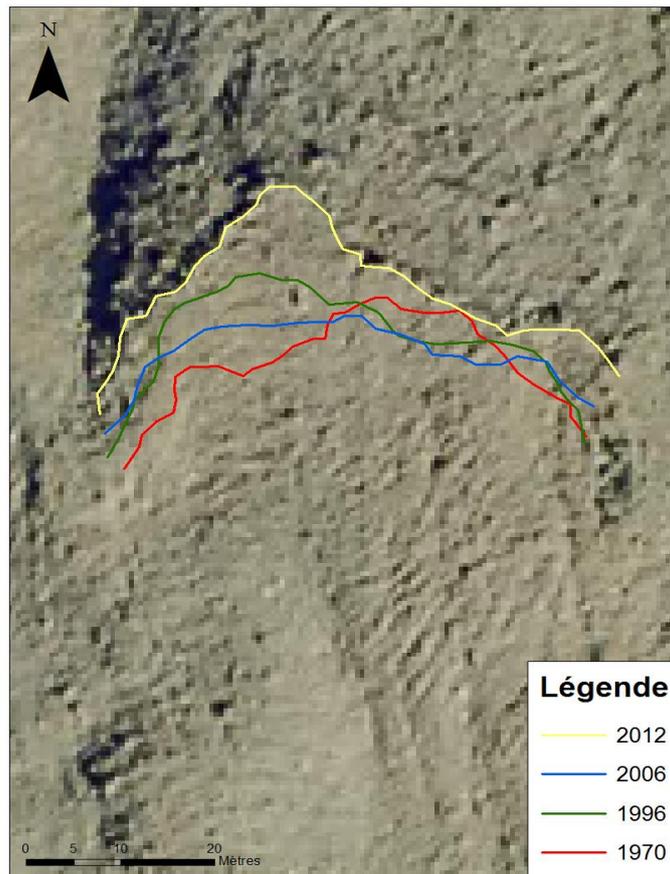


Figure 36 : Evolution des limites du front principal entre 1970 et 2012. Le fond d'orthophoto est de 2012 (IGN)

On peut voir que le front ne connaît pas une avancée régulière d'année en année. Il n'arrive pas à réellement se former. On remarque que de petits paquets de matériaux glissent vers la ravine. Bien que n'ayant pas connu d'évènement similaire au 14 aout 2015, le front du glacier rocheux du col du Lou constitue une source de matériaux régulière au torrent de l'Arcelle Neuve. Sur la figure 37, on repère le front en 1970 sur lequel on a tracé le front de 2006, on peut observer des zones où le front a connu une avancée, et une zone où le front a connu une érosion des matériaux en direction de la ravine.

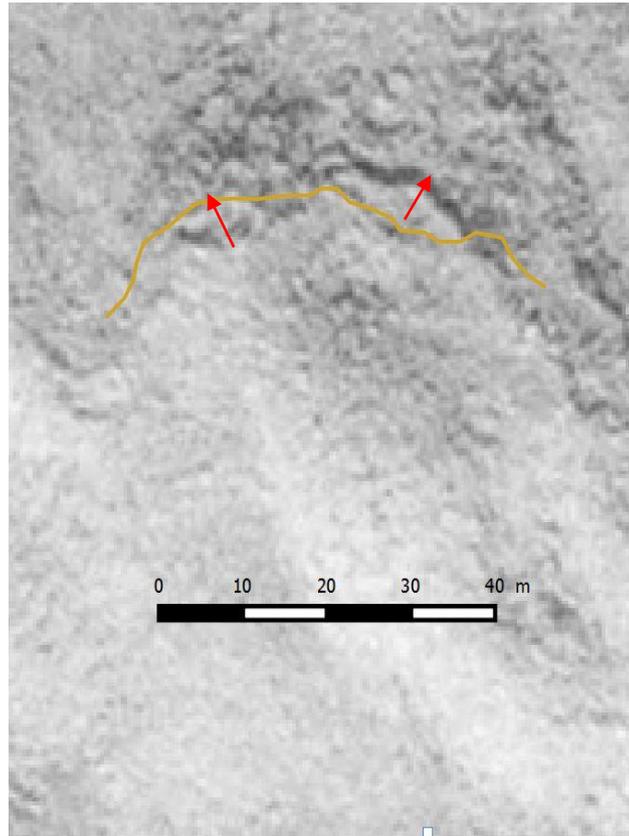


Figure 37 : Front 2006 digitalisé sur l'orthophoto de 1970. On remarque l'évolution chaotique du front. On repère des zones où le front avance et des zones où le front semble en régression (fourniture du torrent en matériaux)

A prendre avec précaution au vu de la résolution de l'orthophoto, mais il semblerait que des amorcements de niche d'arrachement soit perceptibles sur l'orthophoto de 2012 au niveau du glissement principal. Sur la figure 38, sous le fond orthophoto de 2012 nous avons délimité la niche d'arrachement de 2015 à partir de points DGPS pris sur le terrain. On devine en amont, des rides ou crevasses ayant relativement une forme identique à celle-ci, un nouvel évènement similaire à 2015 n'est pas improbable dans les années à venir. On peut supposer que cette zone du glacier-rocheux, était déjà une partie sensible et instable avant 2015. Difficile encore de savoir si cela est dû à une dégradation du pergélisol, ou si elle est plus liée au contexte topographique. On peut penser aussi que la canicule de Juillet 2015 a pu être un facteur déterminant dans la déstabilisation de ce site déjà sensible.

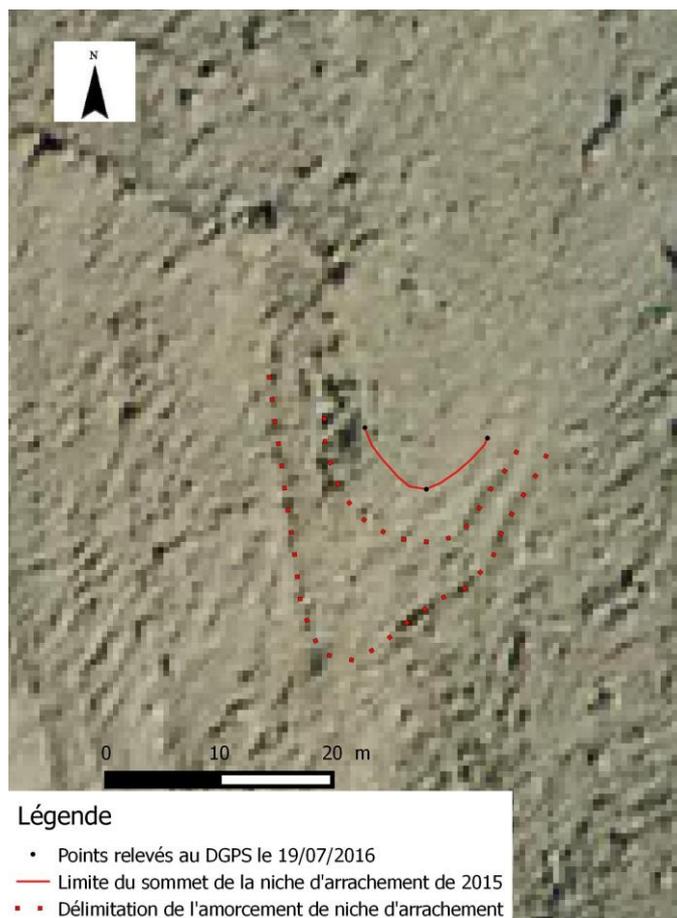
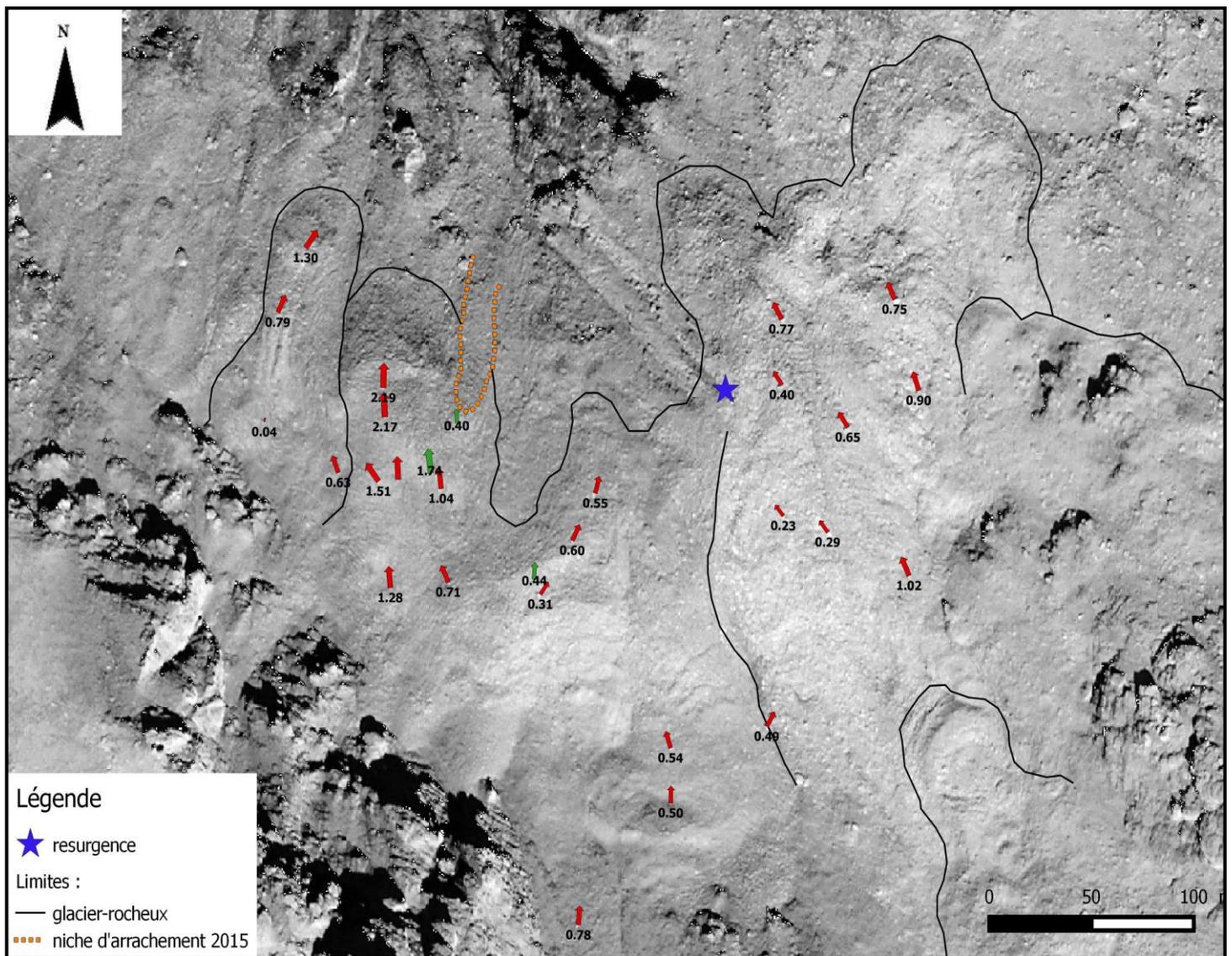


Figure 38 : Localisation de l'amorcement de nouvelle niche d'arrachement (visible en 2012) juste en amont de l'arrachement de 2015. Fond orthophoto 2012 de l'IGN

3.3.3 Vitesses de déplacement du glacier-rocheux du col du Lou entre 2006 et 2012

Sur la carte ci-dessous (*cf. Carte 5*) nous montrons les vitesses de déplacement des blocs remarquables recensés sur notre période d'étude la plus récente (2006-2012). A noter, que pour cette période, notre intervalle de confiance se situe à $\pm 0.1\text{m/an}$.

