



**HAL**  
open science

# Géodynamique du pergélisol alpin : fonctionnement, distribution et évolution récente. L'exemple du massif du Combeynot (Hautes Alpes)

Xavier Bodin

► **To cite this version:**

Xavier Bodin. Géodynamique du pergélisol alpin : fonctionnement, distribution et évolution récente. L'exemple du massif du Combeynot (Hautes Alpes). Géomorphologie. Université Paris-Diderot - Paris VII, 2007. Français. NNT : . tel-00203233

**HAL Id: tel-00203233**

**<https://theses.hal.science/tel-00203233>**

Submitted on 9 Jan 2008

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

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

Thèse de doctorat en GEOGRAPHIE,  
mention Géomorphologie

*Géodynamique du pergélisol de montagne :  
fonctionnement, distribution et évolution récente  
L'exemple du massif du Combeynot (Hautes Alpes)*



*Thèse soutenue publiquement le 14 décembre 2007, devant un jury composé de :*

Monique FORT, professeur, université Paris-Diderot (Paris 7), directeur de thèse  
Philippe SCHOENEICH, professeur, université de Grenoble, co-directeur de thèse  
Marie-Françoise ANDRE, professeur, université Blaise-Pascal, Clermont 2, rapporteur  
Bernard FRANCOU, directeur de recherche, Institut de Recherche pour le Développement, rapporteur  
Denis FABRE, professeur, Conservatoire National des Arts et Métiers, examinateur  
Reynald DELALOYE, maître-assistant, université de Fribourg, examinateur

Présentée par Xavier BODIN



UNIVERSITE PARIS-DIDEROT (Paris 7)

Thèse de doctorat en Géographie,  
*mention Géomorphologie*

Géodynamique du pergélisol de montagne : fonctionnement,  
distribution et évolution récente

L'exemple du massif du Combeynot (Hautes Alpes)

Par Xavier BODIN

*Thèse soutenue publiquement le 14 décembre 2007, devant un jury composé de :*

Monique FORT, professeur, université Paris-Diderot (Paris 7), directeur de thèse

Philippe SCHOENEICH, professeur, université de Grenoble, co-directeur de thèse

Marie-Françoise ANDRE, professeur, université Blaise-Pascal, Clermont 2, rapporteur

Bernard FRANCOU, directeur de recherche, IRD, rapporteur

Denis FABRE, professeur, Conservatoire National des Arts et Métiers, examinateur

Reynald DELALOYE, maître-assistant, université de Fribourg, examinateur



Papier recyclé

---

## REMERCIEMENTS

En premier lieu, je remercie chaleureusement Monique Fort qui, dès l'accueil au sein du DEA « Géomorphologie », a contribué à transformer un lointain rêve d'étudiant en un vrai projet, qui se concrétise aujourd'hui par ce manuscrit. De l'amorce de la thèse jusqu'aux retouches de dernières minutes, en passant par les entrevues et les séances de travail dans les lieux les plus variés, sa direction enthousiaste et énergique a grandement contribué à l'aboutissement de ce travail. Par ailleurs, ses conseils avisés ainsi que sa connaissance fine des milieux de montagne ont souvent permis un recadrage scientifique bienvenu.

C'est ensuite à Philippe Schoeneich que vont mes remerciements. Je lui dois tout d'abord de m'avoir lancé sur un sujet nouveau, passionnant, et qui m'a permis de continuer à travailler sur, et dans la montagne ! Dès le début, il s'est complètement impliqué pour rendre effective et efficace la co-direction de la thèse, et nos rapports de travail, que ce soit au labo, sur le terrain ou pour les enseignements ont toujours été conviviaux. Il est s'est montré patient, intéressé et a toujours su me faire profiter de conseils judicieux, qui m'ont évité bien des détours.

Depuis 5 ans, les rencontres avec Bernard Francou se comptent sur les doigts d'une main, mais j'ai à chaque fois beaucoup appris et apprécié. Des discussions sur les questions d'échelle en géomorphologie en montant sur « son » site du Laurichard, à ses interrogations sur la crue du glacier rocheux, en passant par son coup de pouce pour l'analyse des eaux du Laurichard et par son « empreinte » sur les parois des Ecrins, son influence sur ce travail est plus grande qu'il ne l'imagine sans doute. C'est pour tout ça, et pour sa participation au jury, en tant que rapporteur, que je tiens à le remercier.

Les occasions d'échanger avec Marie-Françoise André ont été plus fréquentes, surtout dans le petit monde du Périglaciaire, et tout autant fructueuses. Je la remercie pour la vitalité qu'elle inculque à notre communauté, par ses travaux et ouvrages, et, bien sûr, pour avoir accepté de rapporter sur cette thèse.

Je remercie d'autant plus Denis Fabre d'être membre du jury que l'ensemble des prospections géophysiques n'aurait pu être réalisé sans sa participation active, qui s'est transformée au fil des années et des expériences en une amicale collaboration. Actifs nous l'avons été, des Rocheuses alaskiennes à la Haute Ubaye, en passant le fin fond des Pyrénées espagnoles et, évidemment, par le Laurichard, où j'ai à chaque fois pu profiter de ses compétences de « prospecteur de pergélisol ». Il fallait une bonne dose d'enthousiasme et d'énergie, et à l'occasion un soupçon de génépi, pour aller « là-haut », souvent plusieurs jours d'affilée, faire ces mesures.

Voilà également quelques années maintenant que j'ai connu Reynald Delaloye. C'était à la fin de sa thèse, et je n'ambitionnais pas encore de suivre ses traces. Depuis, je ne prétendrais pas y être parvenu, mais je lui suis reconnaissant des nombreux échanges, des partages d'expériences, souvent glaciales, des conseils, sans oublier sa participation au jury.

Je remercie les deux laboratoires qui ont participé au soutien financier de ce travail : UMR PRODIG et EA SEIGAD (aujourd'hui UMR PACTE). De même, je suis redevable à G. Beltrando, H. Quenol et P. Carrega pour les conseils sur le matériel climatologique, à E. Cossart, ainsi qu'à C. Le Cœur, V. Jomelli et S. Monnier, pour nos enthousiasmantes discussions « alpines », au Cemagref (F. Ousset, H. Bellot, E. Thibert, F. X. Cierco) qui a prêté main forte pour certains aspects techniques

---

de l'instrumentation, à la station Alpine du Lautaret (P. Choler, S. Aubert) pour l'accueil dans le chalet-labo de l'UJF, à L. Reynaud, pour les données de Laurichard, et enfin au Parc national des Ecrins (H. Cortot, D. Brugot, J. Guilloux, C. Albert, E. Vannard) pour les supports de tous ordres sur « leur territoire ».

Je remercie par ailleurs Jean-Jacques Delannoy (EDYTEM), pour l'accueil au sein de son laboratoire, ainsi que Philip Deline, Stéphane Jaillet, Sylvain Jobard, Christophe Chaix, Estelle Ployon, Yves Perette, Françoise Allignol pour nos collaborations et pour leur aide lors l'utilisation de certains des appareils du labo ou pour le traitement des données.

De même, j'ai énormément appris lors de mon stage au sein du « Glaciology and Geomorphodynamics Group », à l'université de Zurich. Merci donc à W. Haeberli pour son accueil et pour le temps qu'il a dégagé afin de faciliter mon séjour, à M. Hoelzle pour le suivi et l'intégration dans le labo, et enfin à S. Gruber pour sa patience pour m'expliquer la face obscure du pergélisol ... Salut aux amis et collègues suisses, ou assimilés : Christophe Lambiel, Regula Frauenfelder, Sven, Addi, Giovanni, Maïa et quelques autres.

A l'Institut de Géographie Alpine, je tiens particulièrement à remercier G. Rovera, qui m'a souvent aidé et conseillé sur des aspects pratiques ou plus théoriques, ainsi que R. Neidjã, S. Bigot et les « ex- » de l'IGA, G. Bocquet, M. Chardon, C. Corona, P. Dumolard, M. Evin, R. Lhotellier. Merci également aux collègues avec lesquels j'ai beaucoup apprécié préparer les enseignements, ainsi qu'à la troupe des doctorants Territoire (merci Olivier pour la relecture !) pour la vie de tous les jours au 3<sup>ème</sup> étage.

Un grand merci à A. Ribolini (université de Pise) qui a mobilisé toute une équipe pour faire les tomographies électriques à Laurichard et à Marinnet, ainsi qu'à M. Spagnolo (université de Pise) qui nous a accompagné lors d'une semaine intense de mesures entre l'Atlantique et la Méditerranée. Je suis également redevable à L. Reynaud de m'avoir transmis les données de Laurichard, ainsi qu'à E. Thibert pour les séries les plus récentes, et pour nos échanges au bureau ou sur le terrain.

Je suis reconnaissant à François Valla, parce qu'en plus d'être accessible, en dépit de ses incessants voyages, il m'a permis d'accompagner les tournées IGS-SAO, ce qui a favorisé des contacts très riches, dont certains se sont révélés d'indispensables piliers de la thèse.

Comme il se dit dans le milieu, « la géomorphologie, ça entre par les pieds », alors j'aimerais adresser une mention spéciale à tous ceux qui ont usé leurs semelles pour venir faire du terrain : les  *bénévoles désintéressés*  (Adeline, Alvaro, Benoît, Catherine, Cécile, Céline, Claire, Claudine, Emilie, Freddo, Galia, Ibrahim, Javier, Jules, Maria, Sylvain ...), les  *désignés d'office*  (les étudiants de l'IGA, en particulier Jean-Mi, Luc, Manu, Vincent, qui, en été comme en hiver, n'ont pas toujours connu les meilleures conditions) et les  *amateurs éclairés*  (Adriano, Alexander, Antoine, Benoît, Jorge, Matteo, Olivier, Philippe, Romain, Thierry, Thomas) qui ont eut la motivation pour porter des appareils souvent lourds et encombrants sur des pentes raides et caillouteuses, « tout ça pour ça » ! J'espère qu'au moins le paysage et les émotions vous ont récompensé de vos efforts, à défaut de pouvoir le faire personnellement à chaque fois ...

Toujours dans la catégorie « terrain », un vertigineux mais chaleureux merci à André et Sabine pour l'accueil au refuge, inestimable camp de base pour tout ce qui concerne l'accès aux vallons de la Route et de Pradiou. Au cours des trois étés derniers, l'Alpe de Villar d'Arène était devenu ma seconde demeure, et j'ai eu beaucoup de plaisir à partager votre quotidien là-haut. Au passage, salut aux « anges gardiens » (Alice, Esteban, Fabien, Fabienne, Florin ...) qui n'entretenaient pas

---

---

que le refuge ... mais aussi l'ambiance ! Idem pour Francine, qui fait le plus beau métier du monde, et avec qui ça été sympa d'aller faire la bringue au village, la nuit 15 août, pour remonter à 4h du mat', au radar dans les Voûtes.

Plus vraiment « terrain », mais désormais amis, merci aussi à Freddo et Claudine, qui nous démontrent qu'on peut vivre en montagne sans compter sur le tourisme ... J'ai aimé les soirées passées chez vous, à discuter de tout ça et d'autres choses, et à y croiser les habitants du petit théâtre de la Haute Romanche, comme Mathieu et Charlotte, et leur petit Amélio ...

Puisqu'on parle des amis, il est temps de revenir dans la cuvette grenobloise. S'il n'y fait jamais beau, toujours trop chaud ou trop froid (j'exagère évidemment), heureusement que les amis sont là pour amener un brin de Soleil, même quand ils sont loin.

Alors, merci à vous : Jorge y Galia, parce que vous incarnez la « picnic way of life » et avez deux fois risqué votre vie, lors d'une mémorable journée glacée au Lautaret (promis, bientôt, c'est moi qui viendrai sur vos terrains respectifs ...) ! ; Florent et Aurélie, pour la montagne, les convictions et le sens du beau et du bon qu'il y a chez vous ... ; Sylvain, parce que tu vas au fond des choses, et que j'espère en avoir pris de la graine ! ; Alvaro pour les dalles du Charmant Som et ta vision des choses .... ; Adeline, parce que, grâce à toi, j'ai appris pas mal de nouvelles choses ces derniers mois, et pas seulement en orthographe ! ; Maria, parce que tu es autant enthousiaste sur le terrain que pour donner des cours d'espagnol ... ; Khaled, pour ton élégance et ton ouverture ... ; Pierre-Louis et Gaël, pour le couloir en Banane, les apéros Muscacahouètes, les balades à vélo et les bidouilles sur les macros d'Excel ... ; Isabel, pour ta bonne humeur et les soirées « melting potes » ... ; Ibrahim, pour l'insouciance ... ; les anciens : Claire (parce que c'est un peu grâce à toi que j'en suis là), Mathieu (parce que tu gardes encore fièrement la citadelle niçoise), Guillaume et Kévin (parce que ça fait plus de 20 ans), Vincent ; et les récents : Emilie (pour la prochaine sortie télémark), Antoine (pour l'Arête Pousse-Caillou et les coups de main sur le terrain), Markus (pour le cinéma finlandais et le panier), Guillaume (pour le doum et le tek), Cyril, ... j'en passe et des meilleur(e)s qui m'excuseront de les avoir oublié(e)s ...

Pour finir, merci, beaucoup, à la famille pour votre soutien, votre compréhension, vos relectures et vos encouragements ...

*Et enfin, une dédicace à Melissa, dont les premiers pas ont accompagné les dernières retouches de ce travail : c'était à qui courrait le plus vite !*



---

<b>Remerciements .....</b>	<b>5</b>
<b>Sommaire .....</b>	<b>9</b>
<b>Sigles et abréviations .....</b>	<b>11</b>
<b>Introduction .....</b>	<b>13</b>
<b>Partie 1 - Le contexte général de l'étude.....</b>	<b>19</b>
<i>Chapitre I – Etat des connaissances sur le pergélisol de montagne.....</i>	<i>23</i>
<i>Chapitre II – Présentation du massif du Combeynot.....</i>	<i>49</i>
<i>Chapitre III – Méthodes d'étude et de mesures.....</i>	<i>75</i>
<b>Partie 2 - Le fonctionnement actuel du pergélisol dans le massif du Combeynot .....</b>	<b>95</b>
<i>Chapitre IV – Le fonctionnement thermique du pergélisol : la combe de Laurichard.....</i>	<i>99</i>
<i>Chapitre V – La déformation du pergélisol : suivis géodésiques de la surface du sol.....</i>	<i>121</i>
<b>Partie 3 - La détection et la spatialisation du pergélisol à différentes échelles.....</b>	<b>141</b>
<i>Chapitre VI – Le pergélisol à l'échelle du massif : de la cartographie géomorphologique aux modèles spatiaux</i>	<i>145</i>
<i>Chapitre VII – La distribution du pergélisol dans les vallons du massif du Combeynot : quatre études de cas ..</i>	<i>169</i>
<b>Partie 4 - Les réponses du pergélisol aux fluctuations climatiques.....</b>	<b>201</b>
<i>Chapitre VIII – L'évolution de RGL1 dans le contexte du changement climatique .....</i>	<i>205</i>
<i>Chapitre IX – Croissance et dégradation du pergélisol : les mécanismes probables et les évolutions récentes ...</i>	<i>221</i>
<b>Conclusion .....</b>	<b>235</b>
<b>Table des matières.....</b>	<b>239</b>
<b>Table des figures.....</b>	<b>243</b>
<b>Références bibliographiques .....</b>	<b>261</b>

---

---

---

### Données :

LEG : Ligne d'Equilibre Glaciaire

PSIR : *Potential Solar Incoming Radiation* = radiation solaire potentielle reçue au sol (en  $W.m^{-2}$ )

PSIR<sub>smr</sub> : radiation solaire potentielle reçue au sol durant l'été (juin, juillet et août)

TAMA ou MAAT : température moyenne annuelle de l'air = Mean Annual Air Temperature (en °C)

TEL : teneur en eau liquide (en %)

T<sub>m</sub> ou TM : température moyenne de l'air (en °C)

T<sub>n</sub> ou TN : température minimale de l'air (en °C)

T<sub>x</sub> ou TX : température maximale de l'air (en °C)

T<sub>air</sub> : température de l'air (en °C)

T<sub>surfsol</sub> : température à la surface du sol (en °C)

T<sub>sol</sub> : température dans le sol (en °C)

T<sub>surfsol/ng</sub> : température à l'interface sol/neige (en °C)

WEqT : Winter Equilibrium Temperature (en °C)

ZAA : profondeur de l'amplitude thermique annuelle nulle (« Zero Annual Amplitude ») dans le sol (en m)

$\sigma$  : écart-type

p<sub>amax</sub> : résistivité apparente maximale mesurée sur un sondage électrique vertical (en Ohm.m)

p<sub>n</sub> : résistivité interprétée de la couche *n* sur un sondage électrique vertical (en Ohm.m)

### Outils et ressources géomatiques :

SIG : Système d'Information Géographique

MNA : Modèle Numérique d'Altitude

MNA<sub>n</sub> : Modèle Numérique d'Altitude maillé à *n* mètres.

MNT : Modèle Numérique de Terrain

BDA<sub>alti</sub> : MNT50 du territoire français, produit par l'IGN

### Organismes :

BRGM : Bureau des Recherches Géologiques et Minières

CEMAGREF : Centre d'Etude du Machinisme Agricole, du Génie Rural et des Eaux et Forêts

CNAM : Conservatoire National des Arts et Métiers

---

---

ETNA : Unité de Recherche, « Erosion Torrentielle, Neige et Avalanche », du CEMAGREF Grenoble

IGA : Institut de Géographie Alpine, Grenoble

IGN : Institut Géographique National

LGGE : Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, UMR 5183 CNRS

PACTE : Politiques publiques, Action politique, Territoires et Environnements, UMR 5194 CNRS

PNE : Parc national des Ecrins

PRODIG : UMR 8586 CNRS, Pôle de Recherche, d'Organisation et de Diffusion de l'Information Géographique

RTM : Restauration des Terrains en Montagne

SEIGAD : Systèmes Environnementaux, Information Géographique et Aide à la Décision, UJF

UJF : Université Joseph Fourier, Grenoble

## INTRODUCTION

Eboulements dans le massif du Mont Blanc, laves torrentielles en Haute Savoie et en Isère, déstabilisation de pylônes de remontées mécaniques en Savoie, accélération ou rupture de glaciers rocheux dans les Hautes Alpes et les Alpes de Haute Provence : les conséquences du réchauffement climatique sur la stabilité des hauts versants alpins semblent de plus en plus perceptibles.

Néanmoins, la réaction des milieux froids au réchauffement global est loin d'être évidente : rétroactions, seuils et dynamiques non linéaires influencent leurs trajectoires. Ainsi, si le dégel des marges de la frange à pergélisol est en cours depuis la fin du Petit Age de Glace, d'autres terrains, situés plus hauts et délaissés par les glaciers, peuvent à l'inverse se voir gagner par un engel permanent. A côté de cela, la régulation de l'inertie thermique du pergélisol est dépendante de processus complexes, d'autant moins bien connus que la structure et l'état du pergélisol peuvent varier fortement sur de faibles distances. Par ailleurs, la déstabilisation soudaine des versants raides, autrefois maintenus par des joints de glace ou des « bétons » plus conséquents, n'implique pas uniquement la dégradation du pergélisol, mais également des événements ou des chaînes de processus externes au pergélisol. Ces quelques exemples suggèrent à quel point l'imbrication de paramètres multiples peut faire converger ou diverger le pergélisol vers des états plus ou moins stables. Ils illustrent ainsi toute la complexité du fonctionnement de la cryosphère alpine, morcelée par le relief et fréquemment proche du point de fusion, et posent la question de l'influence des modifications environnementales en cours.

En outre, le pergélisol étant par définition souterrain et invisible, la reconnaissance de sa répartition dans les milieux de montagne reste très incomplète et souvent fondée sur

des critères géomorphologiques non dépourvus d'ambiguïtés. En effet, seules quelques formes, telles que les glaciers rocheux ou les fissures gelées au sein des parois rocheuses supraglaciaires, peuvent nous renseigner, ponctuellement, sur l'extension de la « frange à pergélisol ». En France, les travaux de géomorphologie périglaciaire effectués il y a une vingtaine d'années ont révélé, non seulement l'existence d'une telle frange et sa place dans les morphodynamiques de versant, mais également l'étendue potentiellement considérable des terrains concernés par le pergélisol. Depuis, le fossé entre les recherches menées sur le territoire français et celles des autres pays alpins n'a cessé de s'élargir, pour aboutir à la quasi absence de la France dans les récents programmes de recherches internationaux, visant entre autres à mettre en place des sites de suivi du pergélisol dans les montagnes européennes.

Aussi, il apparaît que nos connaissances sur l'état, le fonctionnement et la répartition spatiale du pergélisol dans les montagnes françaises restent lacunaires, et méritent d'être améliorées. En effet, de nombreuses vallées sont, sans nécessairement que leurs habitants et les décideurs en soient conscients, très probablement surmontées de parois rocheuses ou d'accumulations détritiques gelées, qui ont en outre parfois servi de support à l'installation d'équipements de haute montagne, tels que des refuges ou des remontées mécaniques. Un tournant s'est toutefois récemment opéré, « grâce » à la déstabilisation de certaines de ces infrastructures, qui a offert une visibilité nouvelle à la question des conséquences de la dégradation du pergélisol. Par ailleurs, les prises de conscience globales concernant l'environnement ont favorisé l'entrée de cette question dans des préoccupations sociales plus vastes. L'implication d'organismes de recherche ou de gestion des risques, de

collectivités territoriales, de sociétés d'exploitation de domaine skiable ou de compagnies d'assurance est bien la preuve de cette tendance.

Un tournant similaire avait été initié il y a plus de 20 ans en Suisse, faisant du pays un moteur des recherches sur le pergélisol de montagne. Les travaux suisses, mais également allemands, autrichiens ou italiens, permettent désormais de cerner précisément le fonctionnement et la répartition du pergélisol sur leurs territoires alpins, entre autres grâce à des modèles de plus en plus élaborés.

Qu'ils concernent le fluage du pergélisol ou bien le bilan énergétique en haute montagne, et plus généralement les relations entre le climat et le sol, ces modèles nécessitent toutefois de disposer de données de terrain abondantes, souvent acquises sur de longues périodes, qui ne sont que très rarement disponibles en France. Or, la disposition méridienne et face aux grands flux d'ouest des massifs alpins français, à l'extrémité méridionale de l'Arc Alpin, est à l'origine d'un ensemble de caractéristiques climatiques, géologiques et géomorphologiques très distinctes de celles des autres pays alpins.

Cette double spécificité - rareté des travaux antérieurs sur le pergélisol et particularités de la chaîne alpine en France - constitue donc à la fois une contrainte et une chance que tentent de saisir les recherches actuelles sur le pergélisol des Alpes françaises.

C'est dans ce contexte en pleine évolution et riche en enjeux et en perspectives que s'inscrit le présent travail de thèse, effectué grâce au partenariat entre deux laboratoires de géographie (UMR PRODIG, Université Paris-Diderot Paris 7; EA SEIGAD, aujourd'hui UMR PACTE, Université de Grenoble). La problématique principale de la recherche était de *comprendre l'état et le fonctionnement du pergélisol de montagne, dans le contexte d'un massif cristallin très peu englacé, d'une part, et d'autre part d'en restituer la répartition et l'évolution à des échelles de temps et d'espace qui soient pertinentes pour des recherches futures, particulièrement celles*

*appliquées à la questions des risques liés à la dégradation du pergélisol.*

Les résultats des travaux portant sur le pergélisol de montagne sont aujourd'hui à même de donner une vision de plus en plus précise de ce dernier. Toutefois, les échelles d'études sont généralement cantonnées à une dimension extrêmement ponctuelle du phénomène, et ne sont alors valables que localement, ou à un niveau trop grossier pour être réellement utile à la société. En l'état actuel des connaissances et des données disponibles, aucun modèle n'est aujourd'hui capable de simuler les caractéristiques physiques ou thermiques du pergélisol en France. En effet, il est évident que le fonctionnement et la répartition du pergélisol à l'échelle d'un bassin versant ou d'un massif sont très fortement contraints par les conditions climatiques, géologiques ou géomorphologiques locales.

L'hypothèse centrale de ce travail consiste par conséquent à considérer que *seule la prise en compte de ce contexte géodynamique local rendra possibles les changements d'échelles, qui permettront de passer de la prospection locale du pergélisol à sa spatialisation à plus petite échelle.* Ce choix méthodologique et conceptuel devrait par ailleurs être adapté à la discrimination des influences locales et des tendances globales dans les signaux perceptibles de l'évolution du pergélisol.