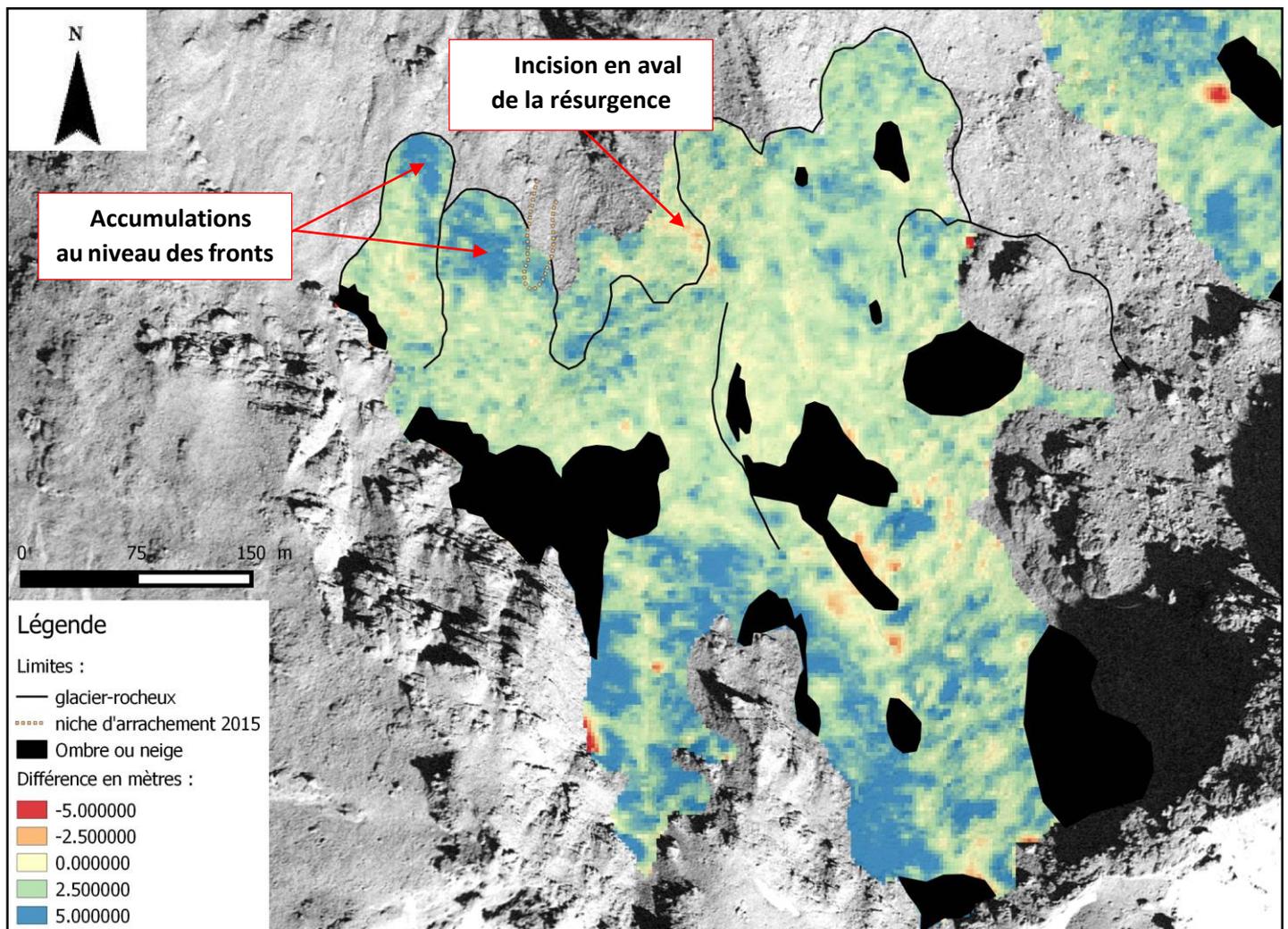


Carte 5 : Carte des vitesses et directions des déplacements en (m/an) des blocs remarquables sur la période 2006-2012. La taille des flèches est proportionnelle à la vitesse de déplacement du bloc. Les étiquettes nous indiquent la valeur de la vitesse en m/an. Les flèches vertes représentent les données issues de relevés de bloc au DGPS entre le 14/08/2015 et le 19/08/2016. (Fond orthophoto IGN 2006)

Ces résultats confirment ce qui avait déjà été évoqué auparavant, les parties les plus actives se situent au niveau des deux fronts situés à l'EST du site où les vitesses mesurées sont, supérieures à 1m/an. On distingue même aux extrémités des fronts, des blocs mesurés à plus de 2m/an, ce qui s'approche des valeurs de glacier-rocheux en crue. Sur les parties plus en amont, dans les pentes plus modérées, les vitesses se situent aux environs des 0.5 m/ans. Lors de la visite terrain une semaine après l'évènement de 2015 (24/08/2015), nous avons pris les coordonnées de 4 blocs au GPS différentiel. Le 19 Juillet 2015 nous avons pu relever 3 de ces blocs, le 4eme étant encore situé sur une importante couche de neige. Les résultats obtenus, représentés par les flèches vertes sur la carte 5, nous montrent que nos valeurs obtenues par la méthode photogrammétrie ne donnent pas des valeurs aberrantes. Nous n'avons pas pu trouver de blocs remarquables autour de la niche d'arrachement. Le point relevé au GPS différentiel, juste au-dessus de celle-ci au niveau des décompressions du terrain nous donnent un déplacement de 0.4m/an (La carte 5 est également présentée en Annexe 11).

3.3.4 Déplacements verticaux du glacier-rocheux du col du Lou sur la période 1970-1996.

Les déplacements verticaux du glacier-rocheux ont pu être étudiés uniquement entre 1970 et 1996. Nous n'aurons pas d'informations sur ses variations sur des périodes plus récentes, ce qui auraient eu plus d'intérêt puisque ses dernières périodes avaient connu une forte augmentation des vitesses de déplacement horizontales du glacier-rocheux. Pour calculer les variations verticales, nous avons fait la différence entre le MNA de 1996 avec celui de 1970 présenté sur la carte suivante (cf. Carte 6). Avant d'effectuer la différence, nous avons supprimé les zones d'ombre et de neige pouvant fausser les résultats.



On peut donc voir que, de manière générale, le glacier-rocheux n'a connu que très peu de variation pour la période de 1970-1996. Aucun signe de dépression n'apparaît, ce qui laisse supposer qu'il n'y a pas eu de dégradation du pergélisol. On arrive cependant à bien distinguer les accumulations de matériaux au niveau des fronts, ainsi que l'incision en aval, des résurgences.

CONCLUSION

Nos recherches ont donc pu mettre en évidence que le bassin de réception du torrent de l'Arcelle-Neuve est caractérisé par la présence de pergélisol et notamment du glacier-rocheux du col du Lou. Le glacier-rocheux du col du Lou constitue un site géomorphologique relativement complexe. Formé dans des matériaux fins, il est composé d'un ensemble de formes plus ou moins discrètes dont les caractéristiques attestent de son activité. Il a également la particularité d'avoir des fronts situés dans des pentes élevées ($\geq 30^\circ$) à l'entrée des ravines alimentant le torrent de l'Arcelle-Neuve. Cela en fait, d'après les critères d'évaluation réalisés dans le cadre des inventaires par le RTM, un glacier-rocheux dont l'influence sur l'aléa torrentiel est élevé.

Les laves torrentielles du 14 août 2015, dont les débordements ont causés de nombreux dégâts sur la commune de Lanslevillard sont le point de départ de cette étude. Il a été démontré qu'une grande partie des matériaux provenait de deux glissements au niveau du glacier-rocheux actif du col du Lou. Cela nous avait amené à l'hypothèse suivante et, si la lave torrentielle était la conséquence d'une dégradation du pergélisol en relation avec le réchauffement climatique. Pour tenter de répondre à cette question, une grosse part de nos travaux a été d'étudier l'évolution des vitesses de déplacement de surface du glacier-rocheux afin de déterminer si celles-ci avaient connues une augmentation significative.

Afin d'étudier ces vitesses, nous avons générés des orthophotos par photogrammétrie à partir d'anciennes images aériennes. Il s'est avéré que l'étude par photogrammétrie d'un objet de petite taille à l'échelle de la photo (le glacier-rocheux), situé dans un territoire de haute montagne, et qui demande une précision de résultat d'ordre centimétrique, est complexe. Une multitude de facteurs, que l'on ne peut pas maîtriser, rentre en jeu (qualités des photos, présence de neige, ombre des parois). Ces facteurs expliquent en partie pourquoi, pour un nombre de campagne de photographie aérienne de l'IGN important, nous avons pu générer seulement deux orthophotos de bonne qualité. De plus il est important de rappeler que la qualité de nos résultats dépendent fortement de la bonne évaluation des orthophotos entre elles afin d'identifier et d'évaluer l'incertitude lié aux différentes déformations. Cette incertitude était dans notre étude, satisfaisante entre les années 1970, 1996, 2006 et 2012.

Les résultats, de l'évolution des vitesses de surface du glacier-rocheux obtenus à partir du déplacement des blocs remarquables, nous ont montrés que celles-ci n'étaient pas homogènes sur l'ensemble du glacier-rocheux. Les zones les plus actives se situent logiquement dans les zones de forte pente au niveau des fronts, et les zones d'activités plus modérées se situent sur les zones de replat en amont. Ces vitesses ont connus une forte augmentation depuis les années 1970 qui s'est avéré spectaculaire entre la période 1996-2006 et 2006-2012. Entre ces deux périodes, les vitesses de l'ensemble des blocs observés ont quasi doublés. Nous avons également pu mettre en évidence que l'écart entre les vitesses des parties aval du glacier-rocheux (plus rapide), et celles des parties amont (plus lente) augmente. Ces résultats attestent bien d'une probable dégradation du pergélisol sur le site du col du Lou. Nous avons vu qu'ils étaient sensiblement similaires aux tendances des études observées dans les Alpes (Pierre-Brune, Valais).