Quatre axes de recherches ont donc été privilégiés :

1. Caractériser et quantifier le fonctionnement actuel du pergélisol de montagne à l'échelle stationnelle ;
2. Déterminer la présence et les caractéristiques du pergélisol, à l'échelle des formes et des bassins-versants ;
3. Spatialiser la répartition probable du pergélisol à l'échelle d'un massif ;
4. Préciser l'évolution du pergélisol du massif, particulièrement sa relation avec le réchauffement de ces deux dernières décennies.

Le *premier axe* se fonde sur des travaux récents qui révèlent que les dépôts détritiques grossiers, très fréquents en montagne, ont un régime thermique fortement influencé par la présence d'air. L'hypothèse est ici que le fonctionnement particulier de ces sols, en modifiant la relation sol / climat classiquement admise, permet le maintien du pergélisol, voire sa création, dans des conditions topoclimatiques a priori défavorables. En outre, la déformation de certaines de ces accumulations riches en glace, en partie dépendante de la température du sol, est de plus en plus perçue comme un possible indicateur climatique. La seconde hypothèse renvoie donc à la possibilité de relier un signal climatique à un signal rhéologique, grâce à des séries de données disponibles à différentes échelles temporelles.

Le *deuxième axe de recherche* vise à dépasser les limites des approches géomorphologiques, en terme d'évaluation de la présence et des caractéristiques du pergélisol, en les complétant par d'autres indicateurs, thermiques<sup>1</sup>, géophysiques<sup>2</sup> ou cinématiques<sup>3</sup>. A l'échelle des formes d'abord, bourrelets de fluage et glaciers rocheux essentiellement, et des bassins-versants dans lesquels elles s'insèrent ensuite, la combinaison de méthodes de prospections variées permet d'affiner localement les connaissances sur la distribution et l'état du pergélisol.

Le *troisième axe* est basé sur des Modèles Numériques de Terrain décrivant précisément les caractéristiques topométriques (altitude, pente, orientation ...) et climatiques (température, radiation

solaire<sup>4</sup> ...) du massif étudié, ainsi que sur les différents paramètres influençant la présence de pergélisol à l'échelle du massif. Selon le mode de caractérisation de ces contrôles, deux modélisations spatiales peuvent être proposées, calibrées et validées grâce aux données de terrain. L'analyse des résidus des modèles doit mettre en évidence certaines particularités locales, ainsi que des mécanismes plus généraux non pris en compte.

Le *quatrième axe de recherche* s'appuie sur différents jeux de données, géophysiques et géodésiques essentiellement, pour préciser l'évolution récente du pergélisol et estimer ses réactions face au réchauffement de ces deux dernières décennies. Des modifications dans l'état thermique du pergélisol sont en effet attendues, avec pour conséquences des changements dans sa structure interne et sa dynamique. Par ailleurs, la dimension temporelle du pergélisol peut également être envisagée sur la longue durée grâce aux jalons géomorphologiques qui abondent sur les vallons étudiés. Dans le contexte des changements climatiques accélérés, la question de l'évolution du pergélisol est évoquée, en particulier au regard des résultats du premier axe, concernant la création, le maintien ou la dégradation du pergélisol de montagne.

Plusieurs collaborations extérieures (Conservatoire National des Arts et Métiers, Université de Pise, Université de Savoie, Université de Zurich, Cemagref Grenoble, Parc National des Ecrins) ont permis de mettre en œuvre une palette variée de méthodes, issues principalement de la géomorphologie, de la climatologie, de la géodésie et de la géophysique (fig. 1). Selon les échelles de temps et d'espace impliquées, ces approches ont le plus souvent été combinées et leurs résultats croisés, afin de renforcer les interprétations au cas par cas

<sup>1</sup> L'installation d'appareils de mesures a été réalisée grâce au soutien des laboratoires PRODIG et SEIGAD.

<sup>2</sup> Les mesures géophysiques ont été effectuées grâce à la collaboration de Denis Fabre (Conservatoire National des Arts et Métiers) et d'Adriano Ribolini (Université de Pise, Italie).

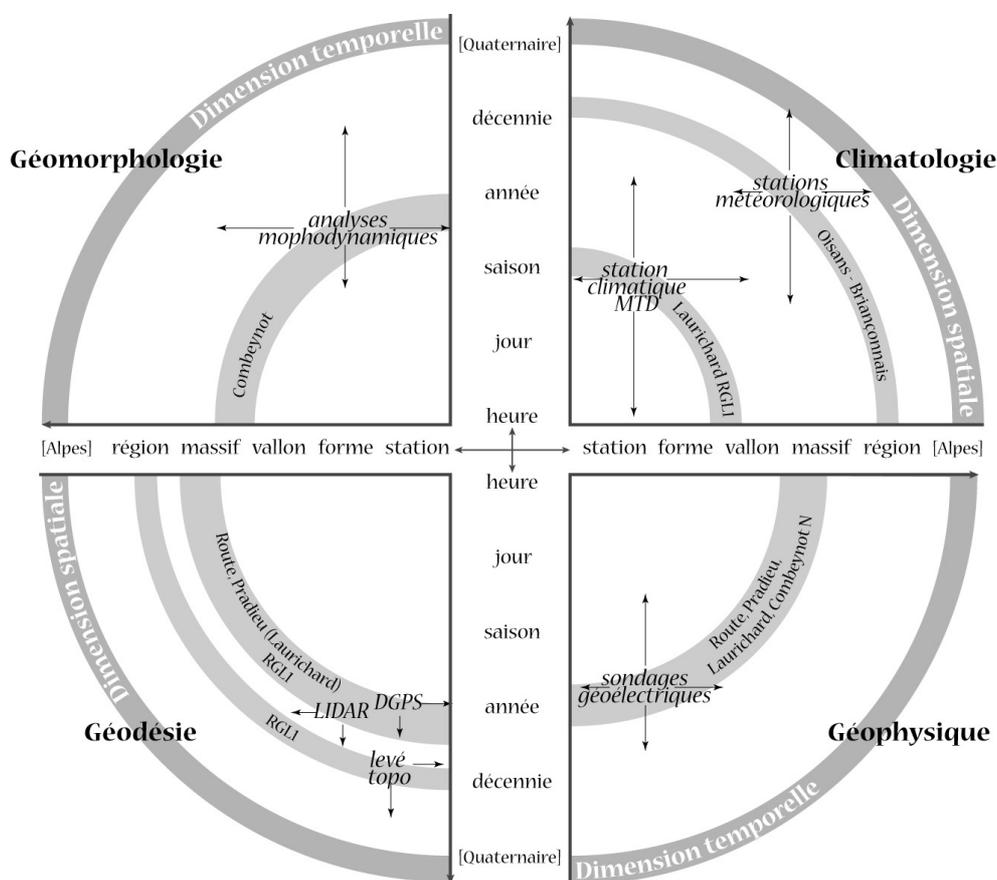
<sup>3</sup> La longue série de mesures de mouvements est gérée par le Parc National des Ecrins, alors que les mesures effectuées pour ce travail l'ont été grâce aux concours des laboratoires SEIGAD (aujourd'hui UMR PACTE, Université de Grenoble) et EDYTEM (Université de Savoie).

<sup>4</sup> Ce dernier paramètre, fondamental dans la compréhension du fonctionnement et de la localisation du pergélisol, a pu être modélisé grâce à S. Gruber, du Glaciology and Geomorphodynamics Group (Université de Zürich) au sein duquel j'ai effectué un stage de trois mois.

d'une part, et d'autre part de permettre des changements d'échelles utiles à la compréhension du pergélisol et de son contexte géodynamique.

Le choix du terrain d'étude s'est porté sur le massif du Combeynot (Hautes Alpes, entre le col du Lautaret et le massif des Ecrins, fig. 2), car, outre son accès aisé en toute saison, il abrite l'un des rares sites de suivi du pergélisol [Francou & Reynaud, 1992 ; Thibert, 2005], et probablement la plus longue et précieuse série de données de ce type en France. Par ailleurs, l'omniprésence des formes liées au pergélisol dans des

gammas d'altitudes et d'expositions variées, le tout dans une lithologie cristalline constante, lui confère un intérêt évident, tant pour la mise en œuvre de méthodes d'étude et de suivi sur le terrain que pour la validation de modèles spatiaux. Enfin, sa situation climatique est représentative de l'état moyen du pergélisol au sein de l'ensemble des massifs alpins français. Le massif du Combeynot est en effet à l'interface de domaines climatiques contrastés, à la fois soumis, au nord, aux perturbations océaniques d'ouest et, au sud, aux influences méditerranéennes.



**Figure 1 : Dimensions spatiales et temporelles des principaux jeux de données utilisés dans ce travail.**  
*Spatial and temporal dimensions of the main datasets employed in this work.*

Le manuscrit est organisé en quatre parties :

- La première propose un état de l'art des recherches sur le pergélisol de montagne, ainsi qu'une présentation détaillée du terrain d'étude et des méthodes utilisées. Nous insistons sur les principales caractéristiques

physico-thermiques du pergélisol en milieu tempéré, sur l'état des travaux sur les glaciers rocheux, et sur les conséquences, en cours ou attendues, du réchauffement sur le pergélisol.

- La seconde traite du fonctionnement du pergélisol au travers de deux types

- de variables, décrivant l'état thermique du sol et la déformation des accumulations riches en glace.
- la troisième partie présente différentes approches visant à estimer la distribution du pergélisol, à l'aide de modèles spatiaux d'une part et d'études de cas sur des vallons typiques d'autre part ;
- la quatrième partie se focalise sur les évolutions récentes du pergélisol, en particulier au regard du réchauffement climatique de ces dernières décennies, et synthétise nos connaissances sur les mécanismes qui régulent l'état du pergélisol, et sur les conséquences possibles de sa dégradation.

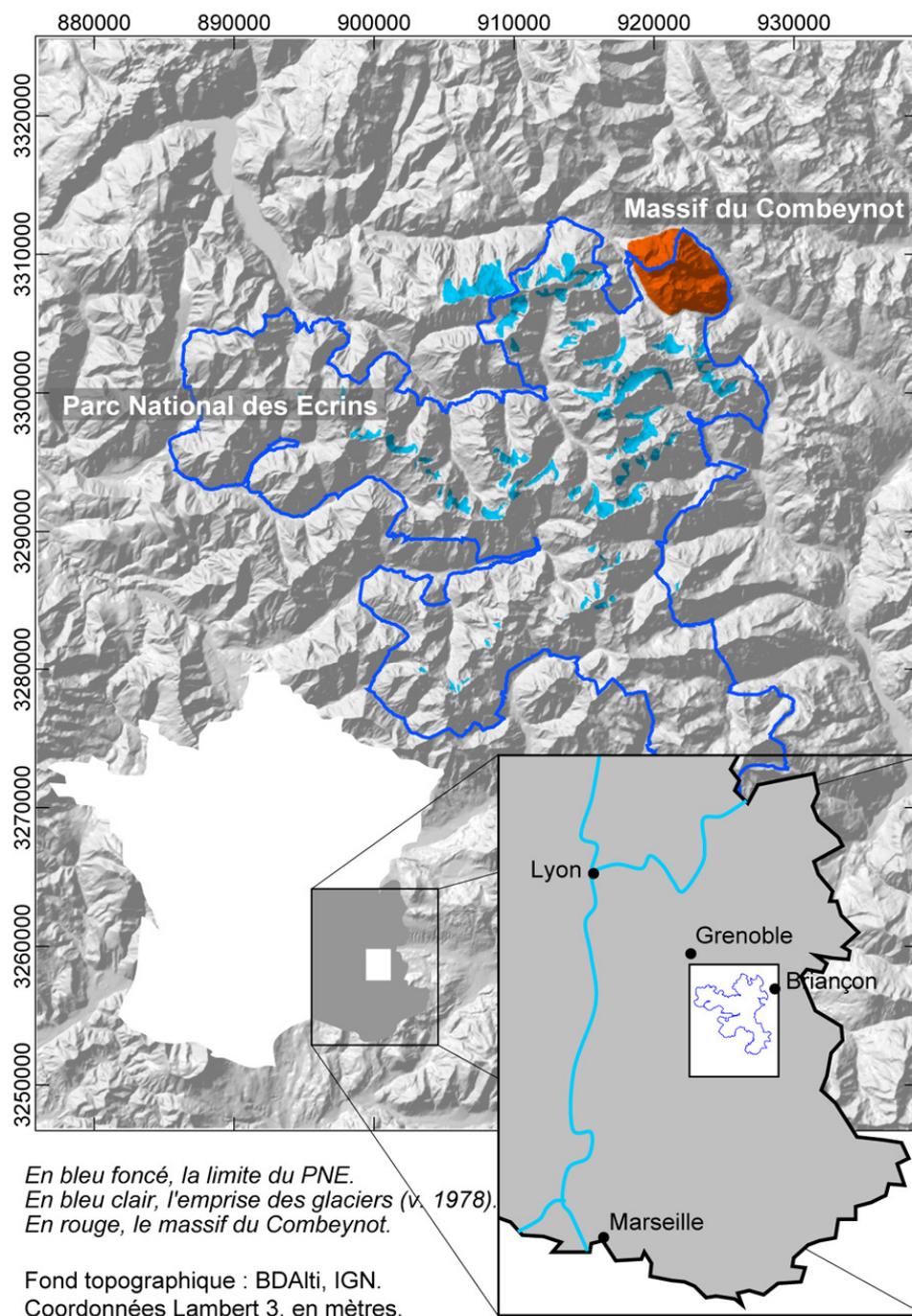


Figure 2 : Carte de localisation du massif du Combeynot (en rouge) et du Parc National des Ecrins (en bleu, les surfaces englacées aux alentours de 1975). MNA50: BDAlti IGN, coord. Lambert 3 en m. Geographic location of the Combeynot massif and of the Parc National des Ecrins (in blue the glaciers, around 1975).







« A l'origine fut l'orogénèse, la création des chaînes  
de montagne.

Un grand moment. »

E. Turri

*Depuis presque 50 ans, les travaux menés à travers le monde ont permis de lever une partie du voile entourant la place et le rôle du pergélisol au sein des environnements de montagne. Récemment, les recherches ont profité d'améliorations techniques et méthodologiques et de l'apport de disciplines connexes pour approfondir nos connaissances en terme de structure et de fonctionnement du pergélisol alpin. Des modèles de plus en plus performants simulent désormais la distribution et le comportement des terrains gelés et permettent d'estimer leur réaction face au changement climatique.*

*En France, malgré de précédents travaux très poussés, les recherches restent aujourd'hui confidentielles et éparpillées sur quelques sites, dont le massif du Combeynot, qui abrite la plus ancienne série de mesures sur le pergélisol et qui constitue le support de ce travail. Sa position charnière entre les Alpes du nord et les Alpes du sud, et sa structure géologique, cristalline et fragilisée, lui confèrent une forte susceptibilité aux processus périglaciaires, confirmée par l'omniprésence des glaciers rocheux.*

*Sur ce terrain d'étude très favorable, une palette variée d'approches méthodologiques a été mise en œuvre, précisant l'état, la répartition et le fonctionnement du pergélisol, du niveau stationnel à l'échelle du massif. Le glacier rocheux 1 de Laurichard a ainsi été équipé pour la mesure des paramètres topo- et micro-climatologiques et, avec d'autres vallons du massif, il a été prospecté par des techniques complémentaires et parfois novatrices, empruntées à la géodésie, à la géophysique et à la climatologie.*



## Chapitre I – ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE PERGELISOL DE MONTAGNE

---

*Loin de ne concerner que les hautes terres sibériennes ou canadiennes, le pergélisol se manifeste également dans les montagnes à climat froid, que ce soit dans les parois non englacées ou au sein des accumulations détritiques. Le gradient altitudinal de température, l'insolation faible, l'enneigement et les dynamiques géomorphologiques sont dans ce cas les principaux responsables de l'ambiance périglaciaire. Le gel permanent du sol, lorsqu'il permet la création de glace au sein des accumulations détritiques de versant, est à l'origine de formes typiques des milieux alpins, les plus emblématiques étant les glaciers rocheux.*

---

### 1. Notions physico-thermiques associées au pergélisol

La définition simple et stricte du pergélisol cache un phénomène complexe, à l'interface entre l'atmosphère et la lithosphère, et aux conséquences variables en surface. Il convient de cerner ici au mieux les différents paramètres qui régulent la température du sol et expliquent que puisse se développer, sur des épaisseurs parfois considérables (plus de 1000m dans les Monts Verkhoïansk, en Sibérie orientale), une tranche de sol en permanence gelée. En outre, l'évolution de la température du sol au cours du temps, c'est-à-dire son régime thermique, est abordée dans la mesure où ce critère est un indicateur pertinent au regard des changements climatiques en cours. Enfin, les principales propriétés des sols gelés qui sont à l'origine de l'expression géomorphologique du pergélisol seront détaillées.

#### 1.1. Définitions

##### 1.1.1. Quelques considérations thermiques et temporelles

Défini pour la première fois par Muller [1947], le pergélisol (« permafrost » dans la littérature anglo-saxonne et dans la plupart des pays, « merzlota » pour les auteurs russes) est la portion de sol dont la température reste égale ou inférieure à 0°C pendant au minimum deux années consécutives. Ce seuil thermique se double d'un second, variable selon les conditions physiques du milieu, qui

est la température à laquelle s'initie le changement de phase de l'eau (fonte ⇔ gel). Cette précision est importante dans la mesure où la définition élargie du pergélisol et son intérêt scientifique ou sociétal sont liés à la présence de glace dans le sol, à la fois en tant que facteur de stabilité des versants et en tant que stock hydrique. La glace, en particulier par ses propriétés mécaniques et physiques, influencera ainsi la morphologie de surface, la stabilité du sol et une partie du fonctionnement hydrologique des bassins versants, et régulera fortement les temps de réponse (thermique, mécanique, hydrologique, etc.) et de relaxation du système face aux modifications climatiques.

##### 1.1.2. Une structure caractéristique

L'état thermique du sol est directement fonction de la quantité de chaleur qu'il reçoit, ou évacue, par la surface, et de celle qui lui provient du centre de la Terre. Si le flux de chaleur interne reste relativement constant dans le temps (de l'ordre de 0,05 W.m<sup>-2</sup>), en revanche les échanges par la surface sont variables quotidiennement, saisonnièrement et sont, sur le long terme, soumis aux fluctuations climatiques. Ces deux flux, montant et descendant, conditionnent la structure thermique verticale du sol, et, dans le cas du pergélisol, est à l'origine de plusieurs discontinuités caractéristiques (fig. I-1).

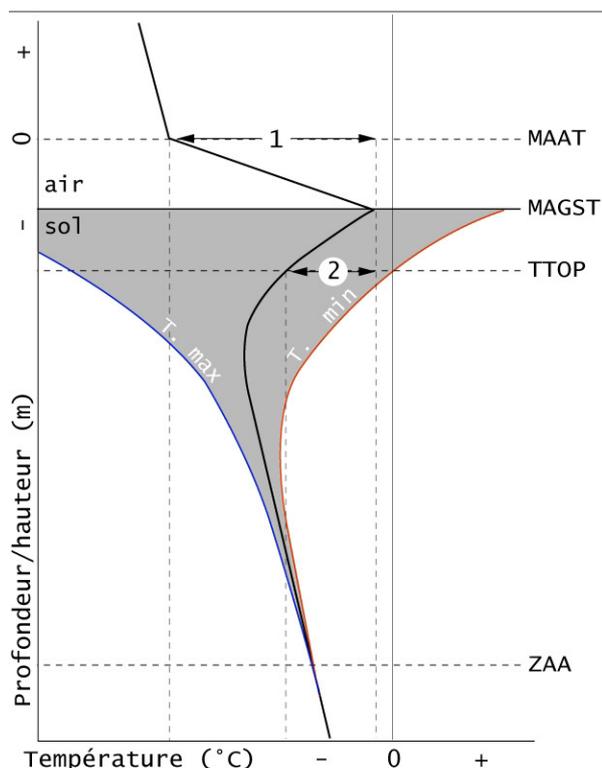


Figure I-1 : Schéma (non proportionné) de la structure thermique verticale du pergélisol et des discontinuités remarquables (voir le texte pour les explications). Modifié d'après Williams & Smith [2002], Smith & Riseborough [1989]. Sketch (not to scale) of the vertical thermal structure of permafrost and its major boundaries (see text for explanations).

La couche active, partie superficielle du pergélisol qui gèle en saison froide et dégèle en saison chaude, est limitée en profondeur par l'isotherme 0°C, qui marque également le toit du pergélisol (« top of permafrost »). Le pergélisol *stricto sensu* se localise donc en dessous jusqu'à une profondeur d'autant plus grande que, à propriétés thermiques des roches constantes, les conditions thermiques en surface sont rigoureuses. Autre discontinuité importante, située plus profondément que le toit du pergélisol (c'est-à-dire la base de la couche active), la profondeur à laquelle les fluctuations saisonnières, contenues entre les courbes des valeurs maximales et minimales, tendent à s'annuler (ZAA : « depth of Zero Annual Amplitude »).

Le modèle TTOP (« Temperature on Top Of Permafrost », introduit par Smith et Riseborough [2002]), fournit une vision explicite des décalages thermiques induits

par différents « filtres » sur le profil thermique moyen du pergélisol. Ainsi le premier décalage (« surface offset », 1 sur la fig. I-1), positif par rapport à la température moyenne de l'air (MAAT<sup>5</sup>), est lié essentiellement à l'isolation que procure le manteau neigeux (le rôle de la végétation, particulièrement dans les milieux de montagne, est plus restreint). Le second (« Thermal offset », 2 sur la fig. I-1), négatif par rapport à la température de surface (MAGST<sup>6</sup>) est à attribuer aux propriétés thermiques de la couche active, qui se modifient saisonnièrement selon la quantité d'eau et d'air que contient le sol [Harris & Pedersen, 1998 ; Smith & Riseborough, 2002 ; Hanson & Hoelzle, 2004].

## 1.2. Bilan d'énergie, climat de surface et température du sol

### 1.2.1. Le bilan énergétique à la surface du sol

Tout corps dont la température est supérieure à 0 K émet un rayonnement proportionnel à la puissance 4 de sa température et à son émissivité<sup>7</sup>, et perd ainsi de la chaleur. Par conséquent, la température du sol dépend de son bilan radiatif, ou rayonnement net, lui-même relié aux transferts de chaleurs effectués par les différents processus. Le bilan énergétique à sa surface est donc formulé de la manière suivante :

$$Q^* = Q_H + Q_{LE} + Q_G, \text{ où :}$$

- $Q^*$  est le rayonnement net, et correspond au rayonnement solaire (courte longueur d'onde,  $K\downarrow$ ) et atmosphérique (grande longueur d'onde,  $L\downarrow$ ) incident reçu au sol, diminué du rayonnement solaire

<sup>5</sup> Mean Annual Air Temperature.

<sup>6</sup> Mean Annual Ground Surface Temperature.

<sup>7</sup> L'émissivité d'un corps est le rapport entre la chaleur rayonnée par ce corps et celle rayonnée par un corps noir à la même température. La neige, qui possède une émissivité très élevée (0,99 à 10  $\mu\text{m}$ ), émet ainsi en permanence un rayonnement infrarouge et se refroidit ainsi plus vite que le sol ou qu'une surface rocheuse, à l'émissivité plus faible.

réfléchi ( $K\uparrow$ ) et du rayonnement terrestre émis ( $L\uparrow$ ) ;

- $Q_H$  est la chaleur sensible, c'est-à-dire les flux de chaleur qui se traduisent par une modification de la température du milieu (flux convectif ou advectif, liés au vent essentiellement) ;
- $Q_{LE}$  est la chaleur latente, mise en jeu lors des changements de phase de l'eau, sans modification de la température du milieu (la fonte « consomme » de la chaleur, et donc refroidit le milieu, inversement pour le gel) ;
- $Q_G$  est la chaleur transmise par conduction dans le sol de, ou vers, la surface (en fonction du différentiel de température entre la surface et la profondeur).

En montagne, la température du sol (en tant qu'interface entre l'atmosphère et la lithosphère), et donc la présence de pergélisol, est dépendante d'un bilan énergétique complexifié par le relief. Gruber [2005] distingue ainsi trois niveaux spatiaux emboîtés auxquels peut être abordée l'étude de la distribution du pergélisol alpin :

- *Echelle globale* (climat) : la surface considérée est celle de la chaîne de montagne, et les facteurs déterminants sont la latitude, l'altitude, la circulation atmosphérique (qui détermine les précipitations, le couvert nuageux, l'englacement ...)
- *Echelle régionale* (topographie) : la surface se réduit à quelques km<sup>2</sup>, et la température du sol est alors influencée essentiellement par l'altitude et l'insolation, pour un climat supposé constant sur la zone considérée. La redistribution de la neige par les avalanches et le vent, les

effets d'ombrage et le contexte géomorphologique jouent également un rôle non négligeable ;

- *Echelle locale* (sol) : les transferts de chaleur au travers du manteau neigeux, de la couche active et du pergélisol sont ici primordiaux, et la température du sol est influencée par les caractéristiques du manteau neigeux, par la teneur en eau, par les processus turbulents et advectifs et par les propriétés du sol.

#### 1.2.2. Le régime thermique du pergélisol : une illustration théorique

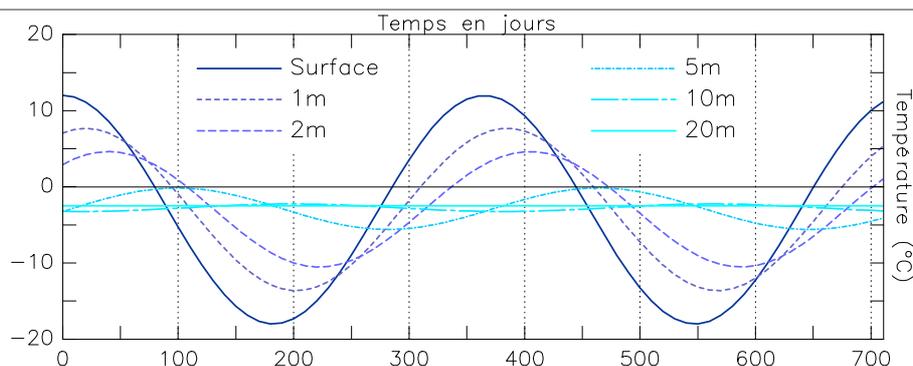
D'après [Williams & Smith, 1989], la pénétration du gel dans le sol dépend de :

- i) la température annuelle moyenne de la surface du sol (MAGST),
- ii) l'amplitude du cycle thermique annuel à la surface du sol,
- iii) la nature de la couverture, en particulier la neige,
- iv) les propriétés thermiques du sol.

Dans un contexte idéal et simplifié de transfert de chaleur dans le sol uniquement par conduction et d'une évolution sinusoïdale de la température de surface (paramétrée par sa valeur moyenne et son amplitude), il est possible de simuler l'évolution de la température du sol selon la profondeur<sup>8</sup> (fig. I-2).

---

<sup>8</sup> Le code du modèle, qui est l'application de l'équation de conduction de la chaleur sous l'effet d'une variation sinusoïdale de la température de surface (dont la moyenne et l'amplitude sont respectivement -3°C et 15°C), nous a été fourni par S. Gruber (Université de Zurich).



**Figure I-2 : Evolution théorique de la température à différentes profondeurs en fonction du temps (en jours) et sous l'effet d'une variation sinusoïdale de la température de surface (code du modèle : S. Gruber, Université de Zurich, d'après Carslaw & Jaeger [1959]). Theoretical evolution of modelled ground temperature at different depths under the influence of a sinusoid variation of ground surface temperature (model code: S. Gruber, University of Zürich).**

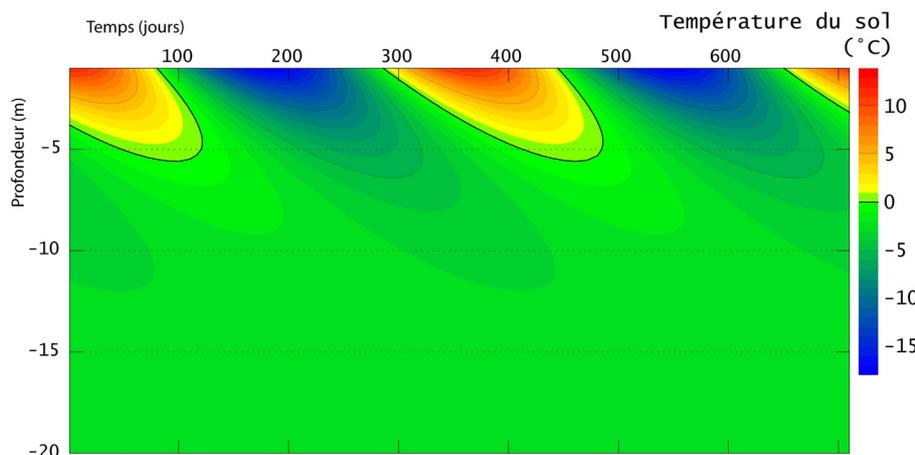
Les deux caractéristiques principales de l'évolution thermique du sol s'observent alors clairement et révèlent deux propriétés fondamentales :

- Un décalage des pics de température dans le temps de plus en plus marqué vers la profondeur, qui dépend de la conductivité du sol<sup>9</sup>, c'est-à-dire de la vitesse à laquelle se propage la chaleur par conduction (autrement dit la *conductivité thermique*) dans le sol ;
- Une atténuation de l'amplitude des variations avec la profondeur, provoquée par la consommation de

chaleur par le sol pour augmenter sa température (définie par la *capacité calorifique* du sol).

La diffusivité thermique, rapport de la conductivité et de la capacité, exprime donc la facilité avec laquelle une quantité de chaleur donnée se propage loin et longtemps au travers d'un corps. Isaksen *et al.* [2000] ont par exemple calculé, à partir des données du forage de Janssonhaugen (100 m de profondeur, Norvège), que la diffusivité thermique moyenne des 15 premiers mètres de la roche est de  $1,1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ , ce qui se traduit par une vitesse de propagation de l'onde thermique de l'ordre de  $20,6 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ .

<sup>9</sup> La conductivité utilisée dans la simulation est de  $2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{C}^{-1}$ .



**Figure I-3 : Température modélisée selon la profondeur (ordonnée) et le temps (abscisse) sous l'effet d'une variation sinusoïdale de la température de surface (code du modèle : S. Gruber, Université de Zurich, d'après Carslaw & Jaeger [1959]). Modelled ground temperature with time and depth under the control of a sinusoid variation of ground surface temperature (model code: S. Gruber, University of Zürich).**

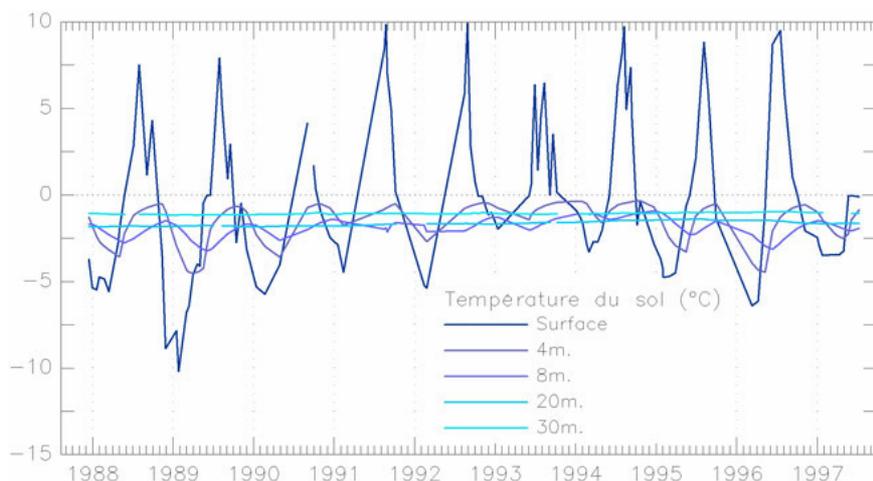
Une vision tridimensionnelle, figurant la température du sol en fonction du temps et de la profondeur (fig. I-3), rend bien compte de la succession saisonnière de l'onde de chaleur estivale et du refroidissement hivernal, dont les maximums sont ici décalés de près de 150 jours à 10m de profondeur.

### 1.2.3. Le régime thermique du pergélisol alpin : données du sondage Murtèl-Corvatsch

Le forage (fig. I-4) réalisé en 1987 sur le glacier rocheux de Murtèl-Corvatsch (Suisse, 46°26'N-9°49'E, 2670m, pente 15° et orientation NW), l'un des premiers du genre (après celui de Grubengletscher [Barsch *et al.*, 1979]), a permis des progrès considérables

dans l'étude du pergélisol alpin [Haeberli *et al.*, 1988 ; Von der Mühl & Haeberli, 1990 ; Haeberli *et al.*, 1998 ; Von der Mühl *et al.*, 1998b].

Les données de température enregistrées à différentes profondeurs durant 10 ans [Von der Mühl *et al.*, 1998a] illustrent parfaitement le schéma théorique proposé précédemment par le modèle. L'atténuation et le décalage qui se produisent en profondeur dans le glacier rocheux de Murtèl-Corvatsch sont ainsi de l'ordre de 20m pour l'arrêt des oscillations saisonnières (profondeur de la ZAA, cf § 1.1.2) et de trois mois pour le retard de propagation de la chaleur.



**Figure I-4 :** Température enregistrée à différentes profondeurs dans le forage de Murtèl-Corvatsch entre 1987 et 1997. Données tirées de Vonder Mühl *et al.* [1998a]. *Ground temperature recorded within the Murtèl-Corvatsch borehole at various depths.*

Par ailleurs, ces données illustrent un autre facteur déterminant dans l'évolution de la température du sol : le manteau neigeux. Sa date d'apparition, son épaisseur en début et en fin de saison ou sa redistribution par le vent vont contrôler, tout au long de l'hiver, l'importance de l'effet isolant que procure le manteau neigeux. Ainsi, les hivers durant lesquels le sol s'est fortement refroidi (1989 par exemple) correspondent à des enneigements peu importants, tandis que durant les hivers neigeux (1993 par exemple) la baisse de température est beaucoup moins prononcée. Par ailleurs, la fonte de la neige en début ou en fin de saison, en consommant énormément de chaleur latente (333 J.g<sup>-1</sup>), maintiendra la température de surface à 0°C

(« 0 curtain effect ») empêchant le refroidissement ou le réchauffement du sol.

## 1.3. Le comportement thermique des formations superficielles grossières

### 1.3.1. Un fonctionnement particulier

Les formations superficielles grossières sont très fréquemment rencontrées dans les milieux de montagne, principalement dans les lithologies favorables à la macro-gélivation (granite, gneiss, calcaire ...). Quelque soit leur origine, la faible proportion de matériaux fins influence leur comportement thermique de deux façons :

- 1) la forte rugosité de la surface (pouvant atteindre le mètre) favorise

un brassage turbulent de la couche d'air immédiatement au-dessus, rend plus hétérogène le couvert neigeux, réduit l'influence du rayonnement solaire (les faces d'un même bloc regardant des orientations différentes) et permet à l'eau et à l'air de s'infiltrer plus facilement en profondeur ;

- 2) la forte porosité des premiers mètres (en dessous desquels les fines lessivées, même peu abondantes, finissent par combler les interstices) permet à l'air de s'y stocker et d'y circuler. Or, la faible conductivité de l'air fait de cette couche un isolant thermique, capable de tamponner une partie des oscillations diurnes. Néanmoins, son action la plus efficace est liée au comportement variable de l'air selon sa densité, directement reliée à sa température.

Ce dernier point est fondamental, et de plus en plus de travaux démontrent que des circulations d'air locales (échanges verticaux) ou plus généralisées (échanges latéraux),

induites par les différences de température entre l'air et l'éboulis, peuvent provoquer des anomalies thermiques du sol très sensibles. Lambert [1967] formulait déjà cette hypothèse de fonctionnement pour expliquer la présence de glace relevée dans des éboulis de basse et moyenne altitude des régions subalpines françaises, ainsi que pour justifier la formation des glaciers rocheux en haute altitude.

Plus récemment, des travaux comme ceux de Bertinelli *et al.* [1993], Delaloye [2001b], Descroix [2001], Gude *et al.* [2003] ou Cécillon *et al.* [2006] ont confirmé par des mesures thermiques l'existence de nombreux « éboulis froids », souvent à l'origine d'écosystèmes spécifiques, et parfois accompagnés d'un pergélisol. Grâce à un suivi thermique poussé (fig. I-5), les travaux de Delaloye [2004] sur l'éboulis du Creux du Van (Jura suisse) ont quant à eux remarquablement fait progresser les connaissances sur l'origine et le comportement des anomalies thermiques.

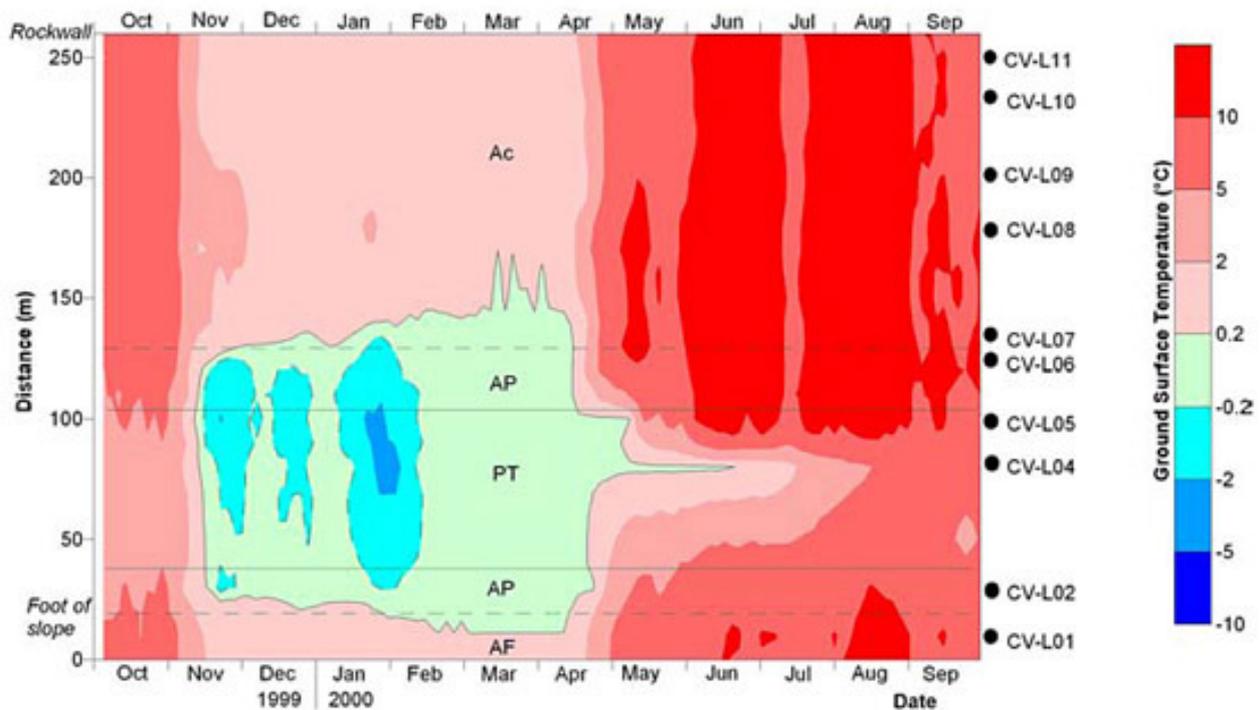


Figure I-5 : Evolution thermique (moyenne journalière) de la surface du sol le long du profil longitudinal de l'éboulis du Creux du Van au cours de l'année 1999-2000. D'après Delaloye [2004]. *Thermal evolution of the ground surface (daily mean) along the longitudinal profile of the Creux du Van cold scree slope.*

Les conclusions de ces travaux sont qu'une opposition nette caractérise l'état thermique moyen en haut (anomalie positive) et en bas (anomalie négative) de l'éboulis. Cette opposition se retrouve également dans le fonctionnement journalier, et suggère qu'un « effet cheminée » existe : durant l'hiver,

l'ascendance de l'air chaud estival dans le haut de l'éboulis provoque une aspiration dynamique forcée, y compris en présence de neige, d'air froid atmosphérique à la base de l'éboulis ; durant l'été, le différentiel air extérieur/air intérieur s'inverse, et de l'air froid s'écoule vers le bas de l'éboulis.

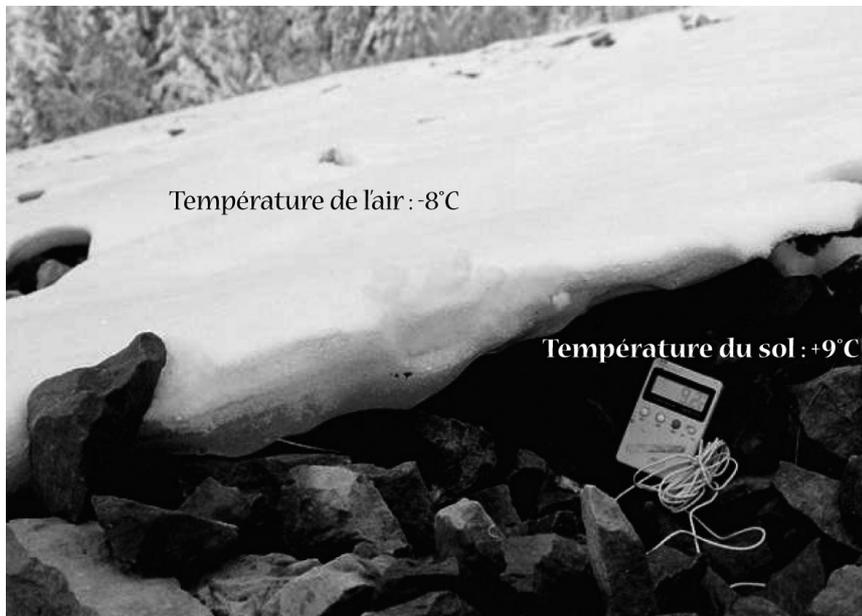


Figure I-6 : Température du sol mesurée dans une « fenêtre de fonte » sur l'éboulis froid de Combe Obscure (Drôme), en mars 2004, alors que la température de l'air était de  $-8^{\circ}\text{C}$ . D'après Cécillon *et al.* [2004]. *Ground temperature in a melting window on the Combe Obscure scree (Drôme) in March 2003, while the air temperature was  $-8^{\circ}\text{C}$ .*

Il arrive que ces circulations d'air en surface soient indiquées, en été par l'expulsion d'air froid en pied d'éboulis, parfois accompagnée de condensation, ou en hiver par la présence de « fenêtres de fonte » dans le manteau neigeux, liées à des sorties d'air chaud (fig. I-6).

### 1.3.2. Des éboulis froids en haute altitude ?

Plusieurs auteurs ont pu constater le décalage thermique important (« thermal offset », cf. § 1.1.2) que provoque la présence de matériaux grossiers et poreux en montagne. Ainsi, Harris et Pedersen [1998] montrent, à partir de mesures sur un site peu enneigé des Rocheuses canadiennes ( $50^{\circ}10'N$ ,  $114^{\circ}30'W$ , 1950m), que la température moyenne annuelle d'un sol grossier est de  $5$  à  $7^{\circ}\text{C}$  plus basse que celle d'un sol fin et humique, et qu'elle est de  $4$  à  $5^{\circ}\text{C}$  inférieure à la température de l'air. Par ailleurs, les mesures de Gorbunov [2004], dans une pente d'éboulis grossiers de la chaîne Transili

Alatau (Asie Centrale), montrent que le décalage thermique entre le sol et l'air varie de  $-2,5^{\circ}\text{C}$  en haut de la pente à  $-4^{\circ}\text{C}$  en pied de pente, suggérant un mécanisme de circulation d'air similaire à celui décrit précédemment, permettant un sur-refroidissement de la base de l'éboulis.

D'après Harris et Pedersen [1998], Gorbunov *et al.* [2004], ou encore Marchenko *et al.* [2006], ces mécanismes, pour encore peu connus qu'ils soient, ont probablement une influence sur la distribution du pergélisol, en particulier en permettant le maintien d'îlots de pergélisol plusieurs centaines de mètres en dessous de la limite du pergélisol discontinu.

Reprenant les conclusions de ses travaux à basse et moyenne altitude, Delaloye [2004] s'interroge sur la possibilité de fonctionnements convectifs généralisés au travers de tout un éboulis, y compris en profondeur. A l'aide de deux études de cas, l'auteur pense « que la phase ascendante d'un effet de cheminée, refroidissant la partie

basse d'une accumulation sédimentaire, peut aussi se produire à haute altitude, dans la marge inférieure du domaine du pergélisol discontinu, et qu'un épais manteau neigeux n'empêche pas le système de fonctionner ».

Les travaux récents de Lambiel [2006] tendent fortement à confirmer l'influence de phénomènes de ventilation dans le fonctionnement thermique des éboulis de haute altitude. En effet, au sein de la plupart des éboulis prospectés dans les Alpes valaisannes (Suisse) par cet auteur, le

pergélisol se rencontre principalement dans la partie inférieure, laquelle est séparée du haut de l'éboulis, souvent gelé, par une bande de terrains non gelés (fig. I-7). Sur la base de suivis thermiques et d'observations, Lambiel [2006] estime que des circulations d'air au sein des éboulis, y compris en profondeur, sous les corps riches en glace, pourraient expliquer les refroidissement en pied de versant et les distributions atypiques du pergélisol alpin discontinu.

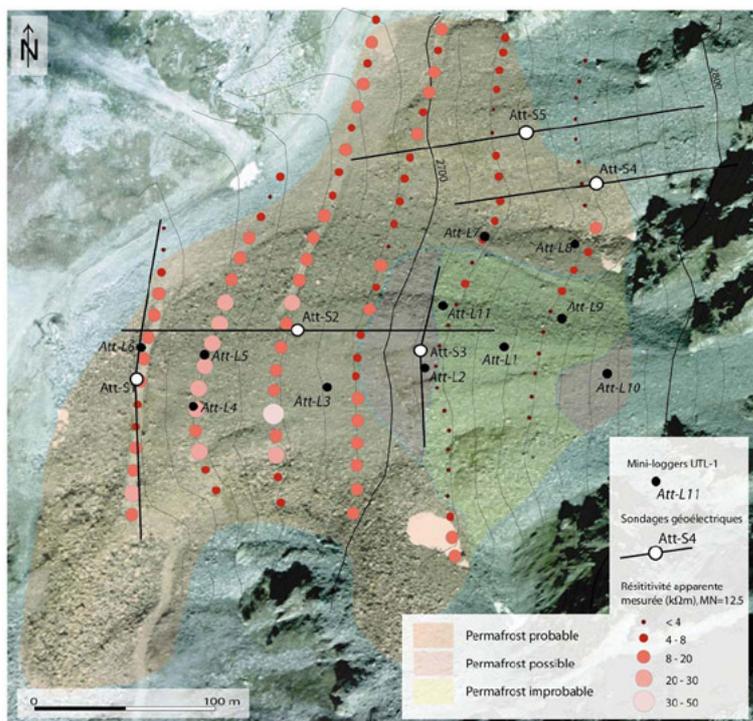


Figure I-7: Distribution du pergélisol sur l'éboulis des Attelas (Suisse), estimée grâce à la combinaison de méthodes géophysiques et thermiques. Tiré de Lambiel & Delaloye [2005]. *Estimated distribution of permafrost within the Attelas scree slope (Switzerland), thanks to geophysical and thermal methods.*

#### 1.4. Les propriétés physiques des sols gelés

Dans la mesure où le fonctionnement du pergélisol - sa réponse aux contrôles environnementaux et son expression géomorphologique - est contrôlé par les propriétés physiques des sols gelés, une rapide synthèse de l'état des connaissances sur ce sujet est effectuée ci-après. Nous abordons ici plus particulièrement les mécanismes typiques des milieux de montagne à production détritique essentiellement grossière, la palette de processus s'élargissant notablement dès lors

qu'une matrice fine importante est prépondérante<sup>10</sup>.

##### 1.4.1. Les processus liés au gel/dégel de l'eau dans le sol

Certains processus liés au gel et au dégel de l'eau dans le sol nous paraissent importants, car jouant un rôle plus ou moins affirmé dans la géomorphologie du massif étudié :

<sup>10</sup> Pour ces questions, se référer, entre autre, aux travaux du Centre de Géomorphologie du CNRS, aujourd'hui Laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière, Université de Basse Normandie, Caen.