L'étude diachronique nous a permis de mettre en évidence que la résurgence située en rive droite était déjà présente dans les années 1970, l'incision en aval de celle-ci n'est donc pas un phénomène nouveau. Nous avons vu également que dans son évolution, le front apporte régulièrement de petite quantité de matériaux aux torrents. En revanche aucun arrachement similaire au glissement principal de 2015 n'a été observé. De plus, à part la crue de 1987 qui a des processus impliqués différents de celle de 2015 aucun événement n'a été recensé dans les archives. Le passage busé qui est à l'origine des débordements a été construit en 1985. Il est possible que des phénomènes similaires aient eu lieu, mais ne causant pas de dégâts, ils n'ont pas été recensés.

En réunissant l'ensemble de ces éléments, il est fort probable que les laves du 14 août 2015 sont les conséquences d'une dégradation du pergélisol en contexte de réchauffement climatique sur le site du col du Lou. Cette dégradation c'est alors manifestée par un soudain apport en matériaux au torrent, provoquée par le glissement de la couche active au niveau du glacier-rocheux. Cependant il ne faut pas négliger le contexte topographique favorable, caractérisé par des pentes élevées ($\geq 30^\circ$) et la connexion directe du glacier-rocheux à la ravine alimentant le torrent de l'Arcelle Neuve. Difficile de définir l'impact réel de la canicule de Juillet 2015 mais on peut supposer que celle-ci a joué un rôle sur l'épaississement de la couche active, et a favorisé les poussés hydrostatiques causées par l'eau de fonte de pergélisol, dans les fissures du sol. La présence d'amorcements de nouvelles niches d'arrachement juste en amont de celle de 2015 nous indique qu'il est fort probable dans les années à venir, qu'un événement similaire à celui d'août 2015 se reproduise.

Avec les rapports RTM, ce mémoire constitue en quelque sorte les premiers travaux sur le glacier-rocheux du col du Lou. Nous n'avons encore que très peu de données et de recul sur ce site. Pour la suite il serait intéressant d'étudier plus en détail la géomorphologie du glacier-rocheux du col du Lou dont nous avons vu qu'il est constitué d'un ensemble de formes complexes encore mal définies. Il pourrait être intéressant également de mettre en relation les vitesses de déplacements avec des données climatiques plus détaillées. Un travail plus approfondi sur l'orthorectification serait opportun, pour enrichir notre jeu de données sur les déplacements de surface, notamment autour des années 1980 et 1990. Au niveau de l'aléa, il semblerait intéressant de contrôler annuellement à l'aide de points DGPS l'évolution de l'écart entre les vitesses de déplacement des parties aval du glacier-rocheux avec celles des parties amont. Si l'écart continue de croître il n'est pas impossible d'arriver à terme à une rupture du glacier-rocheux.

BIBLIOGRAPHIE

- BARSCHE D. (1996), *Rock glaciers : Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments*. Berlin, Heidelberg, NewYork. 331 p.
- BODIN X., (2007), *Geodynamique du pergélisol alpin : fonctionnement, distribution et évolution récente. L'exemple du massif du Combeynot (Hautes Alpes)*. Thèse en géographie. Université Paris-Diderot - Paris VII
- BODIN X., KRYSIECKI J-M., SCHOENEICH P., LE ROUX O., LORIER L., ECHELARD T., PEYRON M., WALPERSDORF A., (2016), *The 2006 Collapse of the Bérard Rock Glacier (Southern French Alps)*. Permafrost and Periglacial Process., doi: [10.1002/ppp.1887](https://doi.org/10.1002/ppp.1887).
- BOECKLI L., BRENNING A., GRUBER S & NOETZLI J., (2012), *Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics*. The Cryosphere, 6, p807–820.
- BOECKLI L., BRENNING A., GRUBER S & NOETZLI J., (2012), *A statistical approach to modelling permafrost distribution in the European Alps or similar mountain ranges*. The Cryosphere, 6,125-140. doi:10.5194/tc-6-125-2012.
- BOILLAT M., (2016), *Reconstitution de l'évolution de la dynamique géomorphologique du glacier rocheux du Dérochoir (Les Houches) et risques associés en aval. Réalisation de cartographies diachroniques à partir des données produites, interprétation et production d'un rapport de synthèse*. EDYTEM, rapport de stage.
- BONNETAIN L., (2010), *Le pergélisol de montagne : bilan, méthodes dans l'évaluation des risques. Etude de cas dans la vallée de la Guisane et de la Clarée*. Mémoire de Master, Institut de Géographie Alpine, Université de Grenoble.
- BOUVET P., CHARVET R., RIGUIDEL A., (2011), *Les glaciers-rocheux dans les Hautes-Alpes : Inventaire, cartographie et risques associés*. Rapport RTM Hautes-Alpes
- CASTY, C., H. WANNER, J. LUTERBACHER, J. ESPER, R. BÖHM (2005). *Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500*. International journal of climatology 25: 1855-1880.
- DAMM B., FELDERER A., (2013), *Impact of atmospheric warming on permafrost degradation and debris flow initiation – a case study from the eastern European Alps*. – E&G Quaternary Science Journal, 62 (2): 136–149. DOI: 10.3285/eg.62.2.05
- DELALOYE R., (2004), *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Thèse de Géographie, Université de Fribourg (Suisse)
- DELALOYE R., LAMBIEL C., LUGON R., RAETZO H & STROZZI T., (2006). *ERS InSAR for detecting slope movement in a periglacial mountain environment (western Valais Alps, Switzerland)*. Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung Band 43/2007 pp 113-120
- DELALOYE R., MORARD S., (2009), *Le glacier rocheux déstabilisé du Petit-Vélan (Val d'En-tremont, Valais) : morphologie de surface, vitesses de déplacement et structure interne*. In Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36). Institut de géographie, Université de Lausanne.

- ECHELARD T., (2010), *Detection de mouvements par interferometrie radar dans les zones a permafrost : applications aux glaciers-rocheux du Queyras*. Mémoire de master, Université de Grenoble, Institut de Géographie Alpine.
- ECHELARD T., (2014), *Contribution à l'étude de la cinématique des glaciers rocheux dans les Alpes françaises par interférométrie radar différentielle (D-InSAR)*.Thèse de Géographie, Université de Grenoble.
- GABRIEL A.K., GOLDSTEIN R.M & ZEBKER H.A., (1989), *Mapping small elevation changes over large areas: Differential radar interferometry*. Journal of geophysical research, 94 : 9183–9191.
- GARCIA S., (2008), *Proposition d'une méthodologie d'évaluation des risques naturels liés à la dégradation du pergélisol de montagne dans le département de la Haute-Savoie*. Mémoire de Master, Université de Grenoble, Institut de Géographie Alpine.
- GARCIA S., (2008), *ANALYSE DE L'EVOLUTION DU GLACIER ROCHEUX DU DEROCHOIR depuis la fin du XIXème siècle*. Mémoire master 2, Université de Grenoble, Institut de Géographie Alpine.
- GARDENT M., (2014), *Inventaire et retrait des glaciers dans les alpes francaises depuis la fin du Petit Age Glaciaire*. Geographie. Universite Grenoble Alpes. Francais. Thèse en Géographie, Université de Savoie Mont Blanc.
- HAEBERLI W., (1985). *Creep of mountain permafrost : internal structure and flow of alpinerock glaciers*. *Mitteilungen der VAW-ETH Zürich* 77: 142 p.
- HAEBERLI W., GUODONG C., GORBUNOV. A. P., HARRIS. A (1993), *Mountain permafrost and climatic change*. Permafrost and Periglacial Processes Vol. 4 : 165-174.
- HAEBERLI W., HALLET B., ARENSON L., ELCONIN R., HUMLUM O., KAAB A., & AL. (2006), "*Permafrost creep and rock glacier dynamics*". Permafrost and Periglacial Processes 17 (3): 189-214.
- IGN. (2011a). BD ALTI - Descriptif de contenu.
- IGN. (2011b). BD ORTHO - Descriptif de contenu.
- IKEDA A., & MATSUOKA N., (2006). "*Pebbly versus bouldery rock glaciers: Morphology, structure and processes*". Geomorphology 73: 279-296.
- KÄÄB A., HAEBERLI W., AND GUDMUNDSSON G.H., (1997), *Analyzing 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.
- KAAB A., FUNK M., (1999), *Modelling mass balance using photogrammetric and geophysical data: a pilot study at Griesgletscher, Swiss Alps*. Journal of Glaciology, Vol 45, No. 151, 1999
- KAAB A., (2002), *Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data*. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing 57 (2002) 39– 52
- KAUFMANN V., (2012), *The evolution of rock glacier monitoring using terrestrial photogrammetry: the example of Äußeres Hochebenkar rock glacier (Austria)*. Austrian Journal of Earth Sciences Volume 105/2 Vienna 2012
- KRAUS K., WALDHÄUSL P., (1997), *Manuel de Photogrammétrie. Principes et procédés fondamentaux*. Editions Hermes. 407p, consultation BU des Sciences Grenoble.

KRYSIECKI J.-M., (2008), *La rupture du glacier-rocheux du Berard (Massif du Parpaillon, Alpes de haute Provence, 04) : un cas de dégradation du pergélisol de montagne?*. Mémoire de master, Université de Grenoble, Institut de Géographie Alpine.

KUMMERT M., DELALOYE R., (2015), *Quantifying sediment transfer between the front of an active alpine rock glacier and a torrential gully*. Téléchargeable sur : <http://geomorphometry.org>

LAMBIEL C., (2006), *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : Distribution, régime thermique et instabilités*. Thèse, Université de Lausanne, (Suisse)

LAMBIEL C., DELALOYE R., STROZZI T., LUGON R., ET RAETZO H., (2008), *ERS InSAR for detecting the rock glacier activity*. Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, July 2008, Fairbanks, Alaska, 1, 1019-1024.

LECHEMIA T., (2014), *Les glaciers-rocheux de l'Isère, inventaire, cartographie et risques associés*. Mémoire master 1, Université de Grenoble, Institut de Géographie Alpine.

MONNIER S., (2006), *Les glaciers-rocheux, objets géographiques. Analyse spatiale multi scalaire et investigations environnementales. Application aux Alpes de Vanoise*. Thèse en Géographie, Université de Paris

ORTHO ENGINE., (2013), Tutoriel ortho engine « course Exercices ». Version Geomatica 2013

RAMELLI G., SCAPOZZA C., MARI S., LAMBIEL C., (2011), *Structure interne et dynamique des glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (Tessin)*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009

RAVANEL L., (2009), *Evolution geomorphologique de la haute montagne alpine dans le contexte actuel de rechauffement climatique. Neige et glace de montagne : Reconstitution, dynamique, pratiques*, Collection EDYTEM - Cahiers de Géographie, n8, pp.113-124, 2009.