- *La gélifraction* : la désagrégation mécanique des roches par l'action du froid, pour vaste et délicate que soient son étude (entre autre du fait de l'intervention, souvent concomitante, d'autres processus non liés au froid : actions biogènes, altérations chimiques ... cf. André [2003]) et sa quantification [Francou, 1983b ; Delannoy & Rovera, 1996 ; André, 1997 ; Hall, 1998 ; Matsuoka, 2001 ; Murton *et al.*, 2001], est primordiale dans le concert des géodynamiques d'altitude. L'importance

de la porosité de la roche et de sa fracturation pré-existante d'une part, la fréquence, la durée et l'intensité des cycles de gel/dégel d'autre part, sont les deux facteurs principaux qui contrôlent l'efficacité de la gélifraction. L'omniprésence, dans la plupart des milieux de montagne froids, des éboulis (fig. I-8), dépôts associés au matériel gélifracté et mis en place par la gravité ou assistés par d'autres processus, rappelle la sensibilité du bâti rocheux à cette forme d'érosion.

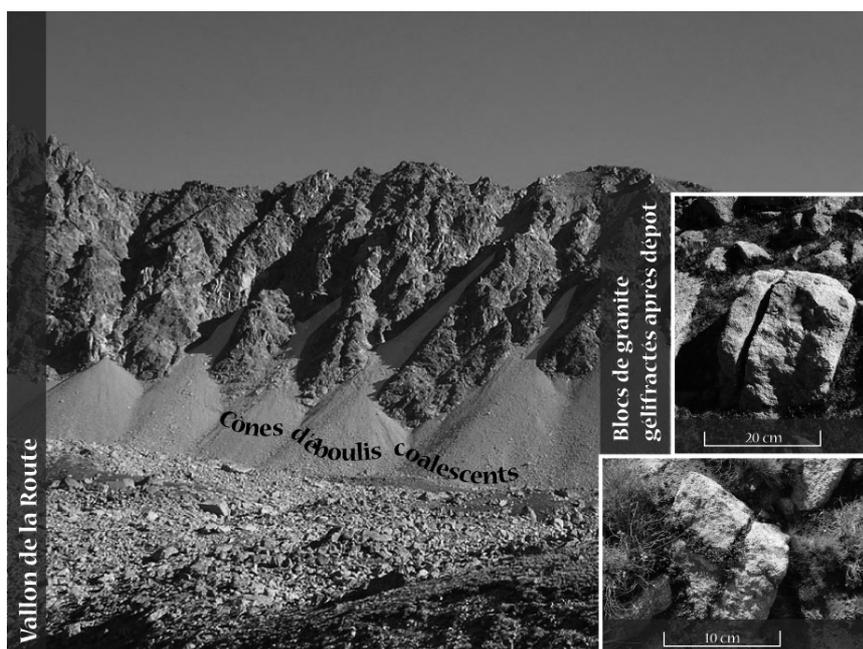


Figure I-8: Cônes d'éboulis gravitaires coalescents dans le massif du Combeynot, et blocs décimétriques de granite, gélifractés après leur dépôt. *Gravitational scree slope in the Combeynot massif and frost shattered decimetric blocks of granite.*

- *La ségrégation de la glace* : la progression d'un front de gel dans un sol à granulométrie inférieure aux sables provoque la migration de l'eau vers ce front et la croissance de lentilles de glace. Plus l'engel est lent, plus la ségrégation, et donc le soulèvement consécutif de la surface du sol, sont importants [Van Vliet-Lanoé, 1988 ; Van Vliet-Lanoé, 2005].

- *La cryoturbation* : les contrastes de gélimité dans un sol, en particulier du fait des divers classements granulométriques verticaux qui le caractérisent, ainsi que les fluctuations hydrologiques, sont à l'origine d'une vaste gamme de sols structurés, dont les plus remarquables

sont les sols polygonaux et les sols striés [Washburn, 1979].

#### 1.4.2. Les mécanismes de déformation de la glace de sol

En dépit de mesures *in-situ* délicates à obtenir, les propriétés rhéologiques de la glace sont bien connues grâce à de nombreux travaux expérimentaux (par ex. [Nye, 1952 ; Lliboutry, 1964 ; Paterson, 1994]). Nous en résumons ici les principaux points.

Un volume de glace posé sur une surface horizontale subit une contrainte normale  $\sigma$  (en N/m<sup>2</sup> ou Pa) proportionnelle à son épaisseur  $h$  (en m), à l'accélération due à la gravité  $g$  (9,81 m.s<sup>-2</sup>) et à sa densité  $\rho_i$  (en kg.m<sup>-3</sup>) :

$$\sigma = \rho_i gh \text{ [Paterson, 1994]}$$

Lorsque la surface est inclinée, la glace subit une contrainte de cisaillement  $\tau$  (en Pa), qui dépend alors de la pente  $\alpha$  (en °) de la surface :

$$\tau = \rho_i gh \sin \alpha \text{ [Paterson, 1994]}$$

Lorsque le régime de contrainte appliqué à la glace est suffisant (Frauenfelder [2004] avance la valeur de 50 kPa), et inférieur au seuil de rupture (conduisant alors à la formation, par exemple, des crevasses), la déformation de la glace résulte du mouvement individuel des cristaux de glace les uns sur les autres : le *fluage* (creep) [Benn & Evans, 2003]. L'équation la plus couramment utilisée pour décrire la réponse du taux de déformation  $\mathcal{E}$  (en s<sup>-1</sup>) d'un volume de glace aux contraintes cisailantes est celle de Glen [1955] :

$$\mathcal{E} = A \tau^n$$

où A est un paramètre (en s<sup>-1</sup>.kPa<sup>-3</sup>) déterminé empiriquement, lié entre autre à la température de la glace, et n une constante adimensionnelle [Paterson, 1994]. Le paramètre A exprime la moindre déformabilité de la glace à des températures basses, et, à l'opposé, une augmentation des déformations lorsque le matériau se rapproche de 0°C, permettant à un film d'eau de diminuer les frottements entre cristaux.

Outre sa température, deux facteurs modifient le comportement de la glace, particulièrement importants dans le cas de la glace de pergélisol de montagne :

- *l'orientation des cristaux* qui, selon leur structure géométrique (forme, plan de clivage) et la direction des contraintes, vont se déformer plus ou moins facilement. Les mécanismes de formation de la glace de sol sont à l'origine d'une structure cristalline plus complexe que celle des glaciers, en « pile d'assiettes ».
- *la teneur en débris rocheux*, qui conditionne la résistance à la déformation provoquée par la friction entre les particules rocheuses, joue un rôle encore mal cerné. A partir

d'expériences en laboratoire, Nickling & Bennet [1984] (cité par Benn & Evans [2003]) concluent que la résistance du mélange glace/débris augmente jusqu'à une teneur en débris de 75%, au-delà de laquelle la cohésion fournie par la glace disparaît et la résistance chute notablement.

D'après Vitek & Giardino [1987], la gamme des vitesses de fluage observées en surface s'étend ainsi de 0,01 m.a<sup>-1</sup> pour les glaciers rocheux froids des plus hautes latitudes (par ex. [Kääb *et al.*, 2002]) ou pour les appareils en cours d'inactivation (donc avec une teneur en débris rocheux importante), à plusieurs mètres par an pour les glaciers les plus rapides (voir par ex. [Roer, 2005]).

## 2. Géomorphologie alpine et pergélisol

La géomorphologie alpine, et, plus généralement, la géomorphologie des milieux de montagne, n'a que tardivement intégré le pergélisol comme agent morphodynamique (les premières mentions semblent venir de Gorbunov [1967] et de Barsch [1969]). Le fait qu'il ne soit pas exposé en surface, comme les glaciers, et que les formes qu'il engendre soient très proches d'autres, telles que les moraines, explique pour partie ce retard. Toutefois, cette lacune a été très largement comblée au cours des trois dernières décennies qui ont véritablement vu se structurer un domaine scientifique dont l'objet est d'étudier le pergélisol alpin, sa distribution, ses relations avec le climat et son expression morphologique, tels que les glaciers rocheux.

### 2.1. Les glaciers rocheux, objets de controverses scientifiques

#### 2.1.1. Principaux développements scientifiques au cours du XX<sup>ème</sup> siècle

A la suite de quelques travaux ponctuels, en Suisse, aux Etats-Unis ou en France [Capps, 1910 ; Chaix, 1943 ; Cailleux, 1947 ; Faure Muret, 1949], l'article de Wahrhaftig & Cox [1959] fit date en proposant une première synthèse complète des connaissances sur les glaciers rocheux. L'absence d'observations

sur les caractéristiques internes de la forme n'a pas empêché ces auteurs de formuler des hypothèses, souvent toujours d'actualité, sur l'origine, la dynamique ou le fonctionnement des glaciers rocheux.

C'est Haeberli [1985] qui lance réellement l'étude des glaciers rocheux, essentiellement dans les Alpes suisses, en tant que phénomène périglaciaire typique des hautes montagnes peu englacées, et lié au « *steady-state creeping of ice-rich permafrost* ».

Par la suite, les contributions à l'ouvrage de Giardino *et al.* [1987] dressèrent un état des lieux très complet des trente années passées de recherches sur les glaciers rocheux dans le monde. Revenant sur les questions de classification, de contrôles climatiques ou lithologiques, de transit sédimentaire ou de régionalisation, l'ouvrage reste cependant prudent sur une des questions centrales du débat scientifique : celle de l'origine des glaciers rocheux. Vitek & Giardino [1987], présentant les principales hypothèses en présence (glaciaire, périglaciaire, catastrophique ...), tempèrent ainsi : « *All hypotheses are probably true in specific instances, and it may be folly to think that the morphometric characteristics associated with rock glaciers result from only one process* » (p. 11).

Dix années plus tard, Barsch [1996] profite d'avancées récentes, réalisées en partie grâce aux nouvelles données qu'apportent les forages réalisés dans les glaciers rocheux (en particulier celui de Murtèl-Corvatsch [Haeberli *et al.*, 1988]), les méthodes géophysiques (sondages électriques, par ex. [Vonder Mühll, 1993], sismiques, radar [Haeberli, 1985], gravimétriques [Von der Mühll & Klingelé, 1994]) ou les méthodes photogrammétriques et géodésiques (par ex. [Barsch & Hell, 1975 ; Evin & Assier, 1983 ;

Francou & Reynaud, 1992]), pour réaliser une nouvelle synthèse. S'accordant avec les conclusions de Haeberli & Von der Mühll [1996] sur l'origine de la glace des glaciers rocheux, Barsch s'attache à démontrer que « *glacier ice may be added on top of existing rockglaciers, but it seems that this is of no importance for the development of the rockglacier itself* » (p. 188).

Les dix années qui ont suivi la publication de Barsch [1996] ont été marquées par des progrès notables dans la connaissance de la structure interne et de la dynamique des glaciers rocheux, la problématique générale de leur origine étant quelque peu délaissée au profit d'études locales détaillées. Des synthèses des travaux sur les glaciers rocheux sont proposées par Burger *et al.* [1999], ainsi que, plus récemment, par Haeberli *et al.* [2006] et Monnier [2006].

#### 2.1.2. Etat des connaissances sur la dynamique et la structure interne des glaciers rocheux

L'application de l'imagerie géophysique 2D au contexte du pergélisol alpin [Berthling *et al.*, 2000 ; Kneisel *et al.*, 2000a ; Von der Mühll *et al.*, 2001 ; Von der Mühll *et al.*, 2002 ; Hauck & Von der Mühll, 2003 ; Delaloye, 2004 ; Hauck *et al.*, 2004 ; Kneisel, 2004 ; Ikeda & Matsuoka, 2006] ainsi que la réalisation de forages équipés de techniques récentes [Arenson *et al.*, 2002] ont permis d'améliorer notre compréhension de la *structure interne des glaciers rocheux*.

Les données récentes les plus détaillées sont probablement celles de Arenson [2002], à partir desquelles l'auteur propose une stratigraphie des glaciers rocheux de Murtèl-Corvatsch et de Muragl (fig. I-9).

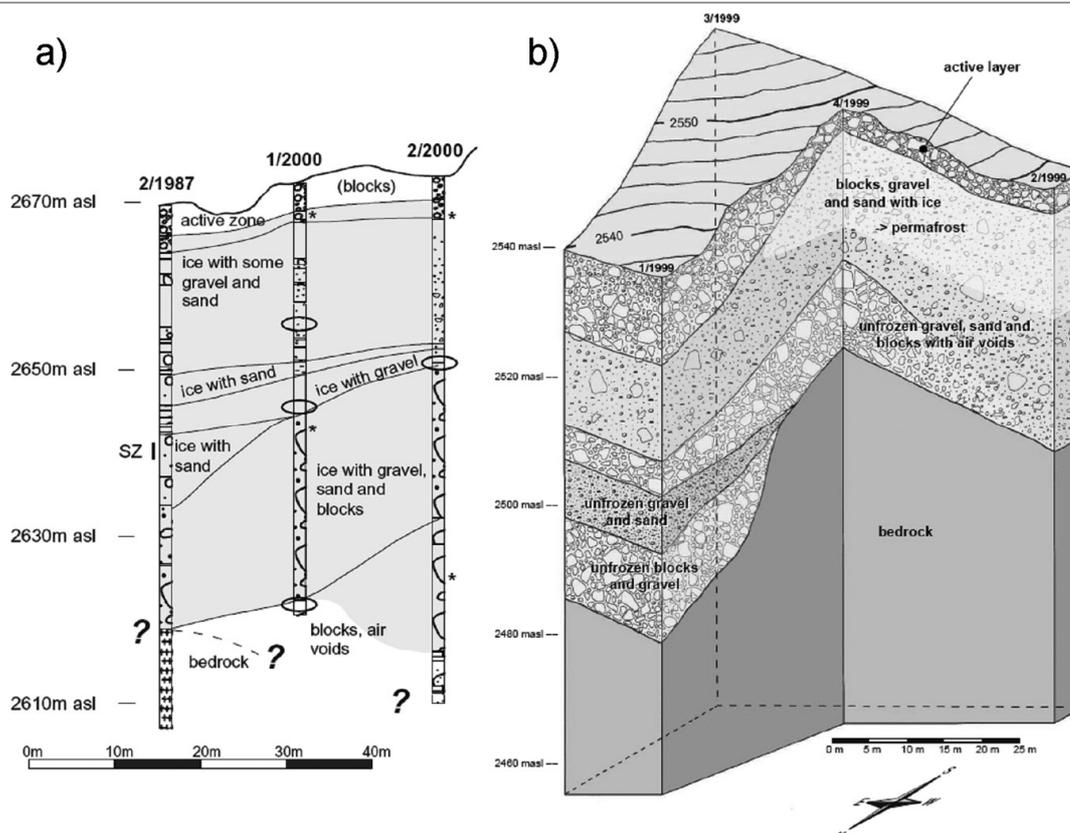


Figure I-9 : Structure interne : a) du glacier rocheux de Murtèl-Corvatsch révélée par les forages carottés de 1987 et 2000 ; b) du glacier rocheux de Muragl d'après les forages de 1999. D'après Arenson [2002]. *Internal structure of: a) the Murtèl-Corvatsch rock glacier, as revealed by the 1987 and 2000 cored boreholes; b) the Muragl rock glacier after 1999 boreholes.*

D'après les résultats de Arenson [2002], la structure interne des deux glaciers rocheux correspond globalement aux schémas couramment acceptés, où une couche active, généralement composée de matériaux grossiers, surmonte un horizon plus ou

moins riche en glace (mélange de débris sursaturés en glace), lui-même superposé à un niveau grossier (graviers et blocs avec des vides). Toutefois, d'importantes variations latérales apparaissent également, reflétant une origine et une dynamique complexes.

	Résistivité électrique	Vitesse des ondes sismiques	Vitesse des ondes radar
	$\Omega.m$	m/s	m/ $\mu s$
Roche	$10^3-10^5$	3000-5500	80-150
Sable/gravier	$10^2-10^4$	500-2500	80-120
Glace	$10^6-10^7$	3500	170
Eau	$10^1-10^2$	1500	30
Air	$10^{14}$	330	300

Tableau 1 : Paramètres physiques typiques pour la prospection géophysique des glaciers rocheux. D'après Maurer & Hauck [2007]. *Typical physical parameters values for geophysical surveying of rock glacier.*

Tout récemment, Maurer et Hauck [2007] ont utilisé ces mêmes forages pour calibrer les résultats des différentes techniques d'imagerie géophysique 2D (tomographie

électrique, tomographie sismique, géoradar) mises en œuvre sur les deux glaciers rocheux.

L'étude de Maurer et Hauck [2007] confirme les précédents travaux et les valeurs connues

des différentes variables utiles pour la caractérisation géophysique de la structure interne des glaciers rocheux (tabl. 1). Ces auteurs montrent surtout toute la puissance des techniques géophysiques (fig. I-10), qui apportent de très riches informations sur les variations latérales et verticales des

principales discontinuités (couche active, roche en place, interface matériaux grossiers/matériaux fins, grâce à la sismique et au géoradar), de la teneur en glace, en air ou en eau des différentes couches (géorésistivité, géoradar), ou de l'horizon cisailant (géoradar).

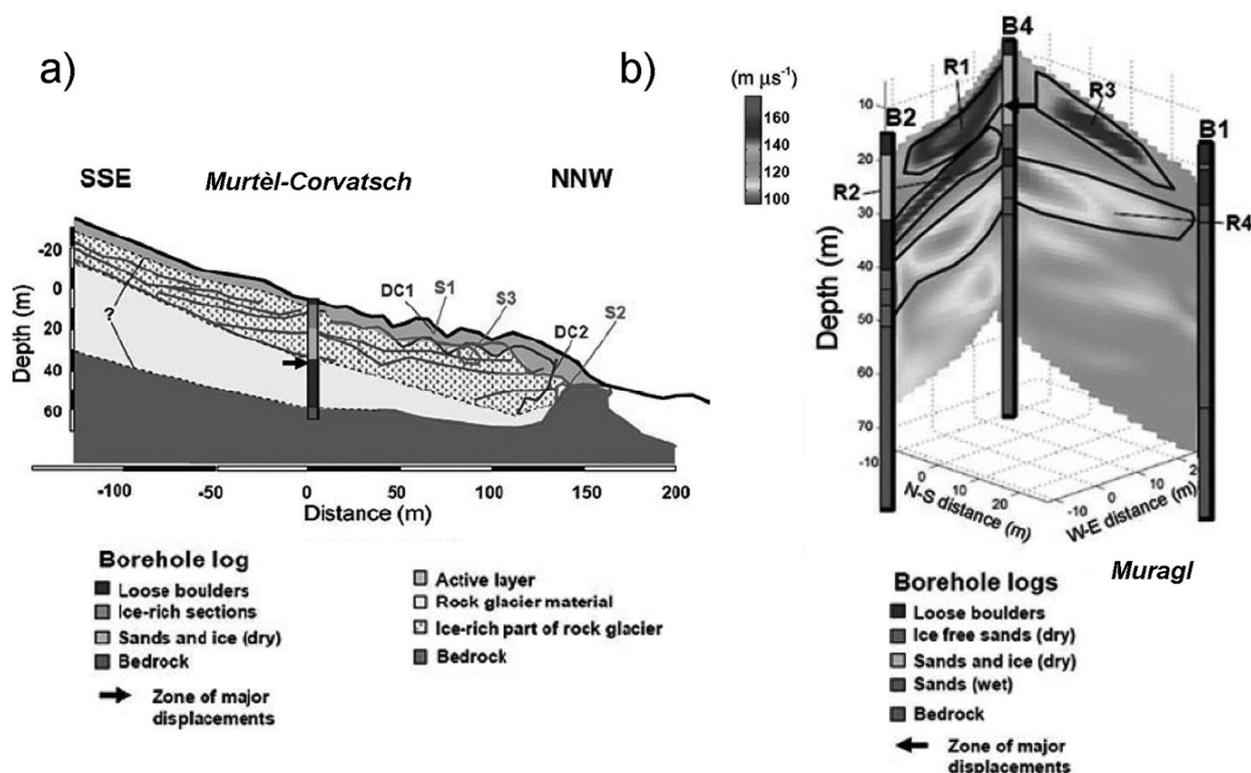


Figure I-10 : Comparaison entre les résultats de sondages géophysiques 2D (tomographie électrique, tomographie sismique, géoradar) et les informations des forages : a) pour le glacier rocheux de Murtèl-Corvatsch ; b) pour le glacier rocheux de Muragl. D'après Maurer & Hauck [2007]. *Comparison between geophysical soundings results and boreholes information for: a) the Murtèl-Corvatsch rock glacier; b) the Muragl rock glacier.*

Concernant la *dynamique des glaciers rocheux*, là encore la combinaison des données de surface et des informations fournies par les forages est une source d'enseignement extrêmement riche. Les travaux de Kääh, synthétisés dans son habilitation [Kääh, 2005], constituent ainsi un apport considérable dans la connaissance des mécanismes de fluage du pergélisol de montagne. Ils ont visé à reconstituer,

principalement par les techniques photogrammétriques, les champs de déplacements superficiels des glaciers rocheux. Sur le glacier rocheux de Murtèl-Corvatsch, l'écoulement de la masse détritique gelée est clairement visualisé (fig. I-11), ainsi que ses variations horizontales dont dépend la topographie de surface (bourelets et sillons).

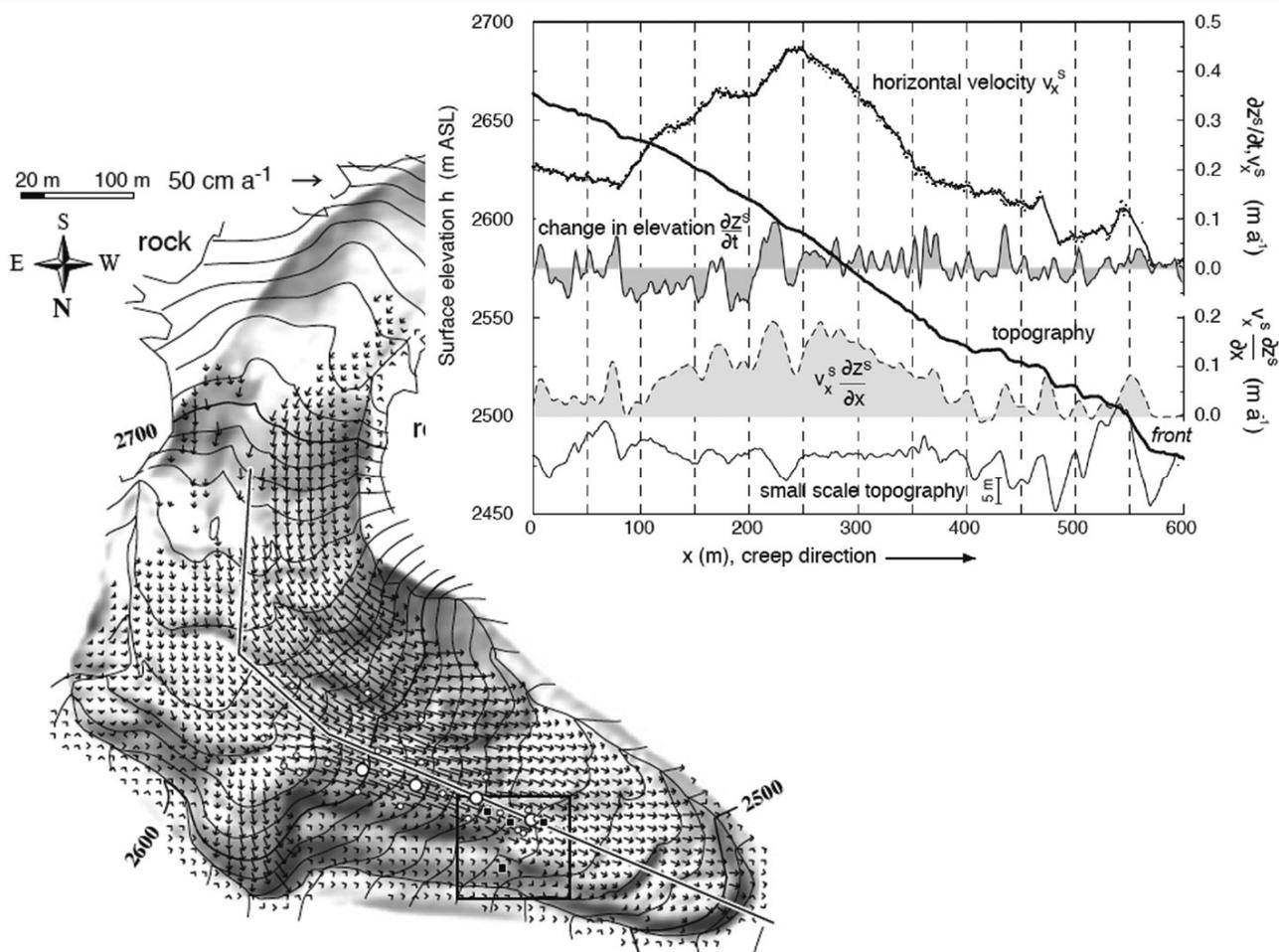


Figure I-11 : Cartographie des vitesses horizontales annuelles moyennes du glacier rocheux de Muragl, durant la période 1981-1994 (à droite) ; à gauche, profil longitudinal (trait noir sur la carte) de différentes quantités cinématiques montrant les caractéristiques de l'écoulement. D'après Käab [2005]. Right: map of the mean annual horizontal velocities on Muragl rock glacier during the 1981-1994 period; left: longitudinal profile (black line on the map) of selected kinematic quantities showing some characteristics of the creeping rock glacier flow.

Les travaux de Arenson [2002], Arenson *et al.* [2002] rassemblent les résultats les plus récents sur les déformations internes que subit le mélange glace/débris qui forme le corps des glaciers rocheux. A partir des données inclinométriques de différents forages réalisés sur trois glaciers rocheux (Murtèl-Corvatsch, Muragl, Pontresina-Schafberg), ces auteurs montrent :

- que 59 à 97% de la déformation (horizontale et verticale) totale du glacier rocheux se produit au sein d'une bande de cisaillement de quelques décimètres d'épaisseur (fig. I-12) ;

- que la résistance au cisaillement est influencée par la teneur en glace, la granulométrie, la température ;
- que la topographie du lit sur lequel évolue le glacier rocheux est également importante, et peut permettre, sur des pentes suffisamment fortes, un glissement basal ;
- que, dans un pergélisol en cours de dégradation, la zone de cisaillement devrait remonter vers la surface, la rendant plus dépendante des fluctuations climatiques saisonnières.

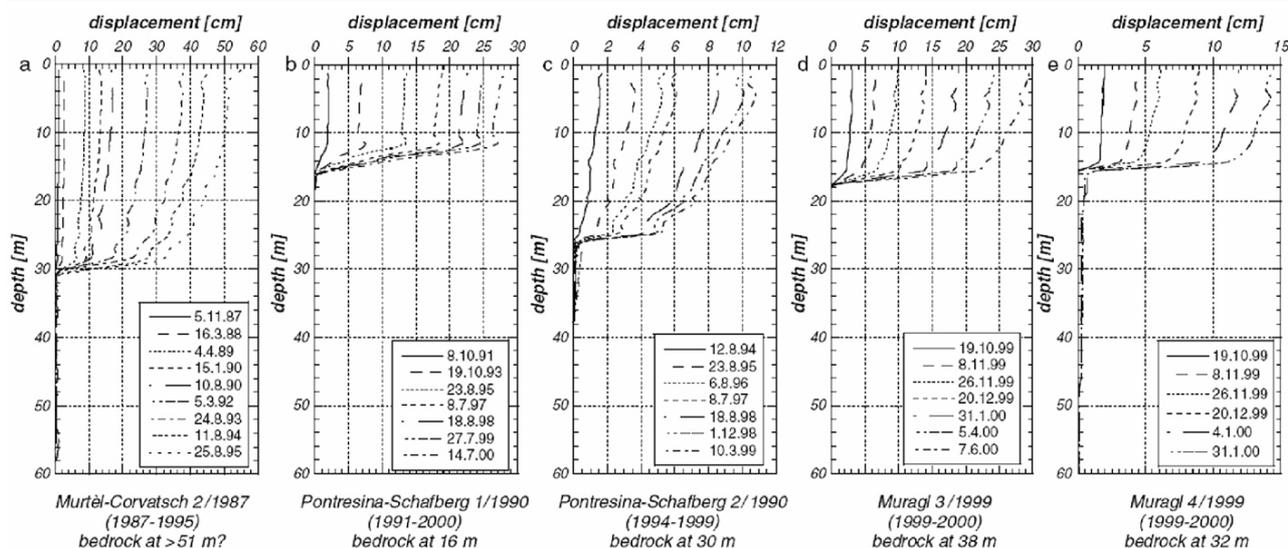


Figure I-12 : profils verticaux de déplacements horizontaux enregistrés dans les différents forages des glaciers rocheux de Murtèl-Corvatsch, Muragl et Pontresina-Schafberg. D'après Arenson *et al.* [2002]. Vertical profiles of horizontal displacement on the Murtèl-Corvatsch, Muragl and Pontresina-Schafberg rock glaciers boreholes.

Enfin, des travaux récents ont permis de préciser les mécanismes d'avance des glaciers rocheux. Tout d'abord, Leysinger Vieli & Gudmundsson [2003] ont démontré par des modèles numériques que la progression du front d'un glacier rocheux est indépendante de la transmission des contraintes horizontales, autrement dit le comportement

du corps du glacier rocheux (extension, compression en fonction de la pente) n'influence pas celui de son front. Par ailleurs, ces auteurs pensent également que le mécanisme d'écoulement par « over-riding », connu pour les glaciers froids, ne subissant pas de glissement basal, est valable pour les glaciers rocheux (fig. I-13).

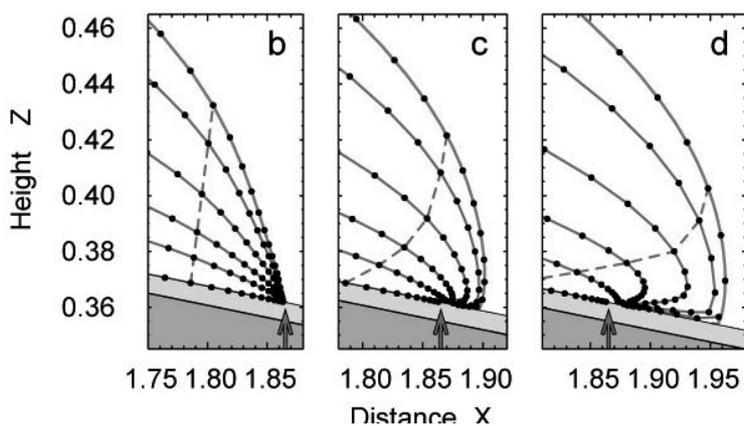


Figure I-13 : modélisation de la progression du front d'un glacier par écoulement « over-riding ». (sans glissement basal) D'après Leysinger Vieli [2004]. Modelling of the rock glacier front advance by "over-riding" flow.

Ce dernier point semble confirmé par les résultats récents de Kääh & Reichmuth [2005], dont les mesures de mouvements de balises implantées sur le front de deux glaciers rocheux montrent que le matériel qui transite à la surface des glaciers rocheux est progressivement incorporé au bas du corps de pergélisol en mouvement (cinématique

similaire à un tapis roulant). Kääh [2005] a par ailleurs calculé que l'avance des glaciers rocheux (pour lesquelles de telles mesures sont disponibles) est comprise entre 15 et 50% des vitesses de surface au-dessus du front.

## 2.2. La prospection du pergélisol de montagne

La détection du pergélisol de montagne a pendant un temps été limitée à la seule observation géomorphologique des glaciers rocheux et de certains sols structurés typiques. Toutefois, les problèmes de convergence morphologique entre des formes aux origines différentes [Fort, 2003], ainsi que les difficultés d'appréhender l'intérieur de ces formes et le déficit de connaissances des processus qui les façonnent ont rapidement incité à la mise en œuvre d'autres méthodes.

King *et al.* [1992] proposent une synthèse toujours valable des principales méthodes<sup>11</sup> de prospection du pergélisol de montagne. Les *méthodes directes* vont du simple trou creusé à la pelle au forage mécanique instrumenté, en passant par la collecte d'observations réalisées lors de travaux d'aménagement. Beaucoup plus variées, les *méthodes indirectes* consistent à déterminer :

- i) les caractéristiques physiques, telles que l'épaisseur de la couche active (mesurée avec une pointe enfoncée dans un sol fin) ou la teneur ou l'épaisseur de la glace du sol (par la résistivité électrique, la sismique ...);
- ii) les caractéristiques thermiques, telle que la température d'équilibre hivernal de l'interface sol/neige ou la température à différentes profondeurs (par des capteurs installés manuellement ou dans un forage).

---

<sup>11</sup> Les méthodes utilisées dans la thèse sont décrites plus en détail dans le chapitre III.

## 2.3. La régionalisation du pergélisol de montagne

L'étude de la distribution du pergélisol de montagne, et non plus seulement sa prospection à l'échelle locale, démarre avec les travaux de Barsch [1978], Gorbunov [1978] et Haeberli [1975 ; 1978], combinant des approches géomorphologiques et des données géophysiques diverses. Ces recherches se focalisant sur les ceintures de pergélisol discontinu (proportion des terrains concernés par le pergélisol comprise entre 30 et 80% des surfaces totales, cf. [Harris, 1988]) et sporadique (proportion < 30%), le tracé d'une limite inférieure du pergélisol reste illusoire. Barsch [1978] propose cependant d'utiliser l'altitude minimale atteinte par les glaciers rocheux actifs, en ubac (NW-N-NE) comme indicateur de la limite inférieure du pergélisol discontinu.

Le premier effort abouti de spatialisation est venu de Keller [1992] qui, reprenant les altitudes limites inférieures proposées par Haeberli [1975 ; 1985], implémente dans un SIG un module (PERMAKART) de cartographie automatique de la distribution du pergélisol sur la base de MNT. Le modèle PERMAKART reste cependant complètement empirique et dépendant de données acquises localement. Ces dernières se multipliant en Suisse, la première carte du pergélisol des Alpes Suisses (fig. I-14) est réalisée quelques années plus tard [Keller, 1998].

Dans le même temps, Funk & Hoelzle [1992], Hoelzle [1992], Haeberli *et al.* [1993] ont proposé un modèle statistico-empirique (PERMAMAP), calibré et validé par des données de terrain, simulant la température du sol (en réalité la température à l'interface sol/neige durant l'équilibre hivernal, dite BTS, voir chap. II, § 2.3) en fonction de la température de l'air et de la radiation solaire potentielle. Ce modèle (fig. I-15) permet de prédire l'existence du pergélisol à des altitudes relativement basses dans des lieux très ombragés par le relief encaissant.

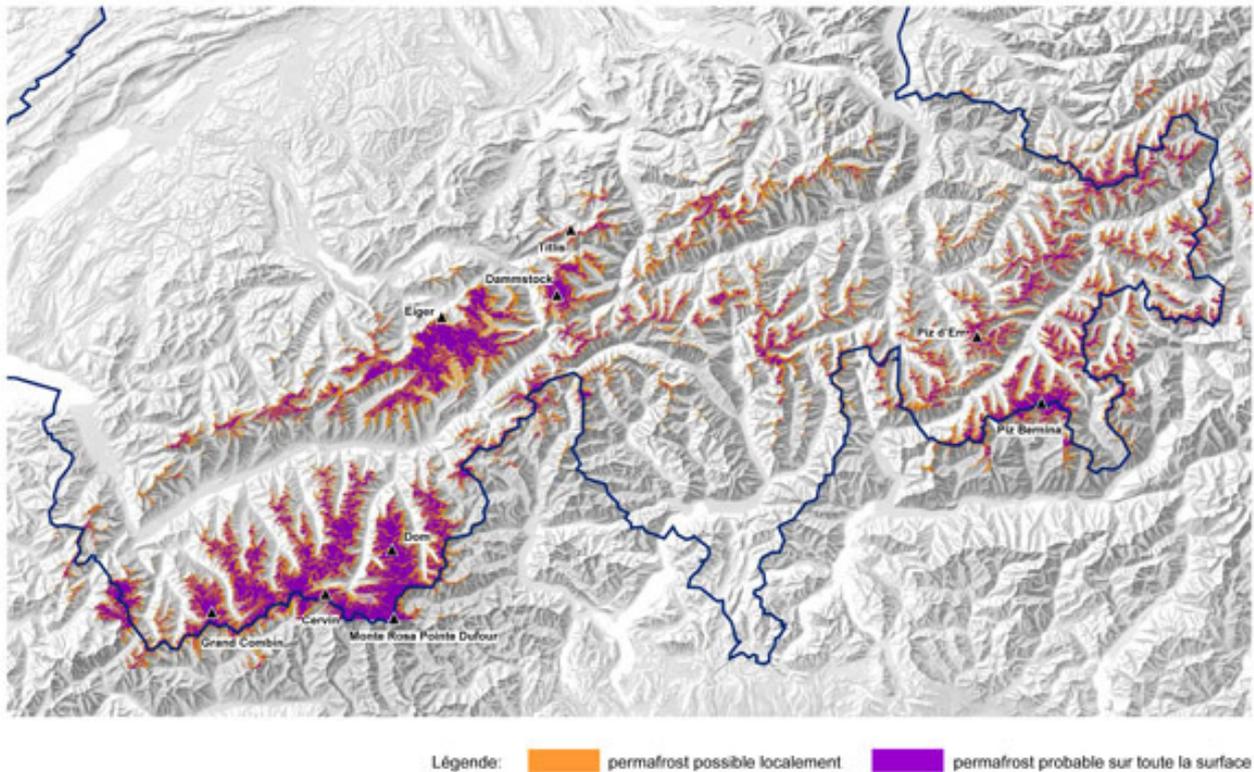


Figure I-14 : Carte du pergélisol (possible et probable) des Alpes Suisses. D'après Keller [1998]. *Map of the permafrost distribution within the Swiss Alps.*

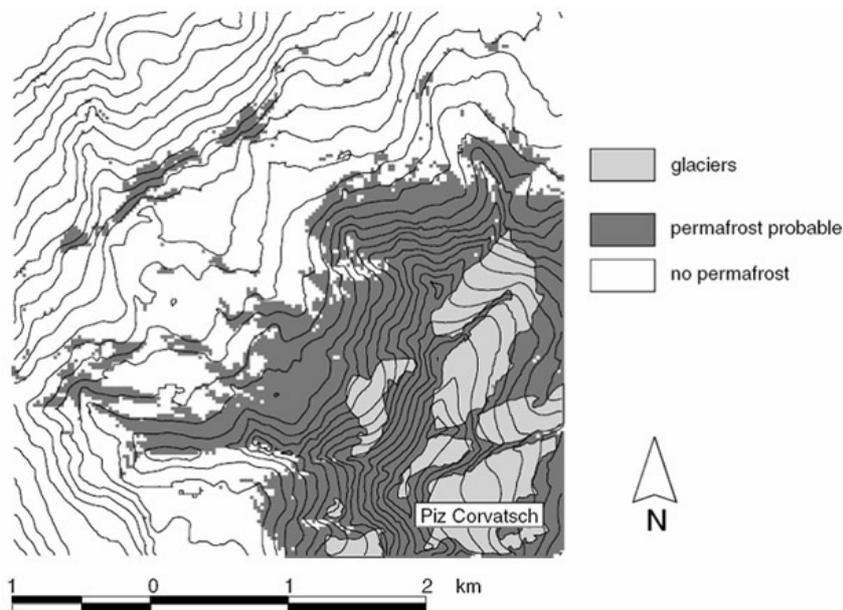


Figure I-15 : Distribution du pergélisol dans le secteur de Corvatsch-Furtschellas, Alpes Suisses, d'après le modèle PERMAMAP. D'après Hoelzle et al. [2001]. *Permafrost distribution in the Corvatsch-Furtschellas area, Swiss Alps, modelled with PERMAMAP.*

Des approches statistiques plus élaborées, basées entre autre sur des modèles logistiques permettant de quantifier la probabilité d'occurrence du pergélisol, ont été proposées par Janke [2005], Lewkowick &

Ednie [2004] et Brenning & Trombotto [2006] dans diverses régions du monde. Ces modèles, utilisant un grand nombre de paramètres « prédicteurs » et un jeu de données de validation, valables localement,

mettent en évidence la nécessité de prendre en compte les processus physiques à l'origine du pergélisol, en premier lieu le bilan d'énergie à la surface des sols de montagne [Hoelzle *et al.*, 2001].

Couplant un MNA et un modèle physique, Guglielmin *et al.* [2003] ont ainsi utilisé un SIG pour prédire la distribution du pergélisol dans un secteur des Alpes Italiennes. La démarche ne prend en compte que les flux de chaleur sensible et est fortement contrainte par les données d'entrée du modèle : uniquement la température moyenne mensuelle de l'air et une estimation simplifiée de l'épaisseur moyenne mensuelle du manteau neigeux.

L'évolution majeure des modèles de distribution du pergélisol prenant en compte les processus physiques s'est produite avec les travaux de Stocker-Mittaz [2002]. Cette dernière a utilisé les données d'une station météorologique (implantée sur le glacier rocheux de Murtèl-Corvatsch), mesurant les quatre principaux composants du bilan radiatif ( $K\downarrow$ ,  $K\uparrow$ ,  $L\uparrow$ ,  $L\downarrow$ , cf. §1.2), pour calibrer

un modèle numérique (PERMEBAL) reproduisant l'ensemble des flux d'énergie verticaux (les flux latéraux, convectifs ne sont pas inclus) et, par suite, la température de surface. Malgré les incertitudes liées à la répartition spatio-temporelle du manteau neigeux, la validation avec des valeurs BTS mesurées a montré que presque 80% des données étaient correctement reproduites [Stocker-Mittaz *et al.*, 2002].

Une version améliorée de PERMEBAL a été mise au point par Gruber [2005]. Le modèle TEBAL s'est montré extrêmement robuste pour simuler la température de surface à l'échelle journalière, en particulier à la surface des parois rocheuses raides (fig. I-16), lesquelles sont peu influencées par le manteau neigeux [Gruber *et al.*, 2004b].

Couplant le modèle TEBAL avec un modèle de simulation des flux de chaleur dans un massif rocheux, Noetzli *et al.* [2005] ont ainsi proposé des reconstructions 3D des champs de températures dans les parois rocheuses d'altitude (fig. I-17).

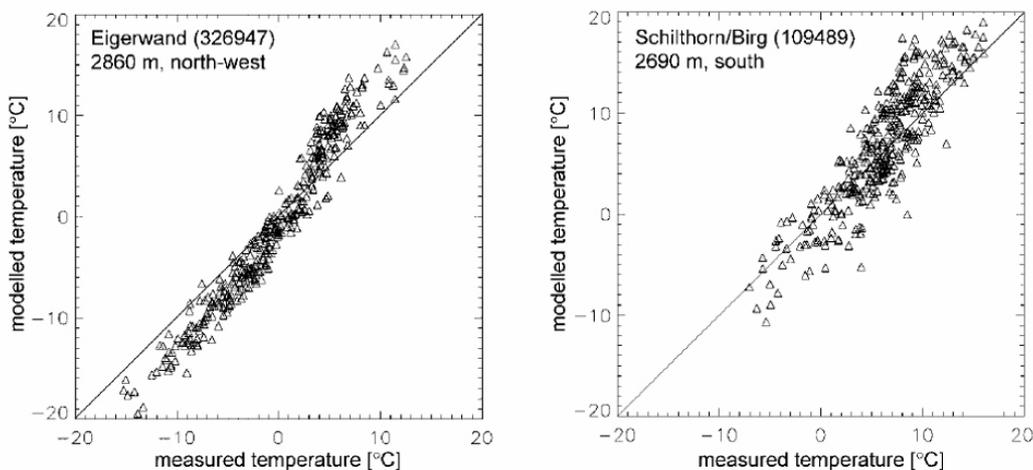


Figure I-16 : Comparaison entre les températures journalières modélisées par le modèle TEBAL et celles mesurées sur deux parois des Alpes Suisses. D'après Gruber *et al.* [2004b]. *Daily temperatures modelled with TEBAL model as compared to the measured ones on two rockfaces in the Swiss Alps.*

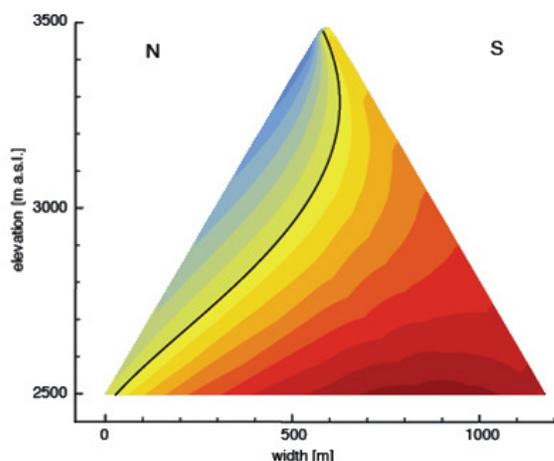


Figure I-17 : Isothermes moyennes dans une coupe N-S d'un massif rocheux de géométrie idéalisée (la ligne noire correspond à l'isotherme 0°C, soit à la base du pergélisol). D'après Noetzli *et al.* [2005]. *Averaged isotherms within a N-S cross-section of an idealised topography (the black line is the 0°C isotherm, i.e. the permafrost base).*

Ces auteurs ont montré que la distribution du pergélisol dans les hautes montagnes rocheuses est fortement influencée par la topographie (pente, présence d'arêtes, d'éperon ...) et par l'exposition des massifs rocheux. Les flux de chaleur les plus importants semblent ainsi se trouver près des sommets et sur les faces les plus froides, et, plus particulièrement, près des limites inférieures du pergélisol, posant la question de la sensibilité thermique du pergélisol de paroi face au réchauffement climatique. Les échelles de temps impliquées dans la dégradation du pergélisol sont typiquement de l'ordre du millénaire, et il n'est alors pas exclu que certaines parois rocheuses soient encore influencées par le refroidissement du PAG [Noetzli *et al.*, 2007].

#### 2.4. Le suivi du pergélisol de montagne

Les temps de réponse du pergélisol aux modifications climatiques varient, selon les éléments considérés (vitesses de fluage en surface, épaisseur de la couche active, température au toit du pergélisol, température du pergélisol, épaisseur du pergélisol ...), de quelques années à plusieurs siècles. L'importance du changement climatique en cours nécessite donc de mettre en œuvre des réseaux de suivi sur le long terme [Kääb *et al.*, 2006b ; Matsuoka, 2006].

Sous les auspices de l'International Permafrost Association (IPA), le Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P) fédère, depuis 1999, la majorité des initiatives de suivi à long terme de la couche active et de

l'état thermique du pergélisol [Burgess *et al.*, 2000].

Si des efforts ont été entrepris depuis plusieurs décennies pour suivre le pergélisol aux hautes latitudes (voir par ex. [Etkin *et al.*, 1988 ; Walsh, 1995]), en montagne, les travaux sont plus récents et ont surtout pris corps autour du forage de Murtèl-Corvatsch [Haeberli *et al.*, 1993b]. Par la suite, l'impulsion déterminante pour la mise en œuvre de suivi dans les montagnes européennes a été le projet Permafrost And Climate in Europe (PACE, voir [Harris *et al.*, 2001]). Des programmes locaux existent également (voir par ex. Marchenko [2003] en Russie<sup>12</sup>, Trombotto *et al.* [1997] en Argentine, Francou & Reynaud [1992] en France ou Delaloye [2004] et Lambiel [2006] en Suisse), et, pour la Suisse, l'ensemble des suivis est structuré par le réseau PERmafrost MONitoring Switzerland (PERMOS, voir [Delaloye, 2001a ; Vonder Mühl *et al.*, 2004]).

Le réseau PERMOS est basé sur trois éléments de suivi :

- (1) Les forages, qui fournissent des données de températures dans le sol

<sup>12</sup> En réalité, les travaux des chercheurs russes en Asie centrale sur le pergélisol de montagne sont extrêmement abondants, et ont débuté dans les années 60, en particulier sous l'impulsion de A. P. Gorbunov et des membres du « Kazakh Alpine Permafrost Laboratory », appartenant à l'Institut du Permafrost de Yakoustk. Les résultats de ces recherches, incluant plusieurs dizaines de forages (particulièrement dans les Tien Shan, Kazhakstan), sont malheureusement rarement traduits du Russe, et ces recherches sont aujourd'hui en partie abandonnées.

et de déformation lorsque de la glace est présente ;

- (2) Les mesures de surface, en particulier la température à l'interface sol/neige (BTS), les mesures thermiques en continu et le développement du manteau neigeux (épaisseur et durée) ;
- (3) Les photographies aériennes, qui permettent le suivi, à intervalles de temps variables, des mouvements de la surface du pergélisol riche en glace.