RAVANEL L., (2010), *Caractérisation, facteurs et dynamiques des écroulements rocheux dans les parois à permafrost du massif du Mont Blanc*. Thèse de doctorat de Géographie, Université Savoie Mont Blanc.

RENAUD B., (2004), *Reconstruction 3D dense par rectification épipolaire*. Projet de fin d'étude (DESS Imagerie Electronique (Jussieu))

ROER I., (2005), *Rockglacier kinematics in a high mountain geosystem*. Dissertation, Department of Geography, Rheinische Friedrich-Wilhelms-University, Bonn, Germany.

RTM73., (2016), *Etude hydraulique et propositions d'aménagements pour la protection contre les débordements de l'Arcelle Neuve*. Rapport d'étude

RTM73., (2015), *Lave torrentielle de l'Arcelle 14/08/2015*. Rapport d'évènement

RTM73., (2015), *Visite glacier rocheux du Col du Lou 25/08/2015*. Rapport de visite

SCHOENEICH P., DALL'AMICO M., DELINE P., ZISCHG A., (2011), *Hazards related to permafrost and to permafrost degradation*. PermaNET project, state-of-the-art report 6.2.

SMITH., RISEBOROUGH., (2002), *Climate and the limits of permafrost : a zonal analysis*. Permafrost and Periglacial Process., 13: 1–15. doi:10.1002/ppp.410.

SCHULHOF F., *Cours de math n°4 : l'intervalle de confiance*. Téléchargeable sur : <http://francois.schulhof.perso.neuf.fr>

STOCKER-MITTAZ C., (2002), *"Permafrost distribution modelling based on energy balance data."* University of Zürich. PhD: 143 p.

WAHRHAFTIG C., COX A., (1959), *Rock glaciers in the Alaska Range*. Bulletin of the Geological Society of America 70(4): 383–436

ZISCHG A., CURTAZ M., GALUPPO A., LANG K., MAYR V., RIEDL C., SCHOENEICH P., (2011), *Chapter2: Permafrost and debris-flows*. In Schoeneich P. et al. *Hazards related to permafrost and to permafrost degradation*. PermaNET project, state-of-the-art report 6.2.

ZUGMEYER V., (2015), *Etude de la fréquence des éboulements dans une falaise rocheuse par photogrammétrie*. Mémoire master 2, Université de Grenoble, Institut de Géographie Alpine.

TABLE DES FIGURES

<i>Figure 1 : Structure interne théorique et gradient thermique du pergélisol (source: www.unifr.ch (fiches SSGM) adapté de Noetzli & Gruber, 2005)</i>	<i>10</i>
<i>Figure 2 : Evolution de la structure interne du pergélisol en relation avec le réchauffement climatique actuel (source : SSGM fiches).....</i>	<i>11</i>
<i>Figure 3 : Caractéristiques morphologiques d'un glacier-rocheux. Ici le glacier-rocheux actif du vallon de la Fournache (Savoie). Réalisé par T.Echelard (2014) (orthophoto IGN 2006)</i>	<i>12</i>
<i>Figure 4 : Illustrations des caractéristiques des glaciers- rocheux en fonction de leur activité (source : SSGM fiches adapté de Ikeda et Matsuoka ., 2002).....</i>	<i>14</i>
<i>Figure 5 : Glacier-rocheux déstabilisé de Pierre Brune étudié par Echelard en 2014. On distingue bien l'aspect très crevassé du glacier-rocheux (source : image géoportail.fr).....</i>	<i>15</i>
<i>Figure 6 : Rupture du glacier rocheux du Berard (04) (source : J-M Krysiecki., 2008).....</i>	<i>15</i>
<i>Figure 7 : A droite : photo du lac Chauvet lors de sa vidange brutale en Juillet 2008 et à gauche : photo en aval montrant la crue torrentielle causée par la vidange du lac (photos : M.Peyron en juillet 2008).....</i>	<i>16</i>
<i>Figure 8 : Erosion du front du glacier-rocheux du Varet situé en amont de la station des Arc 2000 (Savoie). On remarque bien les apports en matériaux produits par la dégradation du front, qui sont susceptibles par la suite d'être repris par des processus de surface (torrent). (Source : image geoporatil.fr)</i>	<i>17</i>
<i>Figure 9 : Comparaison entre deux relevés LIDAR sur une période de 1an du front du glacier-rocheux de Gugla-Bielzug (Suisse). En rouge, les zones d'érosion et en bleu les zones d'accumulation. Cette Figure illustre parfaitement les relations entre le glacier-rocheux et le torrent, sur la fourniture en débris de celui-ci. (Source : Kummert & Delaloye, 2015)</i>	<i>18</i>
<i>Figure 10 : A gauche : GPS base positionné sur un bloc stable durant toute la campagne de mesure. A droite : DGPS mobile en mode mesure sur un bloc du glacier-rocheux (Source : Ribeyre)</i>	<i>19</i>
<i>Figure 11 : Aperçu du matériel LIDAR utilisé sur le Glacier-Rocheux du col du Lou (Source : Cayla.N)</i>	<i>20</i>
<i>Figure 12 : Exemple de Datalogger (Source : X.Bodin).....</i>	<i>21</i>
<i>Figure 13 : Limite topographique du bassin versant de l'Arcelle Neuve. A gauche : sous fond Top 25 de l'IGN. A droite : aperçus en trois dimension du bassin versant de l'Arcelle Neuve. (Source : IGN Top25, Google Earth).....</i>	<i>23</i>
<i>Figure 14 : Exemple de roche pourries et gélifracté des parois amont (Source : Ribeyre)</i>	<i>23</i>
<i>Figure 15 : Exemple d'éboulement rocheux dans les parois amont (Source : Ribeyre).....</i>	<i>23</i>
<i>Figure 16 : Incision de l'éboulis situé à l'Ouest du bassin versant (Source : survole hélicoptère PGHM)</i>	<i>24</i>
<i>Figure 17 : Distribution potentielle du pergélisol dans le bassin versant de l'Arcelle Neuve selon la carte APIM (Boeckli, (2012))......</i>	<i>25</i>
<i>Figure 18 : Bourrelets et lobes bombés présent sur le secteur 1 (Source : orthophoto IGN 2006) ..</i>	<i>27</i>
<i>Figure 19 : Vue sur les fronts instables du glaciers-rocheux du col du Lou (Source : Ribeyre)</i>	<i>29</i>
<i>Figure 20 : Exemple de ride présente sur le corps du Glacier-rocheux témoignant de son activité. (Source : Ribeyre).....</i>	<i>29</i>
<i>Figure 21 : Bourrelets bombés situés en partie amont du glacier-rocheux, attestant de la présence de glace dans le sol. (Source : Paulhe RTM73)</i>	<i>29</i>

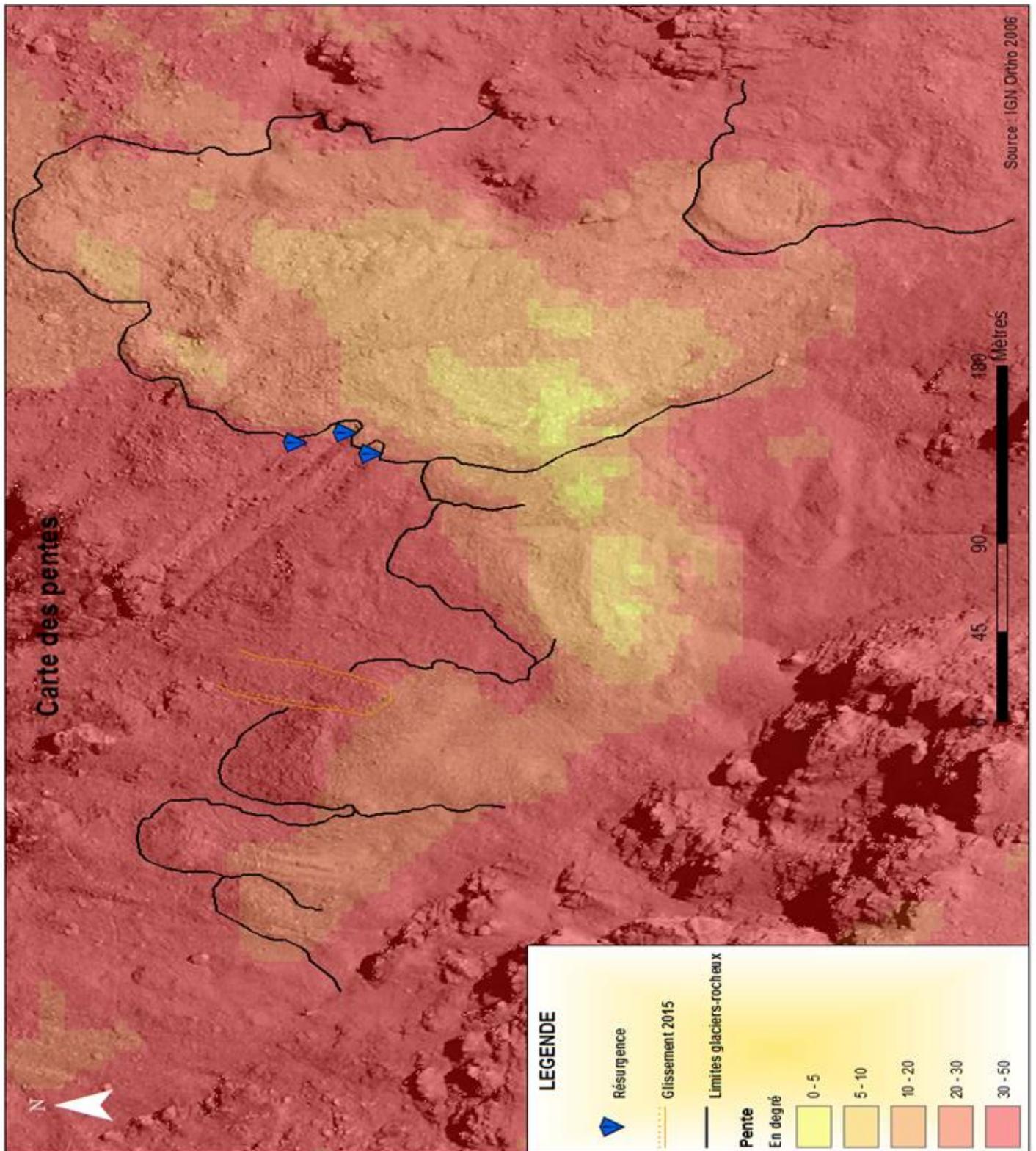
Figure 22 : Zone de dépression laissant penser à un retrait de langue glaciaire. Les pointillés rouge suivent la crête d'un supposé cordon morainique. On remarque la présence remarquable de quantité importante de neige retenue dans la dépression (Source : Ribeyre le 19/07/2016).....	30
Figure 23 : Graphique représentant le relevé de température de 3 dataloggers sur le glacier-rocheux du col du Lou entre Novembre 2015 et Juillet 2016. L3 et L4 ont été placés sur le glacier-rocheux et P1 en dehors de celui-ci. La température est mesurée en °C et une mesure est prise toute les 2 heures..	31
Figure 24 : Localisation des arrachements sur le glacier-rocheux du col du Lou (Source : vidéos PGHM)	33
Figure 25 : A gauche : niche d'arrachement du glissement principal une semaine après les laves torrentielles du 24/08/2015. Le pan de glissement était alors constitué de matériaux fins gelés. A droite : la niche d'arrachement le 19/07/2016, on y remarque des affaissements sur les côtés. (Source : Paulhe RTM73 ; Ribeyre)	34
Figure 26 : Glissement au niveau d'une résurgence, les débits d'eau sont encore importants au lendemain des évènements (Source : PGHM).....	34
Figure 27 : Sur cette photo prise le lendemain des évènements, nous pouvons distinguer le cheminement de la lave torrentielle des ravines jusqu'à l'entrée des gorges. (Source : PGHM)	35
Figure 28 : Schéma retraçant le trajet et les dégâts des débordements de la lave torrentielle au niveau de Lanslevillard. 1 : passage busé obstrué à l'origine des débordements. 2 : Cave de restaurant impactée par les débordements. 3 : Bâtiments de la SEM de Val Cenis et gare de départ du télésiège du vieux moulin traversés par les débordements. 4 : Ecoulements redirigé dans l'ARC par un merlon temporaire construit à la pelle mécanique avant d'atteindre le lieu-dit « les Champs ». (Source : PGHM)	36
Figure 29 : Principe du plan épipolaire (Source : RENAUD (2004)).....	38
Figure 30 : Schéma récapitulatif des étapes de conception d'un MNA et d'une orthophoto, à partir d'image aérienne historique sous le module Ortho Engine du logiciel PCI Géomatica® (Source : Tutoriel Ortho Engine)	41
Figure 31 : Courbe de distribution des différences ne nos 53 points. Ici l'exemple de la différence pour les Y entre 1970 et 2013. La courbe bleue représente la distribution initiale on remarque une moyenne des décalages aux alentours de -2 mètres. La courbe rouge représente la distribution après corrections de l'erreur systématique. La moyenne des différences est ramenée à 0, les orthophotos sont recalées entre elles mais l'erreur aléatoire est toujours présente.....	43
Figure 32: Tableau récapitulatifs des risques d'erreurs pour chaque période	44
Figure 33 : Moyennes des vitesses de déplacement en mètres par an, des groupes de blocs remarquables sur le glacier-rocheux du col du Lou (maximum représente la vitesse du bloc le plus rapide recensé pour chaque période).	47
Figure 34 : Anomalie des températures sur la période 1900-2000. Anomalie calculé à partir d'une moyenne mobile sur 20ans (Source : HistaIp)	48
Figure 35 : Graphique récapitulatif des vitesses moyennes calculées à partir de la photographie aérienne de 1970 et des ortho-images de 2001, 2006 et 2009 sur le glacier-rocheux de Pierre Brune. (Echelard, 2014).....	49
Figure 36 : Evolution des limites du front principal entre 1970 et 2012. Le fond d'orthophoto est de 2012 (IGN)	50
Figure 37 : Front 2006 digitalisé sur l'orthophoto de 1970. On remarque l'évolution chaotique du front. On repère des zones où le front avance et des zones où le front semble en régression (fourniture du torrent en matériaux).....	51
Figure 38 : Localisation de l'amorcement de nouvelle niche d'arrachement (visible en 2012) juste en amont de l'arrachement de 2015. Fond orthophoto 2012 de l'IGN.....	52