Notons qu'en France, un réseau de suivi tente depuis peu de se constituer afin, d'une part, de fédérer les efforts entrepris en différents sites des montagnes françaises (par ex. [Cécillon *et al.*, 2004 ; Monnier, 2004 ; Bodin, 2005a]), et, d'autre part, d'instrumenter plusieurs sites de mesures à différents niveaux d'altitude [Schoeneich *et al.*, 2007].

### 3. Le pergélisol de montagne face au réchauffement climatique

L'évolution du climat depuis la fin du Petit Age Glaciaire, et plus encore le changement induit par les rejets anthropiques massifs de gaz à effet de serre au cours des dernières décennies, modifient le fonctionnement des géosystèmes de montagne. Si les modifications les plus flagrantes sont sans doute le recul des glaciers et la reconquête végétale, la réaction du pergélisol risque également de provoquer des déséquilibres sensibles, notamment concernant la stabilité des versants ou le fonctionnement hydrologique des bassins versants.

#### 3.1. Les mécanismes de dégradation du pergélisol

En simplifiant le système, le pergélisol est soumis à ses limites à deux flux de chaleur, l'un, relativement faible, mais constant dans le temps et l'espace, provient de la chaleur géothermique de la Terre et se propage vers la surface, l'autre, beaucoup plus intense et variable, provient de l'atmosphère et fluctue de manière cyclique (la chaleur pénètre dans le sol en été, et s'en échappe en hiver).

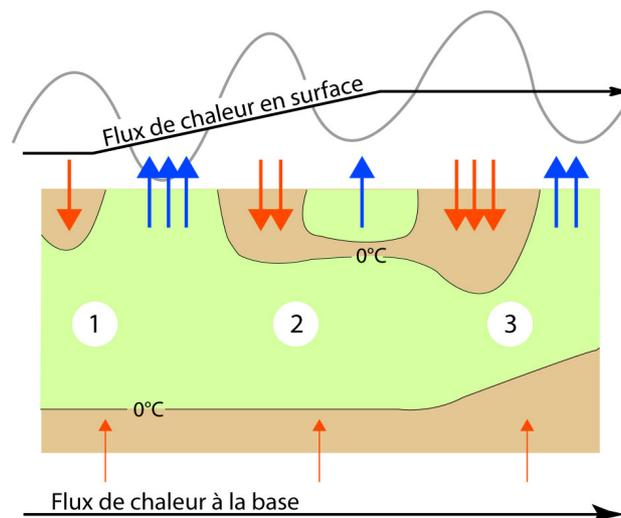


Figure I-18 : Evolution thermique simplifiée du pergélisol sous l'effet d'un réchauffement de la surface (flèche : flux de chaleur, rouge = conduisant à un réchauffement du sol, bleu = conduisant à un refroidissement ; le temps s'écoule de gauche à droite ; voir le texte pour les explications). *Simplified thermal evolution of permafrost under a warming of the surface (time is flowing from left to right; see text for explanation).*

Selon ce schéma (fig. I-18), un réchauffement de la surface, surimposé aux oscillations saisonnières et maintenu pendant un temps suffisamment long, se traduira par la dégradation du pergélisol, selon trois modalités principales, successives (1 et 2) ou concomitantes (2 et 3) :

- 1) un réchauffement des parties superficielles du pergélisol, et un épaissement de la couche active ;
- 2) un réchauffement du corps du pergélisol, avec la formation de taliks (corps résiduels non gelés à la base de la couche active) ;
- 3) un réchauffement de la base du pergélisol, qui se maintient à 0°C si de la glace en fusion est présente, puis la fonte de la base du pergélisol.

Ce mécanisme de dégradation est très clairement illustré par les travaux de Marchenko *et al.* [2006] qui ont modélisé, à partir des températures de l'air (+0,006 à 0,032°C/a durant les 70 dernières années), l'évolution des températures du pergélisol de

1880 à nos jours sur différents sites des montagnes du Tien Shan (Asie Centrale). Sur les sites les plus sensibles, le réchauffement a provoqué la disparition du pergélisol (fig.I-19). Sur les autres sites, le réchauffement du sol est de 0,3 à 0,6°C sur les trente dernières

années et s'accompagne d'un épaissement moyen de la couche active de 23%. Selon ces mêmes auteurs, les limites inférieures du pergélisol ont pu remonter de 150 à 200m en altitude, entraînant une diminution de 18% des surfaces concernées.

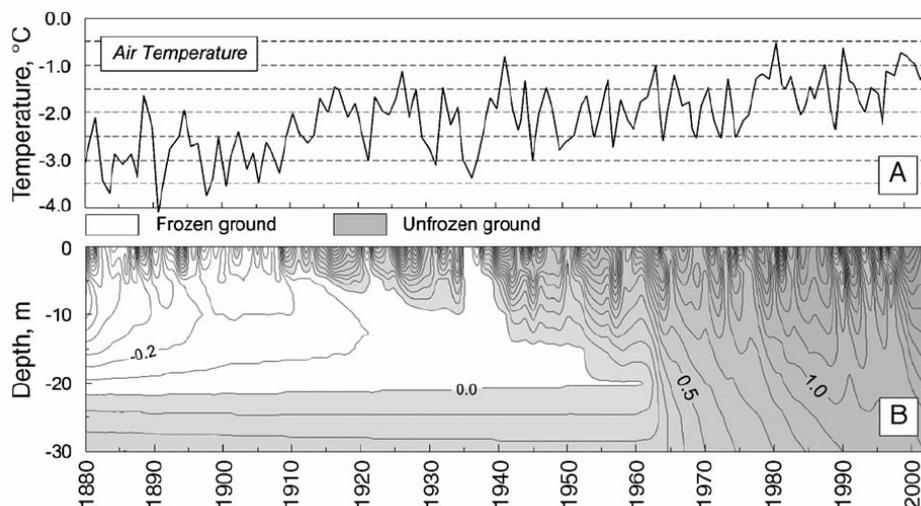


Figure I-19 : Températures de l'air mesurées à 3000m, dans les montagnes Tien Shan, et températures du sol calculées pour la période 1880-2004 sur le même site. D'après Marchenko *et al.* [2006]. *Coupled evolution of measured air temperature and modelled ground temperatures between 1880 and 2004 at a 3000m elevation site within the Tien Shan Mountains.*

De même, dans les Alpes, l'augmentation de la température annuelle moyenne de l'air (+0,01°C/an entre 1900 et 2000 dans les Alpes d'après Casty *et al.* [2005], +0,02 à 0,04°C/an entre 1960 et 2006 dans le secteur Oisans-Briançonnais, cf. chap. III § 3.3) a des répercussions sur le pergélisol de montagne. Les preuves en sont l'augmentation de 0,025°C/an mesurée à 19m de profondeur dans le forage de Murtèl-Corvatsch depuis 1987 (fig.I-4), ainsi que les inflexions constatées entre 20 et 40m de profondeur dans les profils thermiques des forages profonds du projet PACE (fig. I-20).

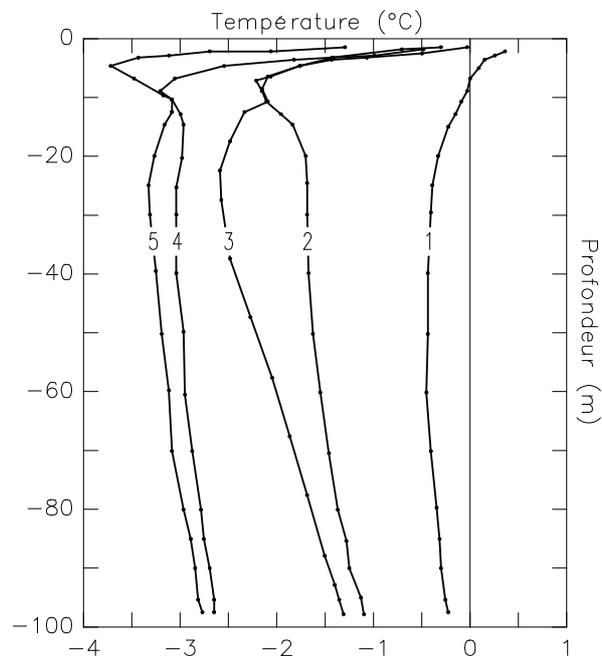


Figure I-20 : Profils thermiques des forages du projet européen PACE (données : Harris *et al.* [2003]) ; 1 : Schilthorn, Suisse, 2900m ; 2 : Stelvio, Italie, 3000m ; 3 : Stockhorn, Suisse, 3410m ; 4 : Jovvasshoe, Norvège, 1894m ; 5 : Tarfalaryggen, Suède, 1540m. *Geothermal profiles of some boreholes of the PACE project network.*

Toutefois, l'évolution de la température du sol en montagne n'est pas qu'une simple fonction de la température de l'air et de la radiation solaire, et la réponse thermique du pergélisol au réchauffement climatique est par conséquent loin d'être linéaire. Divers facteurs, de nature très différente et intervenant à des niveaux variables, peuvent différer et complexifier la mise en place d'un nouvel équilibre climatique :

- Le manteau neigeux, très hétérogène à l'échelle d'un versant, ainsi que d'une année à l'autre, peut protéger le sol du refroidissement en début de saison hivernale, et/ou, à l'inverse, empêcher son réchauffement durant l'été. A court terme, la variabilité de l'enneigement (dépendant à la fois de la température de l'air, des précipitations et de la redistribution de la neige par le vent et les avalanches) peut facilement occulter les effets du réchauffement atmosphérique, comme l'ont illustré les enregistrements à Murtèl-Corvatsch (fig. I-4) au milieu des années 1990, ou, à l'inverse, les accroître, comme le suggèrent les données recueillies à Laurichard (cf. chap. IX).
- Le retrait glaciaire peut mettre à jour des surfaces autrefois isolées par la glace, et ainsi protégées du froid atmosphérique, dans lesquelles pourra alors se développer un pergélisol comme cela a été constaté dans certains sites (voir par ex. [Delaloye *et al.*, 2003a]).
- La nature des premiers mètres du sol est également primordiale. En particulier, les mécanismes de circulation d'air au sein des accumulations détritiques grossières, peuvent abaisser de plusieurs degrés la température du milieu (cf. § 1.3).
- D'autre part, le flux de chaleur transmis par conduction s'affaiblit nécessairement avec la profondeur, où le surplus calorifique initialement apporté en surface ne contribue alors que modestement à un changement

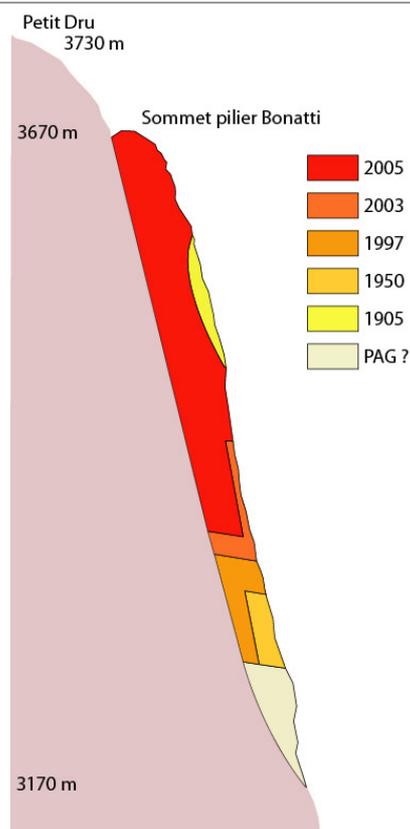
de température (cf. § 1.2). De cette manière, le temps de réponse du pergélisol est plus ou moins différé, et peut atteindre plusieurs centaines d'années.

- Enfin, l'évolution des propriétés physico-thermiques du sol en profondeur, et particulièrement en présence de glace, va modifier sa diffusivité. Ainsi, l'absorption de chaleur latente par la fusion de la glace va amortir considérablement la progression de l'onde de chaleur.

La dégradation thermique du pergélisol pourra se traduire par des modifications sensibles du fonctionnement des environnements, potentiellement dommageables pour les activités humaines, lorsqu'elle entraînera la fonte de la glace contenue dans le sol. En haute montagne, ce phénomène risque de déstabiliser deux types de milieux : les parois rocheuses non englacées et les formations superficielles.

### 3.2. La déstabilisation des parois supraglaciaires

Si Wegmann, Gudmundsson *et al.* [1998] ont montré que le retrait glaciaire a pu provoquer une modeste aggradation du pergélisol dans les parois rocheuses contre lesquelles s'appuyaient les glaciers, Haerberli, Wegmann *et al.* [1997], Gruber, Hoelzle *et al.* [2004a] insistent sur la dégradation probable du pergélisol de paroi sous l'effet du réchauffement climatique. Davis, Hamza *et al.* [2001] ont ainsi prouvé, par des modèles analogiques, que l'augmentation des températures de la glace dans les fissures est susceptible d'être un facteur de déstabilisation des parois rocheuses. Dramis *et al.* [1995], Noetzi *et al.* [2003] Fischer *et al.* [2006] ou encore Ravel *et al.* [2007] estiment quant à eux que certains événements catastrophiques intervenus dans les Alpes durant ces dernières décennies pourraient être la conséquence de la fonte du pergélisol de paroi (fig. I-21).



**Figure I-21 : Evolution, au cours du XX<sup>ème</sup> siècle, des volumes affectés par des écoulements sur la paroi NW du Petit Dru, massif du Mont Blanc. D'après Ravanel *et al.* [2007]. Evolution of the volumes affected by rockfall during the 20th century on the NW face of the Petit Dru.**

En effet, les mesures dans les forages [Isaksen *et al.*, 2000 ; Isaksen *et al.*, 2001 ; Harris *et al.*, 2003] autant que les modèles [Gruber *et al.*, 2004a ; Noetzli *et al.*, 2005] confirment le réchauffement des massifs rocheux, et donc l'approfondissement de la couche active, augmentant les volumes de paroi susceptibles d'être déstabilisés. Par ailleurs, de plus en plus d'observations [Deline & PERMAdataROC, 2007] confirment la présence de glace dans les fractures d'éboulements en haute montagne, dont la fonte a pu supprimer le rôle de ciment et augmenter la pression interstitielle de l'eau [Davies *et al.*, 2001].

### 3.3. La déstabilisation des accumulations détritiques glacées

Le réchauffement du pergélisol riche en glace contenu dans les matériaux meubles est

susceptible de provoquer deux types de déséquilibres :

- une recrudescence des laves torrentielles (voir [Zimmermann, 1990 ; Haeberli, 1992 ; Haeberli *et al.*, 1993a ; Haeberli, 1994 ; Rebetez *et al.*, 1997]) ;
- une augmentation des vitesses de fluage (voir [Ikeda, 2004 ; Lambiel & Delaloye, 2004 ; Thibert, 2004 ; Kaufmann *et al.*, 2005 ; Roer *et al.*, 2005a ; Roer *et al.*, 2005b ; Delaloye *et al.*, 2006 ; Haeberli *et al.*, 2006 ; Hausmann *et al.*, 2006 ; Kääh *et al.*, 2006a ; Kääh *et al.*, 2006b ; Perruchoud & Delaloye, 2006 ; Bodin *et al.*, in progress]).

#### 3.3.1. L'augmentation des laves torrentielles : un réajustement du système hydro-gravitaire

La dégradation du pergélisol entraîne, à court et moyen terme (quelques années à quelques décennies, [Haeberli *et al.*, 1993a]), un épaissement de la couche active, et donc une fonte du toit du pergélisol. Ceci a pour conséquences d'augmenter la quantité de matériaux mobilisables, de déstabiliser ces matériaux (le temps qu'ils se réarrangent en fonction des vides causés par la fonte de la glace « thaw settlement ») et, lors d'épisodes météorologiques intenses (averses orageuses), de libérer des eaux de fusion (glace proche du point de fusion).

Dans des configurations favorables (topographie, géologie, hydrologie, contexte glaciaire ...), le réchauffement du pergélisol est donc un facteur « actif » de déclenchement de laves torrentielles, surtout par la fourniture de matériaux peu stables [Lugon, 1996]. Zimmermann [1990], Zimmermann & Haeberli [1992] ont ainsi montré qu'une partie des laves torrentielles qui se sont produites durant l'été 1987 dans les Alpes suisses possédait des zones de déclenchement en contexte de pergélisol. De même, Lugon [1995], Rebetez, Lugon *et al.* [1997] ont démontré que certaines des laves torrentielles qui ont affecté le bassin versant du Ritigraben (Valais suisse) se sont déclenchées directement au front d'un glacier

rocheux actif, localisé sur une forte pente. Plus proche de nous, la lave torrentielle de l'été 2005 aux Contamines-Montjoie (Haute Savoie, France, voir [Compagnon, 2006]) s'est déclenchée dans un secteur raide où de la glace a pu être observée dans le sol.

### 3.3.2. L'accélération des vitesses de fluage du pergélisol

Le schéma classique de réponse des glaciers rocheux à un réchauffement climatique, que défend par exemple Barsch [1996], suggère une désactivation des glaciers rocheux, c'est-à-dire un affaiblissement de la dynamique de fluage, au fur et à mesure de la baisse de la teneur en glace.

Or, comme le montrent Käab, Isaksen *et al.* [2002], sur la base d'une comparaison entre des glaciers rocheux au Svalbard et des

glaciers rocheux alpins et en se fondant sur la loi de Glen (cf. chap. II, § 1.4.2), l'augmentation (non-linéaire) des déformations du mélange glace/débris (pour autant qu'il soit sur-saturé en glace et à des températures proches du point de fusion) sous l'effet de l'élévation de la température peut compenser la moindre déformabilité liée à la baisse de la teneur en glace. Autrement dit, l'inactivation des glaciers rocheux pourrait en réalité passer par une phase d'accélération des vitesses de fluage, avant un ralentissement effectivement provoqué par les frottements croissants entre les débris rocheux.

De nombreuses observations récentes semblent en tout cas confirmer cette hypothèse, en témoigne l'augmentation généralisée des vitesses observées sur la plupart des glaciers rocheux alpins (fig. I-22).

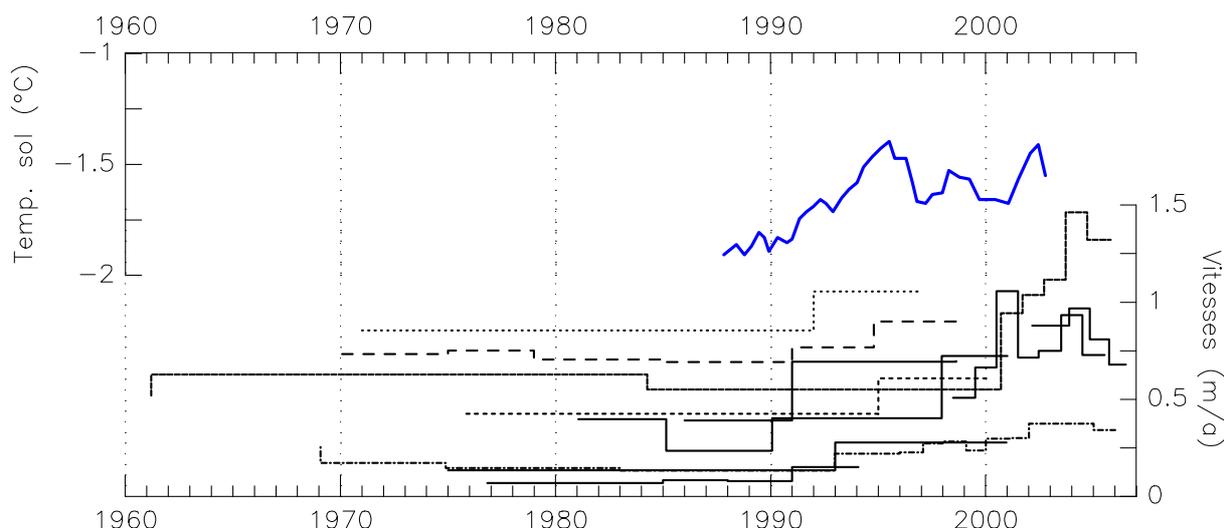


Figure I-22 : Evolution, au cours des cinq dernières décennies, des vitesses moyennes de surface de divers glaciers rocheux alpins, et de la température du sol à 19m de profondeur dans le forage de Murtèl-Corvatsch. Données de vitesses tirées de Kaufmann *et al.* [2006], Hausmann *et al.* [2006b], Käab *et al.* [2005], Perruchoud & Delaloye [2006] et données thermiques de Vonder Mühl *et al.* [2004]. Evolution, during the last five decades, of the surface velocity of various monitored rock glaciers in the Alps, and the ground temperature at the Murtèl-Corvatsch borehole (-19m).

L'exemple récent de la rupture du glacier rocheux du Bérard (Alpes de Haute Provence), survenue durant l'été 2006 (fig. I-23), vient également illustrer le caractère potentiellement brutal des mécanismes de dégradation du pergélisol, particulièrement lorsqu'ils sont associés à d'autres processus (comme c'est le cas au Bérard, où le glissement de terrain sur lequel repose le

glacier rocheux s'est vraisemblablement réactivé).



**Figure I-23 : Glacier rocheux du Bérard (Alpes de Haute Provence) après sa rupture polyphasée survenue durant l'été 2006. Les parties allongées sombres correspondent à la zone d'arrachement, d'où est partie la masse glissée (vers la droite de l'image). The Bérard rockglacier (Alpes de Haute Provence, France) after its breaking-up occurred during the summer 2006.**

S'il reste délicat de formuler un lien explicite entre le réchauffement climatique et l'accélération des glaciers rocheux [Roer *et al.*, 2005a], les données du forage de Murtèl-Corvatsch confirment néanmoins que le sol se réchauffe. Or, Käab *et al.* [2006b] ont montré, par un modèle couplant la diffusion thermique dans le sol à la déformation de la glace selon sa température, que pour un sol passant de -1 à 0°C l'augmentation des vitesses de surface est de 50 à plus de 100% selon la pente. Reste que l'influence de certains paramètres, tels que l'épaisseur du manteau neigeux, l'hydrologie des glaciers rocheux ou les propriétés rhéologiques des sols gelés limitent le réalisme des modèles et des temps de réponse proposés.

---

*Le pergélisol est un phénomène complexe dont les conditions d'existence et de maintien sur le long terme sont dictées par les variations, spatiales et temporelles, des paramètres climatiques. En montagne, sa présence au sein des dépôts détritiques est délicate à déterminer tant les contextes géologiques, topographiques ou géomorphologiques peuvent être variables. Pour autant, la manifestation la plus visible du pergélisol alpin, le glacier rocheux, est l'objet d'études nombreuses, depuis maintenant plusieurs décennies. Les connaissances sur cette géoforme se complètent désormais de travaux plus poussés sur les mécanismes qui contrôlent le fonctionnement des sols gelés. C'est ainsi que les effets du réchauffement climatique de ces vingt dernières années sur le pergélisol peuvent être mieux compris. Des scénarios, et des inquiétudes, commencent également à émerger, et incitent à mieux prendre en compte les conséquences de la dégradation du pergélisol. Parmi les premiers du genre en France, le présent travail se focalise sur l'état, la distribution et l'évolution du pergélisol sur le massif du Combeynot, terrain remarquable par l'abondance des formes liées au pergélisol, dont le seul glacier rocheux français à bénéficier d'un suivi depuis plus de vingt ans.*

---



## Chapitre II – PRESENTATION DU MASSIF DU COMBEYNOT

---

*Support principal de cette étude, le massif du Combeynot (Hautes Alpes) se détache de l'ensemble Ecrins-Pelvoux par une situation géomorphologique originale. En effet, le très faible englacement a permis le développement d'un étage périglaciaire à la fois ample et très expressif dans les paysages. L'abondance des glaciers rocheux, et des modelés associés, révèle d'une part la forte empreinte de la glace de sol dans les dynamiques de versants, et d'autre par la sensibilité morphoclimatique particulière du massif. Cet état géomorphologique est le fruit de conditions géologiques et climatiques spécifiques, exposées dans ce chapitre.*

---

### 1. Le contexte géographique

Outre une accessibilité aisée en (quasiment) toutes saisons, le choix du massif du Combeynot pour la réalisation de ce travail découle en partie des travaux précédents, menés en particulier par B. Francou sur les dynamiques périglaciaires de la combe de Laurichard. Ce dernier a initié de nombreuses études [Francou, 1977 ; Francou, 1981 ; Francou, 1983a ; Francou, 1988 ; Francou, 1997], ainsi que des suivis, dont l'un est toujours en cours [Francou & Reynaud, 1992 ; Francou *et al.*, 1999], et nous renverrons donc fréquemment, dans la présentation du massif, à ses travaux. Plus ponctuellement, V. Jomelli a également étudié certains versants du massif [Jomelli, 1997 ; Jomelli & Francou, 2000], et réalisé, avec D. Fabre, des campagnes de mesures (non publiées) dont nous reprenons certains des résultats.

#### 1.1. Le massif du Combeynot, satellite des Ecrins

Centré sur le 45<sup>ème</sup> parallèle N et autour de 6,4°E, le massif du Combeynot constitue une entité bien individualisée, à l'extrémité NE du massif des Ecrins et du Parc National du

même nom (fig. II-1). D'une superficie de 40km<sup>2</sup> et de forme quasi-circulaire, le massif est cerné à l'ouest et au nord par les vallées de la Romanche et d'un de ses affluents (torrent du Rif du Col du Lautaret), et à l'est et au sud par les vallées de la Guisane et du Petit Tabuc.

Le Col du Lautaret, situé au nord du massif du Combeynot (fig. II-1 et II-2), constitue un axe de communication majeur entre Grenoble et Briançon, et, d'une manière plus générale, entre la France et l'Italie. L'altitude et la situation du col en font un point d'accès privilégié au massif, et permettent en particulier de se rendre rapidement et en toute saison (sauf conditions d'enneigement particulières) sur le site majeur du massif : la Combe de Laurichard. Les deux autres vallons les plus étudiés dans ce travail, vallons de la Route et de Pradiou, sont quant à eux situés côte à côte sur le versant ouest du massif, et l'accès se fait à partir du refuge de l'Alpe de Villar d'Arène, que l'on atteint depuis le Col du Lautaret ou depuis le hameau du Pied du Col. D'autres portes d'accès au massif existent depuis la Guisane pour rejoindre les vallons du Fontenil, de la Montagne du Vallon ou les versants orientaux du Massif.

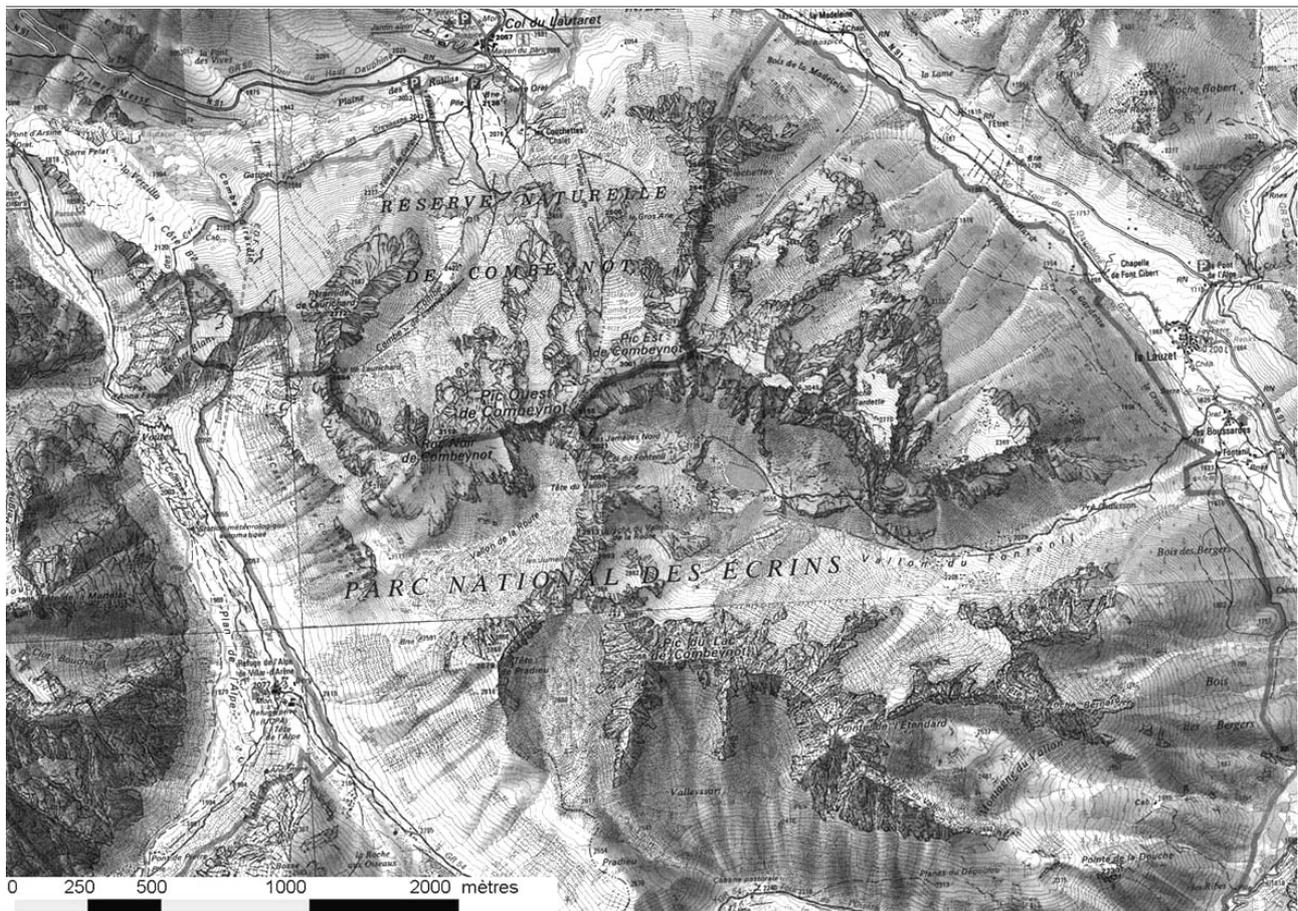


Figure II-1 : Extrait de la carte topographique 1/25000 (nord en haut). Source : BDScan25 (IGN, convention IGA/PNE). Subset of the topographic map (1/25000).

Notons que de nombreux belvédères élevés, plus ou moins facilement accessibles, entourent le massif et fournissent autant de points de vue favorables à l'observation géomorphologique. Les massifs des Trois Evêchés-Galibier-Cerces, avec des crêtes dont l'altitude varie autour de 3000 m, bordent ainsi le massif du Combeynot au nord et à l'est, tandis que les bastions Homme-Nérot et Chamoissière-Agneaux constituent un amphithéâtre irrégulier, mais plus élevé, à l'ouest et au sud.

## 1.2. Les statuts de protection du milieu et des ressources patrimoniales

Depuis la création du Parc National des Ecrins en 1973<sup>13</sup>, le massif du Combeynot est dans son intégralité inscrit dans la zone interne du Parc. Il bénéficie donc, à ce titre,

<sup>13</sup> Décret 73-378 du 27 mars 1973 créant le Parc National des Ecrins.

d'un statut de protection élevé, garantissant la pérennité du patrimoine naturel, biotique et abiotique. De plus, le classement en réserve naturelle, en 1974<sup>14</sup>, d'une partie des versants nord du Combeynot a légèrement modifié le cadre réglementaire s'appliquant à ces 685 ha., tout en en laissant la gestion à l'établissement PNE.

Outre le rôle d'accueil et de partage des ressources naturelles du territoire, le Parc se donne pour objectif de « recueillir et [de] mettre à disposition les connaissances sur les patrimoines » du massif des Ecrins<sup>15</sup>. Dans ce cadre, de nombreuses collaborations existent entre les services du Parc et certains organismes de recherches, et permettent aux chercheurs de bénéficier d'appuis logistiques ou administratifs.

<sup>14</sup> Décret 74-540 du 15 mai 1974 classant en réserve naturelle des sites contigus au Parc National des Ecrins.

<sup>15</sup> Axe 1 du Rapport d'Activité du Parc National des Ecrins de l'année 2005.

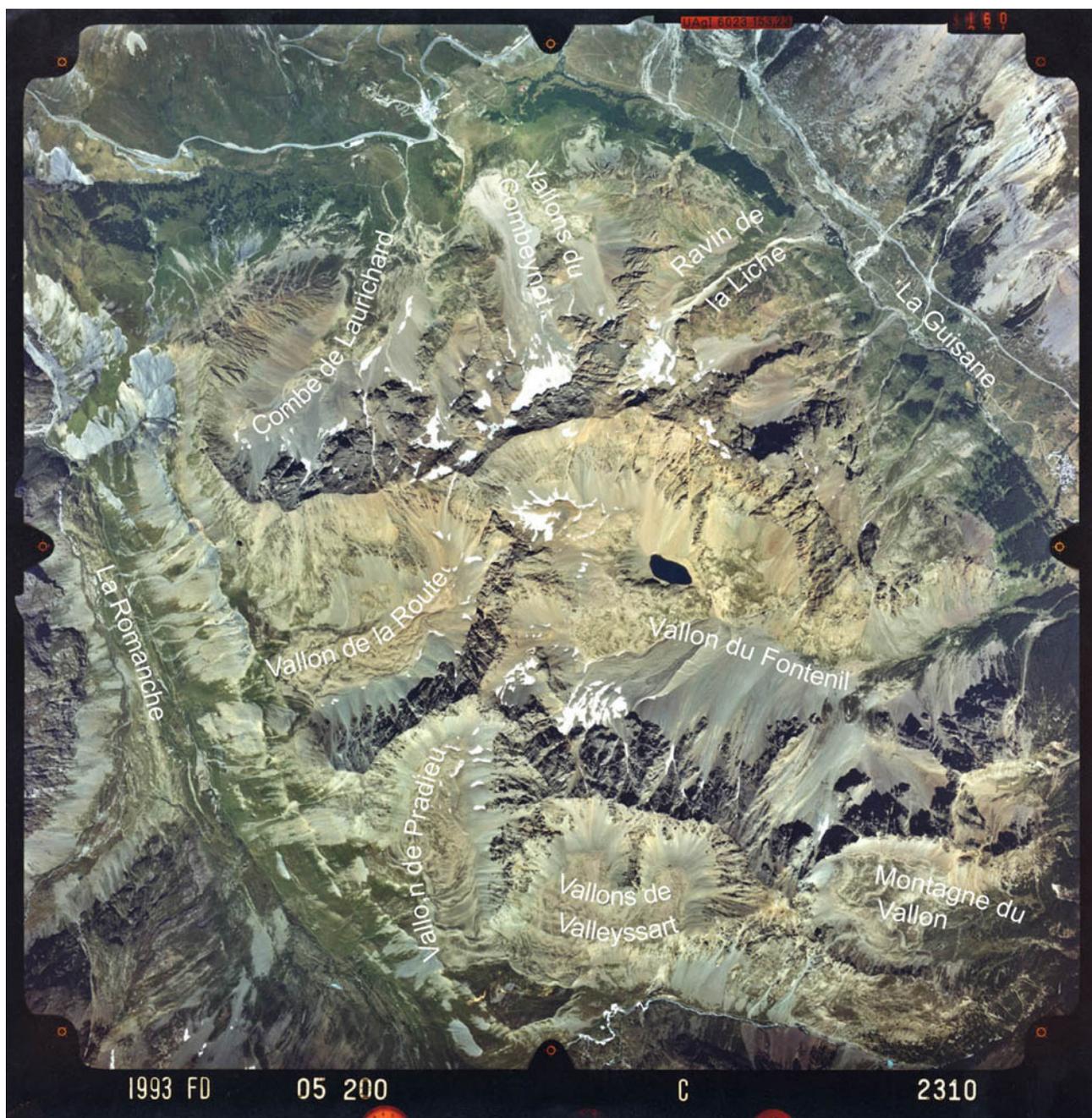


Figure II-2 : Photographie aérienne montrant le massif du Combeynot dans son ensemble (IGN, 1993, vol 05 200 ; Nord en haut de l'image). *Aerial view of the whole Combeynot massif.*

En ce qui concerne le massif du Combeynot, et plus spécifiquement l'étage de la haute montagne rocheuse, le partenariat le plus ancien et le plus effectif a trait au suivi annuel des vitesses d'écoulement du glacier rocheux 1 de la combe de Laurichard. Initié par B. Francou [1981], ce travail impliquait également à l'origine L. Reynaud (LGGE - UJF) et les agents du PNE. Depuis 2001, le PNE a repris la mission, effectuée par E. Thibert jusqu'en 2005 puis par M. Bouvier

ensuite. Plus récemment, des travaux de cartographie géomorphologique des versants ouest du massif, entrepris en 2004 lors d'un stage d'étudiants de L3 de l'IGA, ont été valorisés auprès du Parc. Nous avons également réalisé un travail de documentation des fiches d'Inventaire du Patrimoine Géologique et Géomorphologique

du massif sur une dizaine de sites remarquables<sup>16</sup>.

Notons enfin que, dans le cadre de cette étude, le Parc, sous l'autorité préfectorale, a autorisé l'installation d'une station météorologique dans la Combe de Laurichard et que les agents du secteur ont participé à plusieurs de nos campagnes de mesures.

## 2. Le cadre topographique et géomorphologique

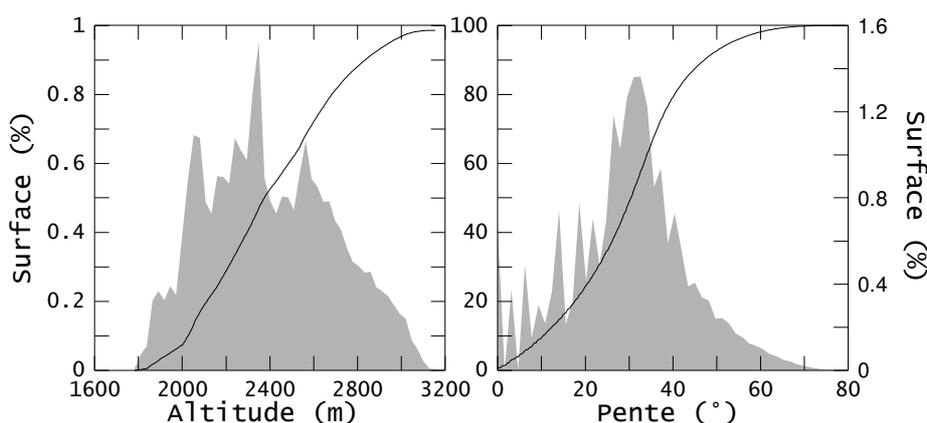
### 2.1. Une topographie très favorable au ski, beaucoup moins à l'escalade

Le massif du Combeynot, d'emprise globalement circulaire et couvrant une quarantaine de km<sup>2</sup>, est structuré à partir de deux crêtes majeures, d'orientation N-S et E-O :

- la crête qui court des Clochettes (2569 m) au nord, au pic du Lac de Combeynot (3089m) au sud, porte les sommets les plus élevés du massif : pics Est et Ouest de Combeynot (3145 et 3155 m), Tête du Vallon (3059 m) et Pic du Lac de Combeynot (3089 m) ;
- la seconde crête structurante ondule le long d'une direction E-O depuis la Pyramide de Laurichard (2772 m) à l'ouest jusqu'au Rocher de Guerre (2338 m) à l'est, en passant par le Roc Noir de Combeynot (3112 m), les pics est et ouest de Combeynot et la Roche de la Gardette (3049 m)

Le réseau de crêtes est relativement simple, peu hiérarchisé, généralement rocheux mais rarement acéré, et s'échelonne entre 2700 et 3200 m d'altitude. Le volume du massif est modérément aéré par une dizaine de vallons, pour la plupart à fond plat et d'altitude élevée, mais d'orientations, d'ampleurs et de profils variables. Ainsi, le plus vaste d'entre eux, le vallon du Fontenil, occupe la moitié du flanc est du massif et se développe entre 1600m et 3150m, tandis que les vallons les plus restreints se trouvent sur les hauts versants nord-est et sud du massif.

<sup>16</sup> Les sites sont les suivants : Cônes d'avalanches du versant NE du Combeynot (amont du village du Lauzet). Coulées de solifluxion à front herbeux du col du Lautaret (sentier des Crevasses). Glacier rocheux actif du Vallon de Fontenil. Glacier rocheux tardiglaciaire du col du Lautaret (nord-ouest des Clochettes). Moraine du Petit Age Glaciaire du glacier du Combeynot. Complexe périglaciaire du vallon de la Route. Une partie de ces fiches ont été réalisées dans le cadre du travail de master de M. Trarieux (2004-2006).



**Figure II-3 : Distributions (relatives et cumulées) des altitudes et des pentes du massif du Combeynot (d'après le MNA10). Distribution (relative and cumulated) of the altitudes and slopes of the Combeynot massif.**

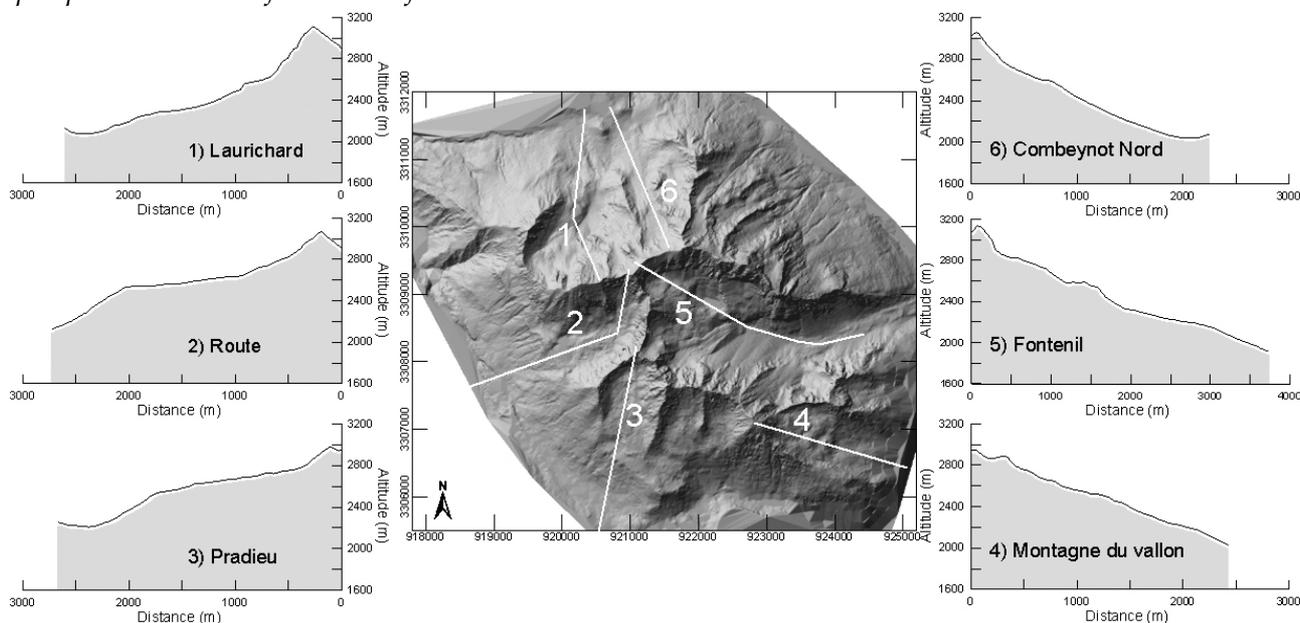
Les crêtes raccordent fréquemment entre eux des versants constitués, dans leur partie supérieure, de ressauts rocheux peu escarpés et très irréguliers qui surmontent des pentes régulières à profils concaves se prolongeant par des replats plus ou moins étalés.

L'hypsographie (fig. II-3) permet de distinguer trois valeurs modales, vers 2100, 2300 et 2600m, correspondant essentiellement, pour les deux premières, aux longs versants quasi rectilignes qui ceignent le massif, et, pour la dernière, aux fonds de

vallées. Près de 50% des surfaces sont situées au-delà de 2400 m d'altitude, et 25% dépassent les 2600 m. La distribution des pentes révèle en revanche un unique pic marqué autour de 25-35°, très peu de pentes supérieures à 50° et 80% des pentes inférieures à 40°. *Les profils topographiques de quelques vallons confirment ce fait et montrent*

*clairement l'importance des surfaces à la fois élevées et peu raides dans la morphologie générale du massif (fig. II-4).*

Une description plus détaillée des principaux vallons du massif sera fournie lors des études de cas du chapitre VII.



**Figure II-4 : Profils topographiques des principaux vallons du massif du Combeynot (MNA10, coord. Lambert 3 en m). *Topographic profiles of the main valleys of the Combeynot massif.***

## 2.2. Principaux éléments morphostructuraux

Le massif du Combeynot constitue une entité géologique autonome de la zone externe du massif Ecrins-Pelvoux (fig.II-5). Il est structuré par une écaïlle granitique antéhercynienne, sans véritables racines, qui s'étend des Pics de Combeynot au nord à la Pointe de l'Étendard au sud, et qui se prolonge sur l'autre rive du torrent du Petit Tabuc.

Cette écaïlle cristalline est encaissée dans des gneiss volcano-sédimentaires (Pyramide de Laurichard, Tête de Pradiou), mais parfois aussi « cachetée » par les nappes de flysch de la zone ultra-dauphinoise sur les versants est (vallée de la Guisane, cf. [Bravard & Gidon, 1979]). En outre, sur son versant ouest, le massif pince le synclinal d'Arsine, composé de terrains sédimentaires variés du Trias et du Jurassique inférieur et moyen (fig. II-6).

Le chevauchement de l'écaïlle granitique sur les schistes liasiques s'y fait par une bande de cargneules [Barbier *et al.*, 1973], formant un ressaut calcifié aisément identifiable dans le paysage, et au niveau duquel s'alignent plusieurs sources<sup>17</sup>. Une couche de gypse, très soluble, se repère également dans le sud du massif, aux alentours du col d'Arsine et du col du Lautaret, par plusieurs entonnoirs de dissolution de taille décimétrique, dont certains affectent visiblement les glaciers rocheux reliques.

En outre, les terrains cristallins du massif du Combeynot présentent les traces d'une activité hydrothermale antéhercynienne, sous la forme de minéraux altérés. En particulier, la biotite chloritisée, riche en fer, ajoute à la couleur rosée du granite une teinte verdâtre (fig.II-7) et lui procure surtout une fragilité à l'échelle macro-cristalline.

<sup>17</sup> Les cours d'eau qui en sont issus sont traversés en cheminant par le sentier des Crevasses.