TABLE DES CARTES

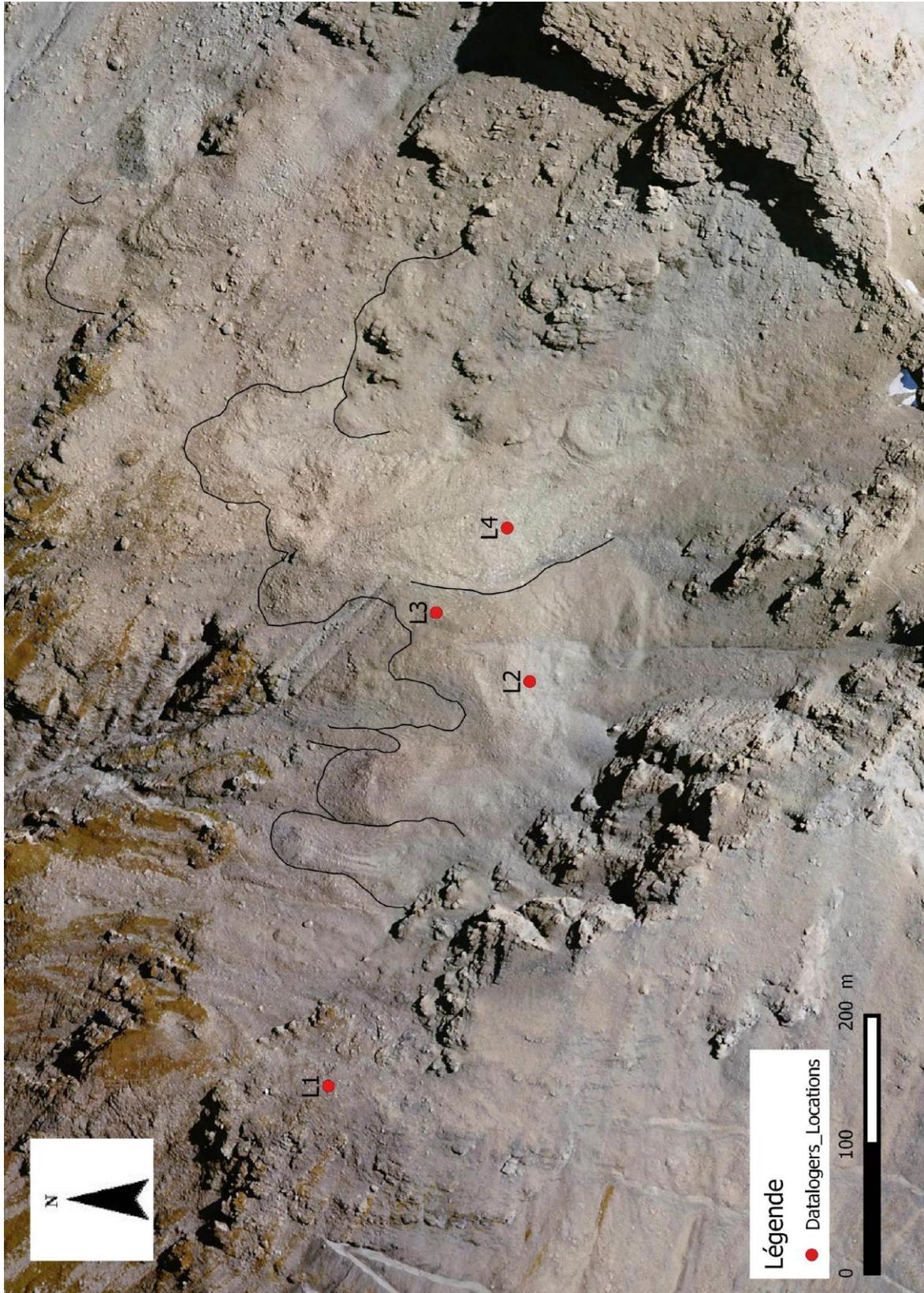
<i>Carte 1 : Localisation du village de Lanslevillard (source : www.Lanslevillard.fr).....</i>	<i>8</i>
<i>Carte 2 : Partage du site du col du Lou en deux secteurs. En secteur 1 les formes fluent en direction de l'éboulis. En secteur 2 les formes fluent en direction de la ravine. (Source : fond orthophoto IGN 2006)</i>	<i>26</i>
<i>Carte 3 : Carte représentant les limites des formes complexes présentes sur le secteur 2. Localisation de la niche d'arrachement de 2015 et de la résurgence. Les numéros de 1 à 4 sont des repères pour la compréhension de la description du site ci-dessous (Source : Orthophoto IGN 2006).....</i>	<i>28</i>
<i>Carte 4 : Localisation et regroupement par secteur, des blocs remarquables du glacier-rocheux-du col du Lou pour l'étude des déplacements (Source : Orthophoto 2006 IGN)</i>	<i>46</i>
<i>Carte 5 : Carte des vitesses et directions des déplacements en (m/an) des blocs remarquables sur la période 2006-2012. La taille des flèches est proportionnelle à la vitesse de déplacement du bloc. Les étiquettes nous indiquent la valeur de la vitesse en m/an. Les flèches vertes représentent les données issues de relevés de bloc au DGPS entre le 14/08/2015 et le 19/08/2016. (Fond orthophoto IGN 2006)</i>	<i>53</i>
<i>Carte 6 : Carte de la différence du MNA de 1996 avec celui de 1970 (fond orthophoto 1996 PCI geomatica ®).....</i>	<i>54</i>

ANNEXES

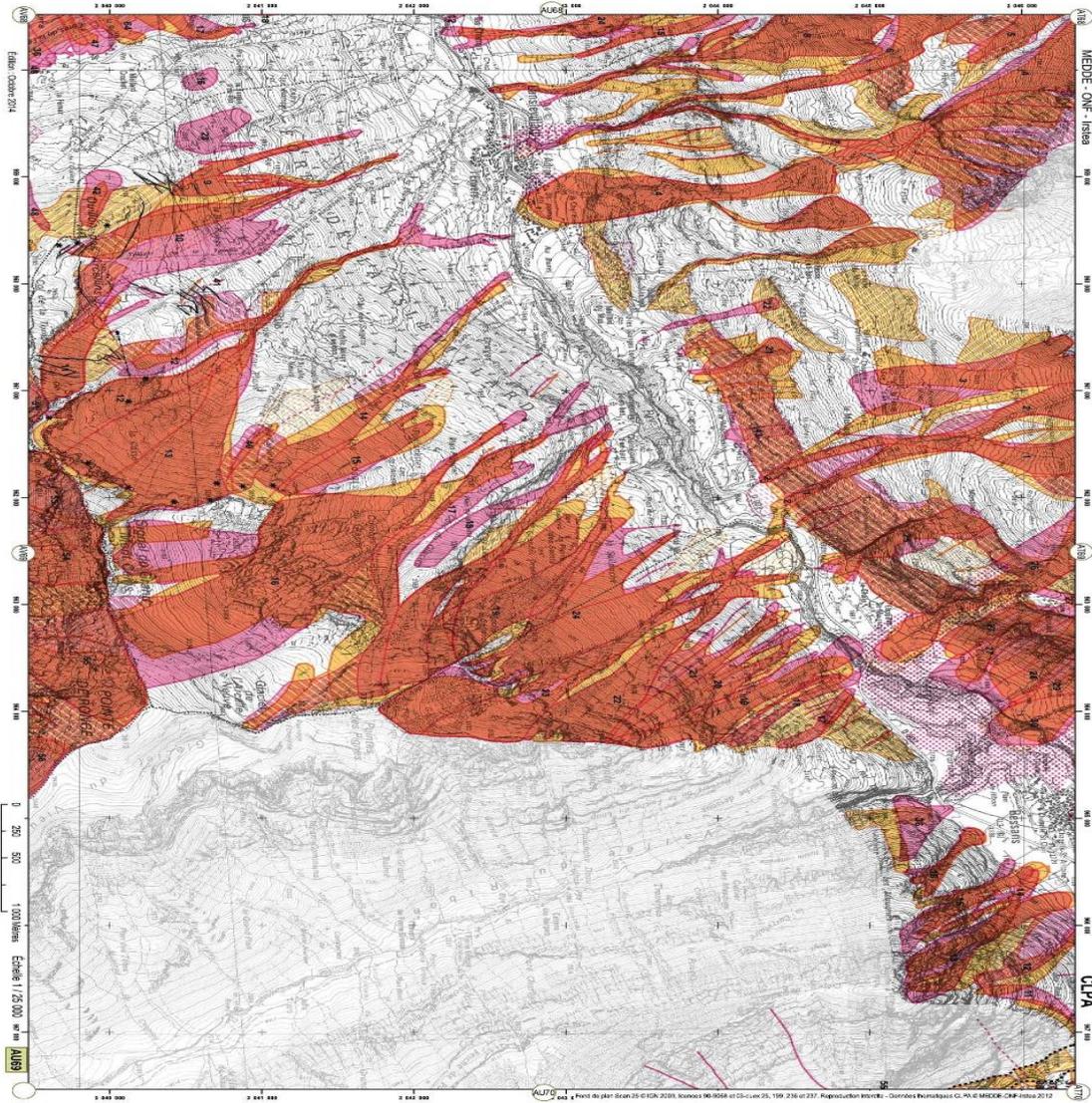
ANNEXE 1 : Carte des pentes du glacier-rocheux du col du Lou (calculée à partir du MNT 5m de l'IGN)



ANNEXE 2 : Localisation des Dataloggers (Fond ortho IGN 2006)



ANNEXE 3 : CLPA de Lanslevillard (Source : IRSTEA)



MEDE - ONF - Irstea
 CLPA
 Légende de la carte CLPA

Calculations par photo-interprétation / analyse de terrain

Délimitation par photo-interprétation / analyse de terrain
 Délimitation par interprétation de données de terrain
 Délimitation par interprétation de données de terrain

Alertes
 Délimitation par photo-interprétation / analyse de terrain
 Délimitation par interprétation de données de terrain

Zones d'instabilité
 Délimitation par photo-interprétation / analyse de terrain
 Délimitation par interprétation de données de terrain

Zones à débris significatifs dus au souffle d'un aérosol
 Délimitation par photo-interprétation / analyse de terrain
 Délimitation par interprétation de données de terrain

Alertes localisées
 Délimitation par photo-interprétation / analyse de terrain
 Délimitation par interprétation de données de terrain

Écoulement ou liaison localisée entre avalanches
 Délimitation par photo-interprétation / analyse de terrain
 Délimitation par interprétation de données de terrain

Avalanches localisées primaires
 Délimitation par photo-interprétation / analyse de terrain
 Délimitation par interprétation de données de terrain

Écoulement ou liaison primaire entre avalanches
 Délimitation par photo-interprétation / analyse de terrain
 Délimitation par interprétation de données de terrain

Zone où l'impact sur le terrain ne peut être négligé
 Délimitation par photo-interprétation / analyse de terrain
 Délimitation par interprétation de données de terrain

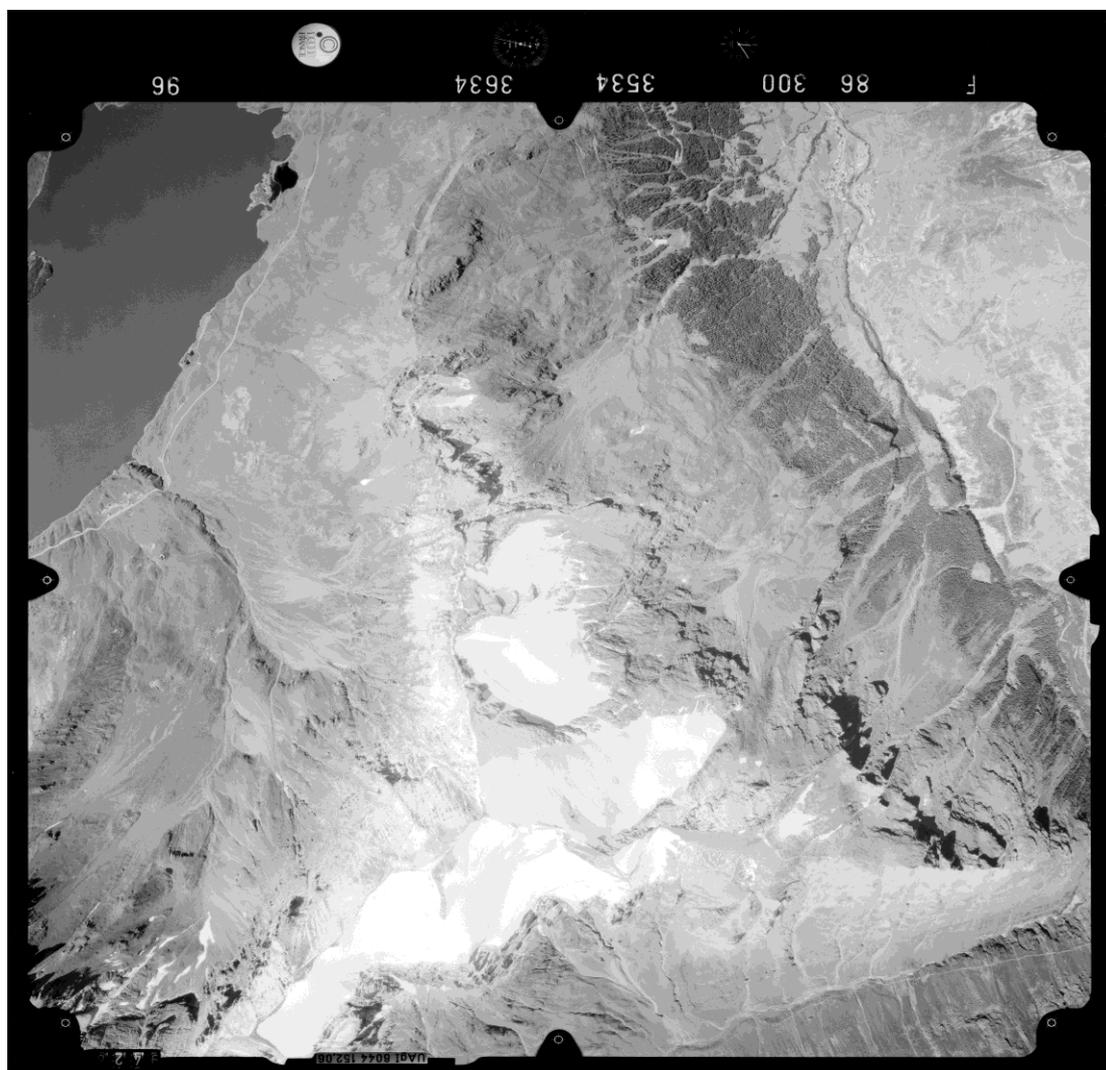
Limite d'état
 Délimitation par photo-interprétation / analyse de terrain
 Délimitation par interprétation de données de terrain

Limite de département
 Délimitation par photo-interprétation / analyse de terrain
 Délimitation par interprétation de données de terrain

Limite de commune
 Délimitation par photo-interprétation / analyse de terrain
 Délimitation par interprétation de données de terrain

Méta-Source : IRSTEA
 Méta-Source : IRSTEA

ANNEXE 4 : Exemple d'image aérienne historique téléchargé sur www.géoportail.fr (ici 1986) et tableau récapitulatif des images retenues pour l'étude.



Dates des Missions aériennes	12/09/1970	25/08/1986	07/08/1988	21/07/1990	17/08/1996	13/08/2001
Numb photos	288 et 289	96 et 98	110 et 112	677 et 678	1532c et 1533c	5367 et 5371

ANNEXE 5 : Exemple d'un certificat de calibration

01-07-1997 09:25 DE IGH-SAA A SPON SECRETARI P.02

DEUTSCHER KALIBRIERDIENST (DKD)

Kalibrierlaboratorium für die Maßgröße Länge
Calibration laboratory for measured quantity length

AKKREDITIERT DURCH DIE PHYSIKALISCH-TECHNISCHE BUNDESANSTALT (PTB)




0434
 DKD-K-05202
 96-10

Kalibrierschein Calibration Certificate

Objekt Aerial Survey Camera
Hersteller Carl Zeiss D-73446 Oberkochen
Typ RMK TOP 15
Fabrikate/Serien-Nr. 141 302
Auftraggeber Institut Geographique National IGN-Creil SAA
Order No. 659 1 5009
Datum der Kalibrierung 16.10.96

Der Deutsche Kalibrierdienst ist Unterzeichner des multilateralen Übereinkommens der Western European Calibration Cooperation (WECC) zur gegenseitigen Anerkennung der Kalibrierscheine.
Die Kalibrierung erfolgt auf der Grundlage des zwischen der Physikalisch-Technischen Bundesanstalt und dem Träger abgezeichneten Vertrages.
Dieser Kalibrierschein dokumentiert die Rückführbarkeit zur nationalen Norm zur Darstellung der physikalischen Einheiten in Übereinstimmung mit dem internationalen Einheitenystem (SI).
Für die Erhaltung einer angemessenen Frist zur Wiederholung der Kalibrierung ist der Benutzer verantwortlich.
The calibration is performed according to the stipulations of the contract between the Physikalisch-Technische Bundesanstalt and the holder of the calibration laboratory.
This calibration certificate documents the traceability to national standards, which realize the physical units of measurement according to the International System of Units (SI). The user is obliged to have the object re-calibrated at appropriate intervals.

Stempel  **Datum** 18.10.96
Letter of the calibration certificate 
Head of the calibration laboratory 
Person responsible 
Multiplicator 

Carl Zeiss
Servisbereich Qualität
Meß-/Kalibrierzentrum
73446 Oberkochen
Telefon 07364-20-2721
Telefax 07364-20-4511
Telex 713751-55

01-07-1997 09:25 DE IGH-SAA A SPON SECRETARI P.03

DEUTSCHER KALIBRIERDIENST (DKD)

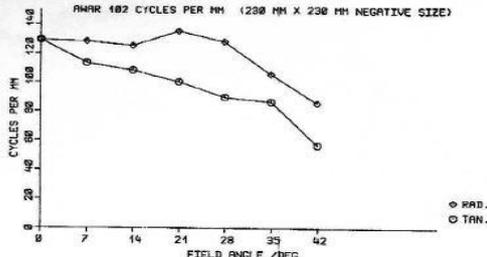
Page 4 of certificate dated 18.10.96

0434
 DKD-K-05202
 96-10

RMK TOP 15 NO. 141302

PHOTOGRAPHIC RESOLVING POWER

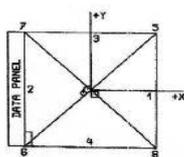
ANALY 102 CYCLES PER MM (238 MM X 238 MM NEGATIVE SIZE)



DEPARTURE OF AVERAGE DISTORTION FROM ZERO REFERENCE



PRINCIPAL POINT (PPA, PPS) AND FIDUCIAL CENTRE (FC)



	X / MM	Y / MM
PPA	-0.002	0.004
FC	0.003	-0.004
FCC (CORNER FIDUCIAL CENTRE)	-0.006	-0.003

$\alpha(G) = 0.0^\circ$ $\beta(G) = 0.15 + 99^\circ$

DEUTSCHER KALIBRIERDIENST (DKD)
Page 2 of certificate dated 18.10.96

0434
 DKD-K-05202
 96-10

CAMERA TYPE: RMK TOP 15
LENS TYPE: PLEUGON A3
MAX. APERTURE: F/4

SERIAL NO. 141302
SERIAL NO. 141326
NOM. FOCAL LENGTH: 133 MM

1) CALIBRATED FOCAL LENGTH = 153.975 MM

2) DISTORTION / 0.004 MM, REFERRING TO P.P. OF SYMMETRY PPS

S/MM	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140	150
S	0	-1	-2	-2	-1	-2	-1	1	0	-3	-2	-2	0	3	4	5
B	0	-1	-2	-1	-3	-2	-1	-4	0	-2	-1	-3	0	1	3	6
7	0	-1	-2	-3	-2	-3	-1	-4	0	-1	-3	-3	-2	0	3	4
8	0	-1	-2	-3	-3	-3	-1	-4	-2	-3	-1	-1	2	3	2	
AV.	0	-1	-2	-2	-2	-1	0	-1	-2	-2	-2	-1	1	3	4	

3) P.P. OF AUTOCOLLIMATION AND FIDUCIAL CENTRE, REFERRING TO PPS

	PPA	X	Y
P.P. OF AUTOCOLLIMATION	PPA	X = -0.002	Y = 0.004
FIDUCIAL CENTRE	FC	X = 0.003	Y = -0.004
CORNER FIDUCIAL CENTRE	FCC	X = -0.006	Y = -0.003

4) FIDUCIAL MARKS, REFERRING TO PPS

X	Y
X1 = 112.998	Y1 = -0.005
X2 = -112.998	Y2 = -0.004
X3 = 0.001	Y3 = 112.995
X4 = -0.005	Y4 = -113.003
DISTANCES 1-2 = 225.996	
X5 = 112.979	Y5 = 113.000
X6 = -113.001	Y6 = -113.015
X7 = 113.000	Y7 = 112.988
X8 = 113.002	Y8 = -113.001

5) PHOTOGRAPHIC RESOLVING POWER, IN CYCLES PER MM (AS PER DEFINITION, R. P. IS NOT A CALIBRATED DATUM)
AREA WEIGHTED AVERAGE RESOLUTION 102

FIELD ANGLE / DEG = 0 7 14 21 28 35 42

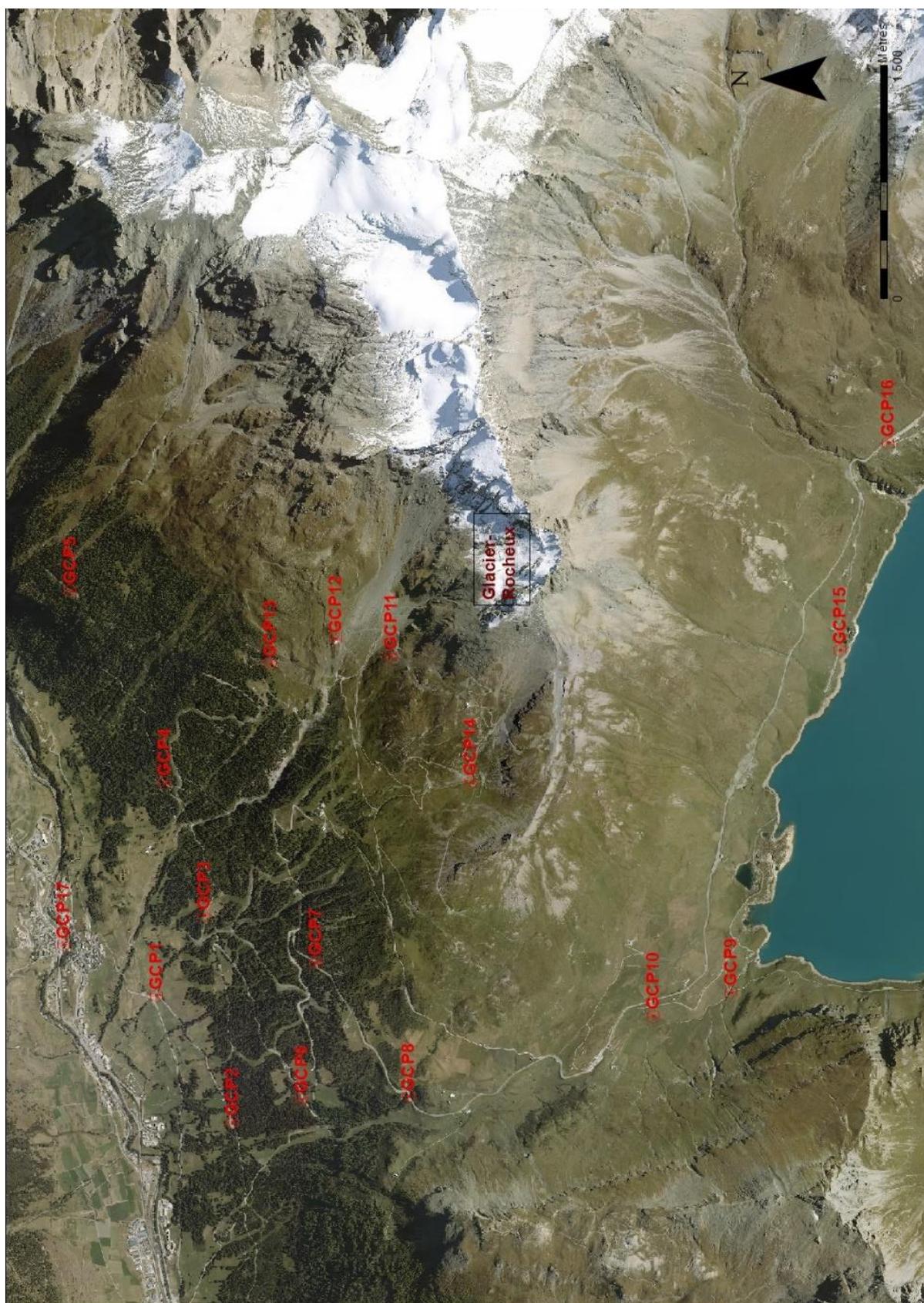
	0	7	14	21	28	35	42
RADIAL LINES	129	128	125	135	128	106	86
TANGENTIAL LINES	129	113	108	100	90	87	57

FILM: KODAK PANATOMIC X 3412 SPEED 40 AFS
DEVELOPED IN GEVASET

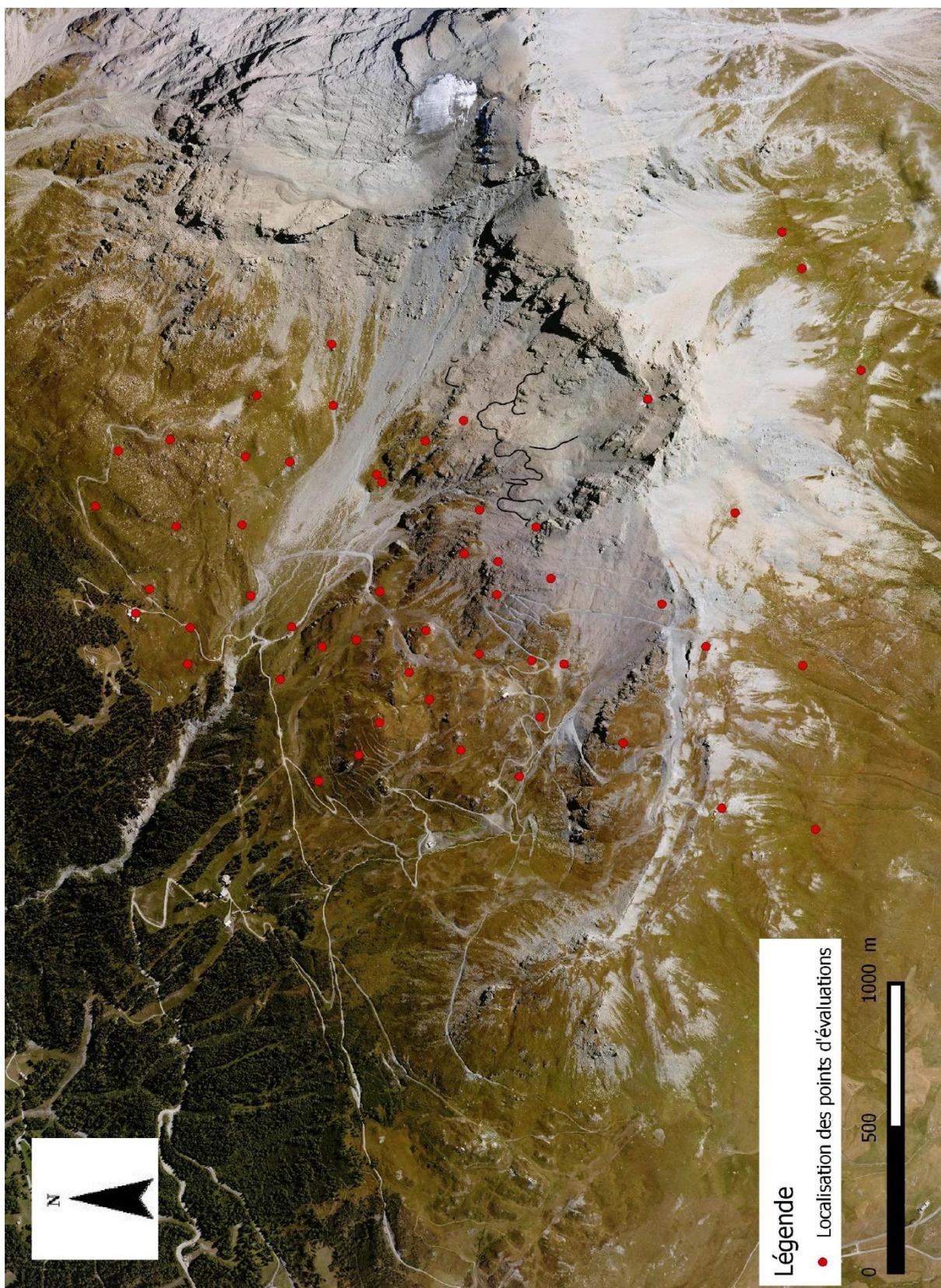
6) Filter
KL 36% No.: 141 593

P. TOTAL 04

ANNEXE 6 : Points relevés au DGPS en novembre 2015 pour le géoréférencement des orthophotos (Fond ortho IGN 2009)



ANNEXE 7 : Localisations des 53 points ayant servi au protocole d'évaluation des orthophotos (Fond ortho IGN 2006)



ANNEXE 8.1 : Tableau récapitulatif des moyennes et écarts-types des différences pour X et Y, des 53 points échantillonnés pour nos années d'études en prenant comme référence 1970.

	1996 - 1970		2006 - 1970		2012-1970	
	X	Y	X	Y	X	Y
Decalage moyen en mètre	-0,68	-2,04	-0,91	-2,50	-0,02	-1,60
Ecart-type en mètre	1,49	1,99	1,04	0,94	1,13	1,07

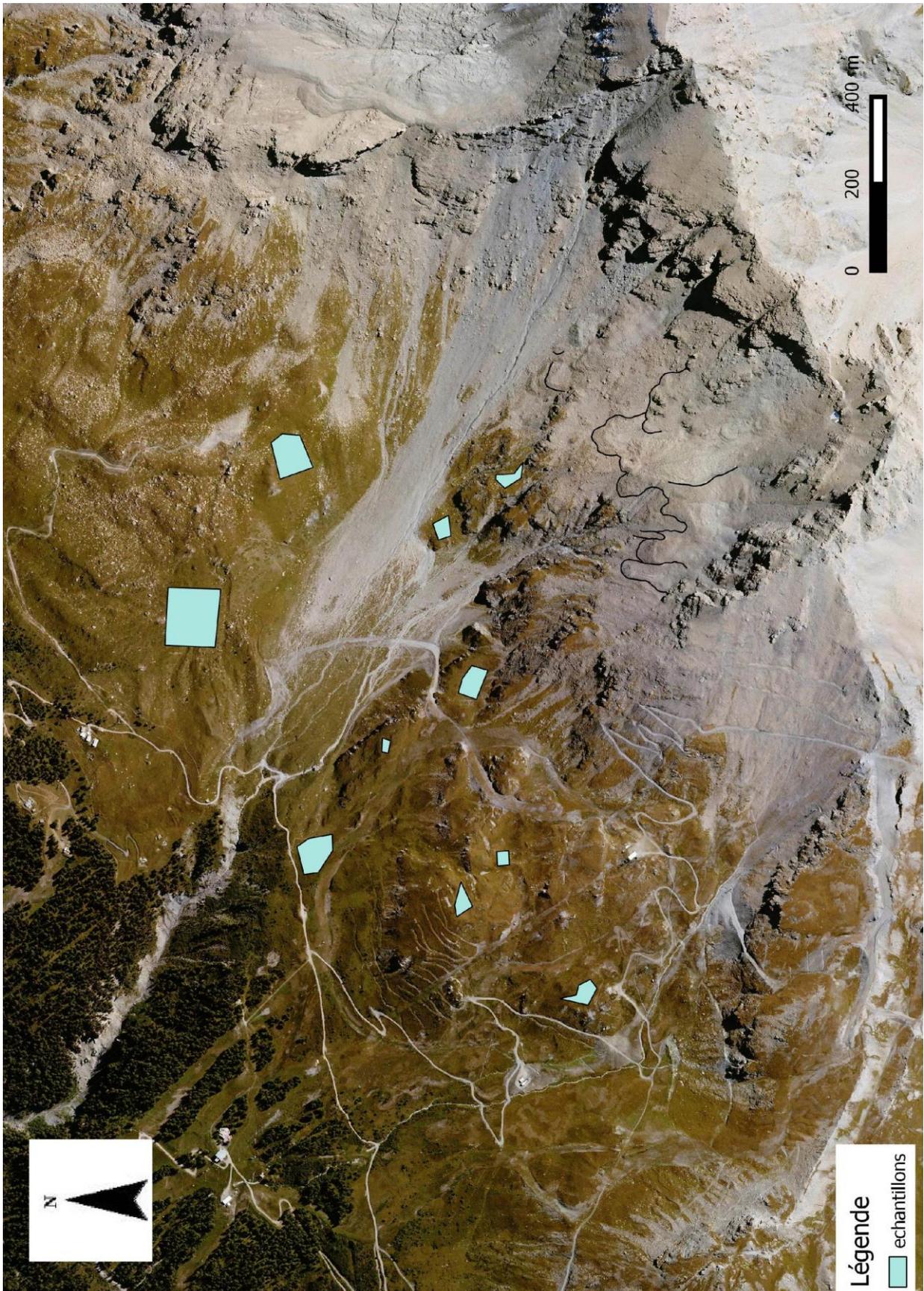
ANNEXE 8.2 : Tableau récapitulatifs des intervalles de confiance calculés entre nos années comparées.

	1970-1996		1996-2006		2006-2012	
	X	Y	X	Y	X	Y
Decalage moyen en mètre	-0,68	-2,04	-0,23	-0,47	0,88	0,90
Ecart-type en mètre	1,49	1,99	0,98	1,33	0,72	0,45
incertitude (+ ou - en mètre)	0,79	1,05	0,52	0,70	0,38	0,24
incertitude des distances en mètre	1,31		0,87		0,45	
Incertaineté des vitesses (m/an)	0,05		0,09		0,07	

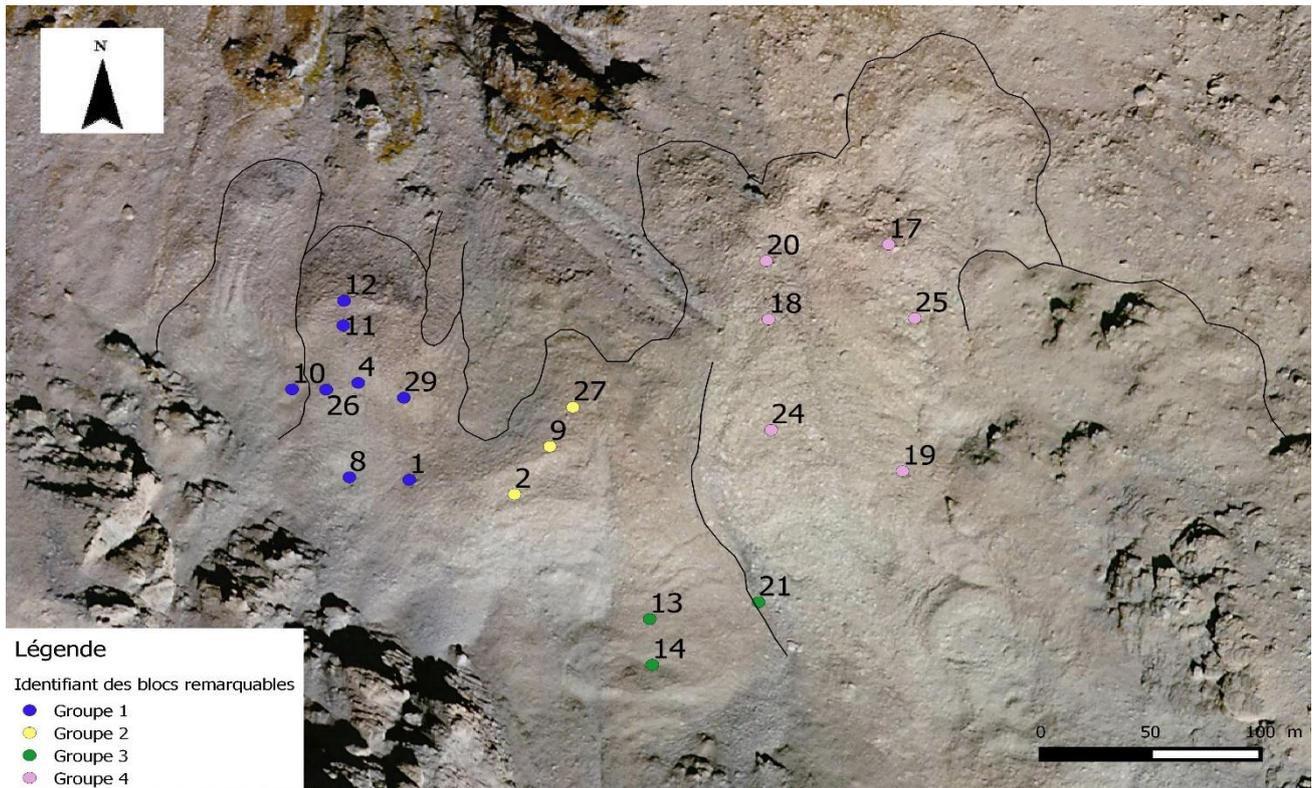
*Intervalle de confiance = moyenne + (1.96)*écart-type /√ (effectif total)*

Intervalle de confiance distance = √ ((Intervalle de confiance X) ²+ (intervalle de confiance Y) ²)

ANNEXE 9 : Localisation des polygones échantillons pour l'évaluation de la différence des MNA entre 1970 et 1996



ANNEXE 10 : Carte des identifiants des blocs remarquables recensés (Fond ortho IGN 2006), et tableau des détails des vitesses de déplacement (m/an) par bloc pour chaque période.



	Groupe 1								
Periode / id	1	4	8	10	11	12	26	29	moyenne
1970-1996	0,26	0,43	NaN	NaN	NaN	NaN	0,20	NaN	0,30
1996-2006	0,48	1,01	0,77	0,37	NaN	NaN	0,71	0,75	0,68
2006-2012	0,71	1,68	1,28	0,63	2,17	2,19	1,51	1,04	1,40

	Groupe 2			
Periode / id	2	9	27	Moyenne
1970-1996	NaN	NaN	NaN	NaN
1996-2006	NaN	0,34	0,32	0,33
2006-2012	0,31	0,60	0,55	0,48

	Groupe 3			
Periode / id	13	14	21	Moyenne
1970-1996	NaN	NaN	NaN	NaN
1996-2006	0,17	0,29	0,22	0,23
2006-2012	0,54	0,50	0,49	0,51

	Groupe 4						
Periode / id	25	17	18	19	20	24	Moyenne
1970-1996	0,1970875	0,1637403	0,2208438	0,1973897	0,2438249	0,1934606	0,20272447
1996-2006	0,4337731	0,34426354	0,18491822	0,4499864	0,33220262	0,06423359	0,30156291
2006-2012	0,89750356	0,7462681	0,40108506	1,01956247	0,77258997	0,22970368	0,67778547