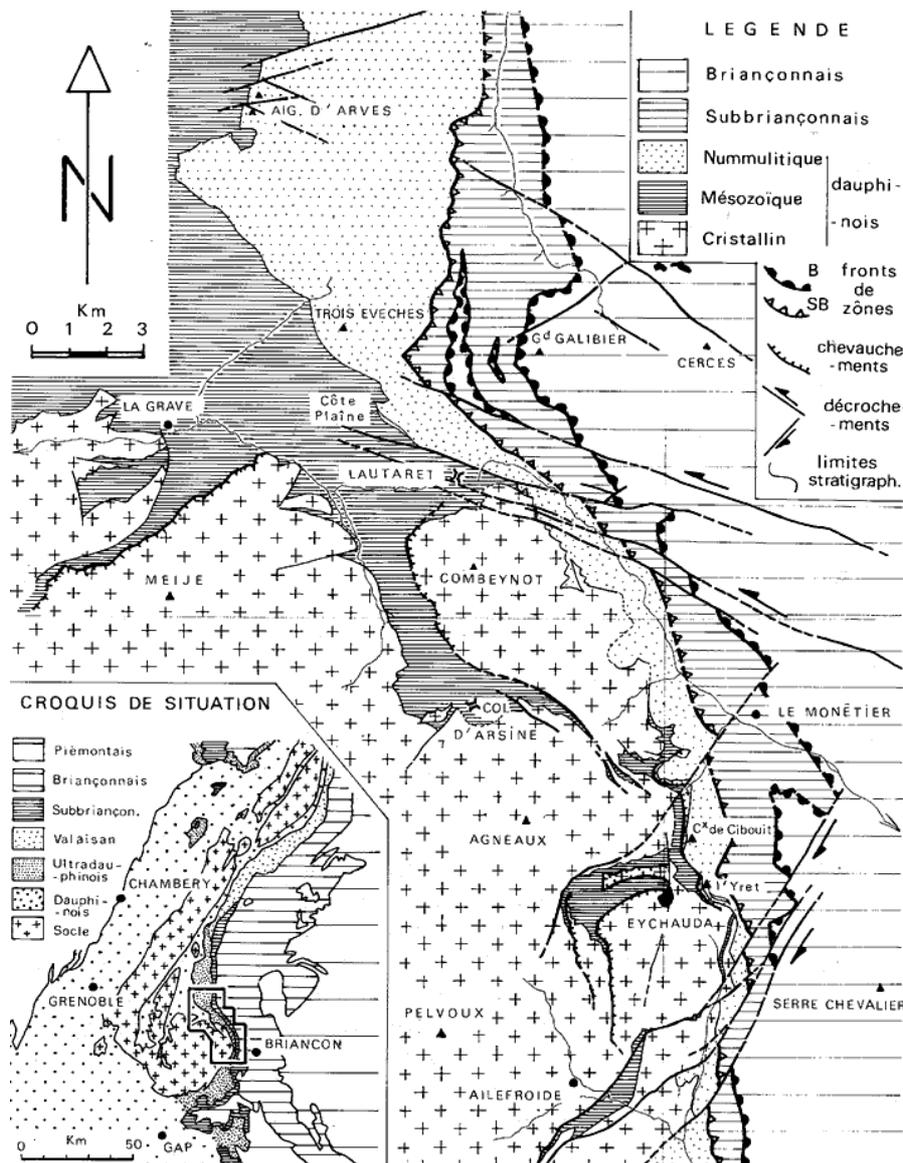


Figure II-5 : Structure géologique schématique du massif du Combeynot et de la bordure E du massif Ecrins-Pelvoux (tiré de [Bravard & Gidon, 1979]). Schematic overview of the structural settings of the Combeynot massif, and its neighbouring Ecrins-Pelvoux massif.

Enfin, le massif est marqué par un réseau d'accidents cassants observables à plusieurs échelles et mis en place essentiellement lors de l'orogénèse alpine. De nombreuses failles, globalement orientées NNW/SSE et pentées vers l'est, entaillent ainsi le massif, tandis que la forte densité de diaclases abouti à un découpage (infra-) métrique de la roche.

C'est sur ce bâti géologique, au final peu différencié et très fragilisé pour ses parties les plus élevées, que s'exercent les géodynamiques externes. La fatigue mécanique provoquée par les alternances gel/dégel est ainsi rendue extrêmement

efficace par la densité de la fracturation à toutes les échelles. Ce processus d'altération explique l'allure générale des crêtes et des ressauts rocheux, l'omniprésence des éboulis à leur pied, ainsi que le peu de traces d'érosion glaciaire, telles que les polis<sup>18</sup>. Par

<sup>18</sup> Dont les plus beaux exemples dans le granite du Combeynot se rencontrent en amont du vallon du Fontenil (entre 2750 et 2650 m), sur des replats exposés E-SE qui n'ont pas été recouverts de dépôts périglaciaires, comme c'est généralement le cas dans les autres vallons. On trouve également, dans la combe de Laurichard, à 2320 m et à 2400 m, des replats similaires, d'orientation N, avec de beaux exemples de polis glaciaires.

ailleurs, la météorisation de certains minéraux, déjà fragilisés par les altérations hydrothermales, conduit à un émoussé de désagrégation granulaire typique [Francou, 1981], à l'origine d'une fraction sablo-graveleuse très présente à l'apex des éboulis. La présence de cristaux de quartz saillants à la surface de certains blocs, parfois de plusieurs centimètres, est également liée à ce phénomène (fig. II-8).

Toutefois, la principale conséquence de la fragilité du granite du Combeynot (et du gneiss, moins présent, mais tout autant fracturé) est avant tout *l'omniprésence des formations superficielles grossières*. Ces dernières constituent à la fois *l'une des originalités des paysages géomorphologiques du massif, et un des composants importants des géodynamiques de versants à l'origine du pergélisol*.

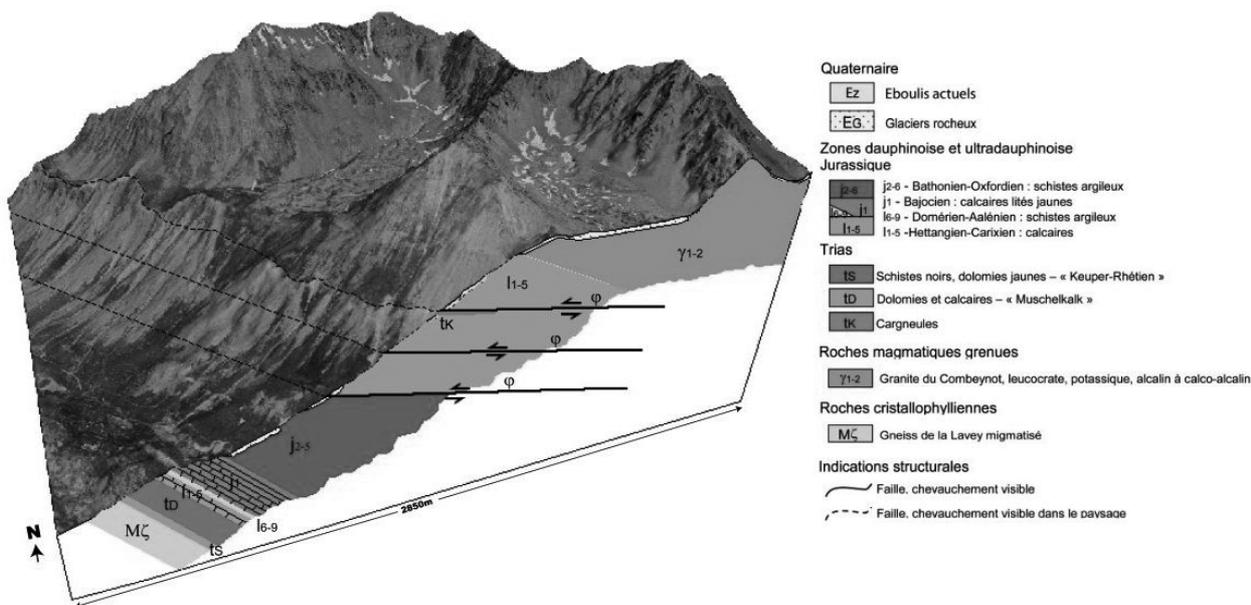


Figure II-6 : Bloc-diagramme géologique du versant O du massif du Combeynot. Tiré de Trarieux, 2006, d'après les données des cartes géologiques XXXIV-35 et XXXIV-36 du BRGM). *3D map of the geological structure of the Western flank of the Massif du Combeynot.*



Figure II-7 : Texture cristalline grossière du granite du Combeynot (échelle centimétrique). *Coarse crystalline texture of the Combeynot granite (centrimetric scale).*



Figure II-8 : Emoussé de désagrégation granulaire et cristaux de quartz saillants à la surface d'un bloc de granite du Combeynot. *Surface of a block of granite of the Combeynot massif.*

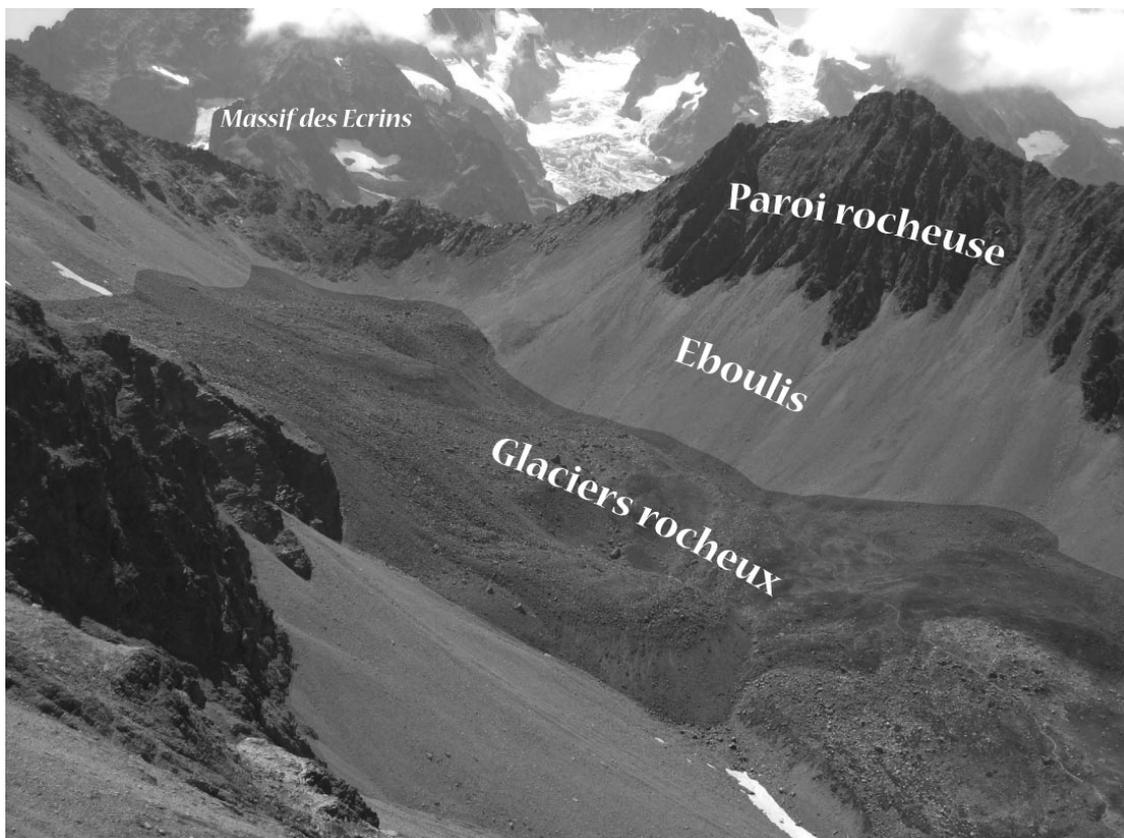
### 2.3. Aperçu géomorphologique du massif

Un aperçu des principales caractéristiques géomorphologiques du massif du Combeynot est proposé. Insistant sur la tranche d'altitude au sein de laquelle se rencontre le pergélisol actuellement, nous évoquons l'importance des formes du domaine périglaciaire, particulièrement celles liées au fluage du pergélisol. Un état des lieux des glaciers et des morphologies associées est également fait, ainsi qu'un rapide tour d'horizon des autres géoformes qui marquent le massif.

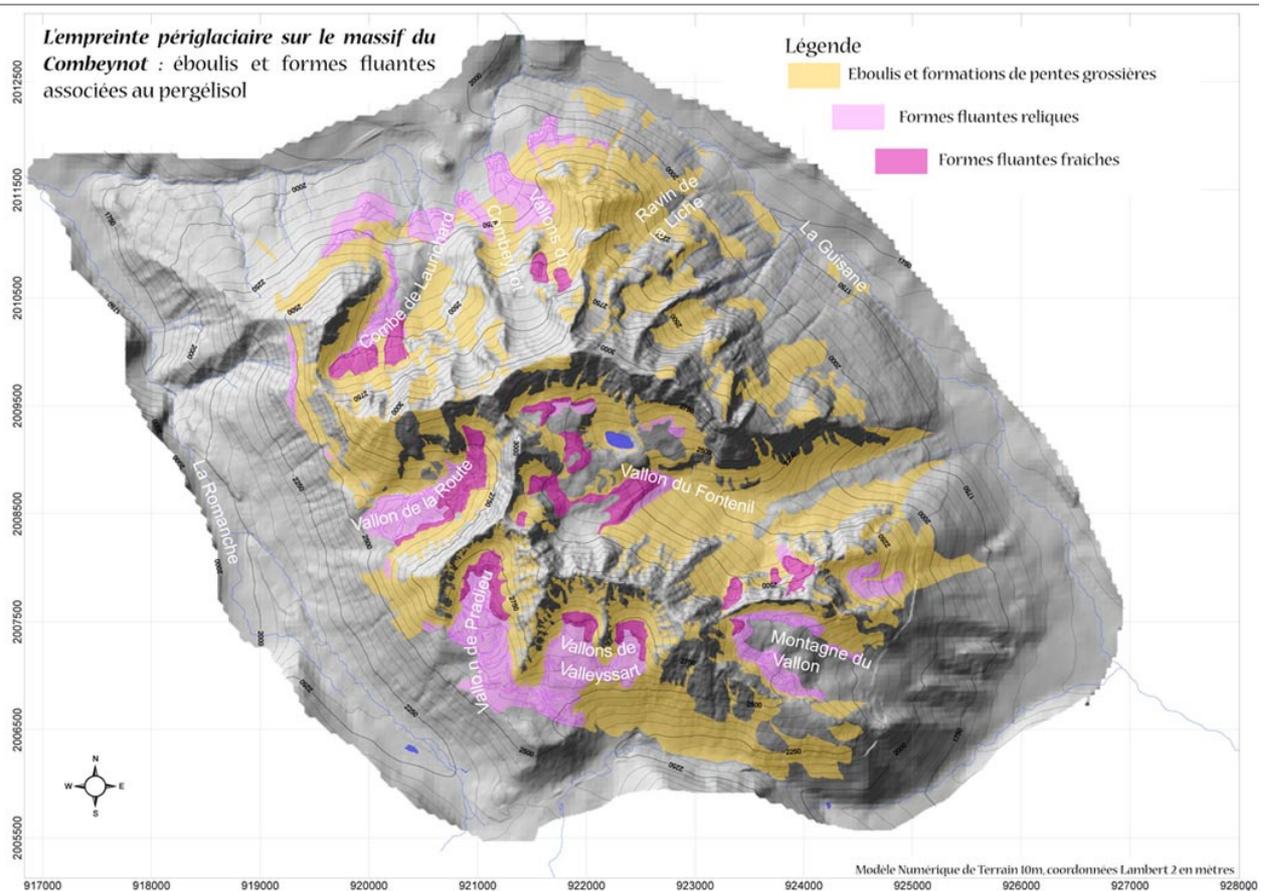
*Nous renvoyons par ailleurs à la consultation de la carte géomorphologique complète du massif, fournie en annexe, ainsi qu'au chapitre VII pour des descriptions plus détaillées de certains secteurs.*

#### 2.3.1. Une morphoséquence périglaciaire dominante : corniche/éboulis/forme fluante

Les paysages du massif du Combeynot contrastent fortement avec ceux du massif voisin des Ecrins, très marqué par l'action glaciaire, passée et actuelle. Ainsi, sous les corniches rocheuses du Combeynot, rarement verticales et à la géométrie saccadée, les versants offrent l'aspect typique des « casses » et autres « clapiers » des Alpes méridionales : de vastes étendues caillouteuses aux courbes régulières. Toutefois, ces dépôts détritiques sont très fréquemment prolongés par des formes plus complexes et qui se retrouvent, plus ou moins fraîches, plus ou moins végétalisées, à différents niveaux d'altitude. Cette séquence morphologique corniche/éboulis/forme fluante constitue l'un des traits dominants des paysages du massif (fig. II-9) et démontre l'ampleur de l'empreinte périglaciaire sur la géomorphologie de ce dernier (fig. II-10).



**Figure II-9 : Aperçu d'une morphoséquence corniche/éboulis/forme fluante sur le massif du Combeynot (combe de Laurichard). Overview of a morphosequence rockface/scree slope/creeping landform on the Combeynot Massif.**



**Figure II-10 : Cartographie des dépôts périglaciaires et des formations superficielles grossières sur le massif du Combeynot. Map of the geomorphological periglacial features on the Combeynot Massif.**

A cette morphoséquence peut se rajouter l'ensemble des formations superficielles grossières, dans la mesure où, quelque soit l'origine du dépôt, elles peuvent être reprises par le fluage si les conditions favorisant la création de pergélisol et le stockage de glace dans le sol sont réunies.

### 2.3.2. Autres formes et dynamiques actuelles, principaux héritages

- Les *dynamiques glaciaires*, bien qu'en cours d'affaiblissement notable depuis la fin du Petit Age Glaciaire (milieu du XIX<sup>ème</sup> siècle), marquent encore fortement certains hauts vallons. Les deux principaux sont le vallon du Combeynot N et le vallon du Fontenil, où la présence d'une haute paroi exposée au N permet d'une part un ombrage prononcé des pieds de paroi, et d'autre part des suraccumulations neigeuses liées à l'activité avalancheuse. Les appareils

glaciaires qui s'y développent n'ont toutefois quasiment plus d'alimentation en glace, et évoluent tous deux vers un recouvrement complet par les débris rocheux (photo 4, fig.II-11). Les moraines peuvent être remarquablement importantes et former un véritable bastion, comme celui du glacier du Combeynot N (photo 1, fig. II-11).

- Les grands *englacements quaternaires* ont laissé quelques marques dans les paysages, principalement des dépôts morainiques, dont la morphologie reste parfois très caractéristiques (comme entre Arsine et le Plan de l'Alpe, dans le vallon du Fontenil), et de rares accumulations fluvioglaciaires (Lautaret, photo 1, fig. II-11). Les traces d'érosion glaciaire sont quasi absentes, excepté sur certains fonds de vallées n'ayant pas été recouverts de dépôts périglaciaires<sup>18</sup>,

comme en amont du Fontenil (photo 6, fig. II-11).

- Quasiment absents en surface, les écoulements d'eau provoquent néanmoins, généralement à la faveur de fortes averses orageuses, du ruissellement suffisamment concentré pour remobiliser les débris de versants (dans les couloirs rocheux, à l'apex des éboulis) et les redéposer en laves caractéristiques (photos 3 et 7, fig.II-11), comme dans les vallons de

la Route, du Fontenil ou du Combeynot.

- Les *avalanches* sont également un agent *morphogénique* important, particulièrement les avalanches de fond au printemps, dont la neige dense et humide peut récurer les couloirs et déposer les débris rocheux jusque sur des pentes faibles, voire remontantes, contribuant ainsi à la formation d'une concavité distale prononcée (photo 5, fig. II-11)

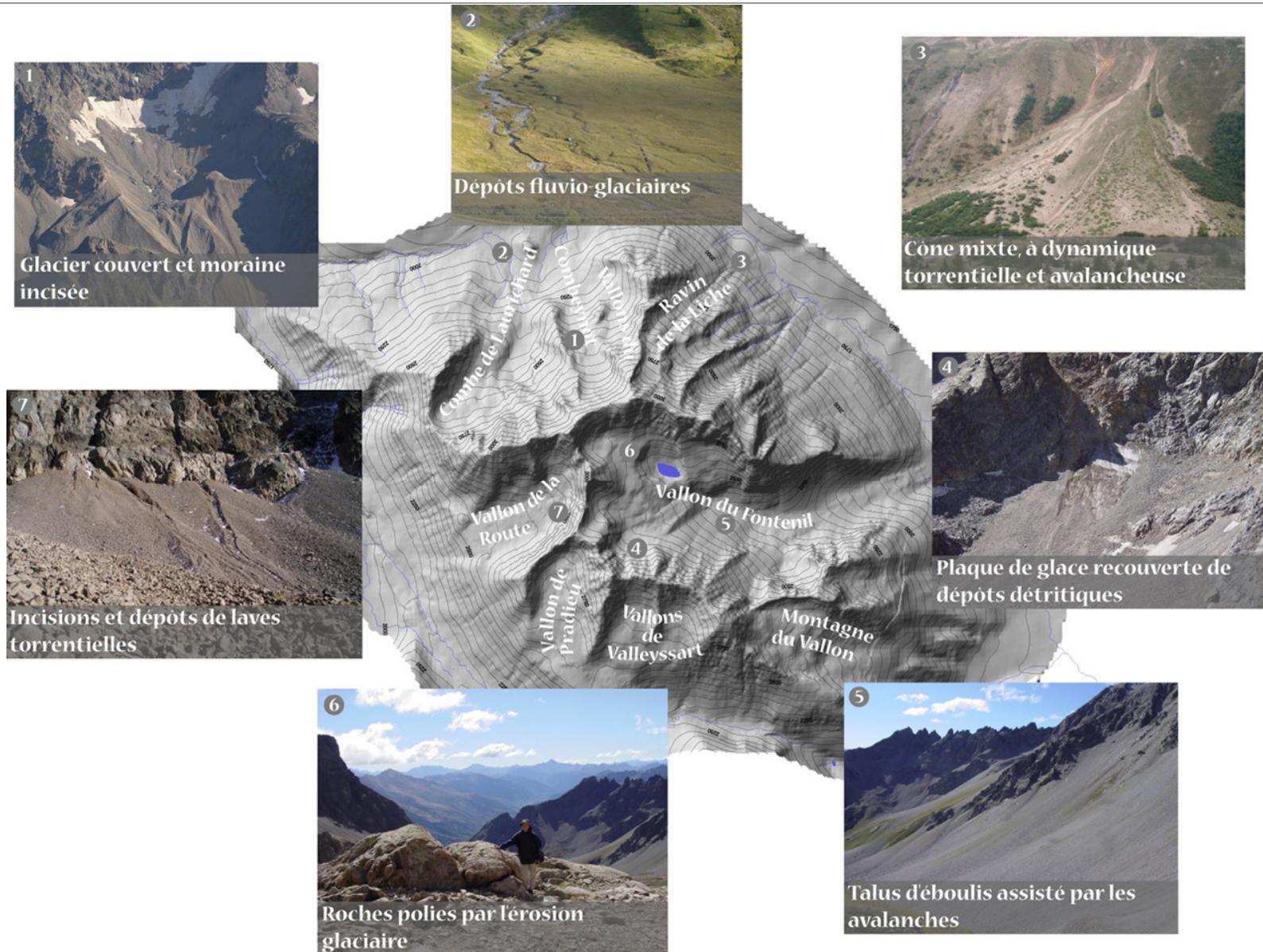


Figure II-11 : Aperçu de quelques géoformes, autres que périglaciaires, du massif du Combeynot. *Overview of some non-periglacial landforms of the Combeynot Massif.*

### 3. Le climat du secteur Oisans-Briançonnais

#### 3.1. De l'échelle synoptique au climat régional : la charnière du Lautaret ?

Il est commun de considérer le secteur du col du Lautaret comme une interface remarquable, séparant des domaines aux caractéristiques météorologiques et climatiques bien souvent contrastées. A la fois carrefour de plusieurs situations synoptiques d'Europe de l'ouest et point topographique nodal entre deux vallées importantes (la Romanche à l'ouest, la Guisane à l'est), les différentes parties du

secteur Oisans-Briançonnais ne sont pas tant dissemblables dans leurs valeurs moyennes de températures ou de précipitations que dans l'agencement saisonnier de ces paramètres.

##### 3.1.1. Les grands traits synoptiques du climat

A l'échelle de l'espace rhônalpin, Blanchet [1990] (cité par [Barneoud-Rousset *et al.*, 1995]) montre bien les grands traits de la circulation générale à l'ouest des Alpes, au moyen de la fréquence des différents flux perturbés selon leur provenance (tabl. 2).

**Tableau 2 : Fréquence moyenne des régimes météorologiques perturbés sur la période 1970-1989. D'après [Blanchet, 1990]. Mean frequency of perturbed meteorological situations over the period 1970-1989.**

Direction	W	SW	NW	N	SE	S	NE	Autres
Nb jours moyen	65.7	45	30.9	15.4	11.4	8.7	2	27.1
%	32	22	15	7	6	4	1	13

La prédominance des régimes perturbés en provenance de l'ouest et du sud-ouest, plus modérément du nord-ouest (sans préjuger des quantités de précipitations recueillies), illustre clairement l'influence des systèmes dépressionnaires nord-atlantiques, surtout durant l'hiver.

A l'est de la chaîne alpine, l'influence méditerranéenne se fait davantage sentir, par l'arrivée de dépressions en provenance du Golfe de Gênes, par un ensoleillement globalement supérieur, ainsi que par la persistance estivale de conditions anticycloniques.

##### 3.1.2. Normales climatiques en Oisans-Briançonnais sur la période 1961-1990

**Tableau 3 : Caractéristiques des longues séries météorologiques disponibles pour le secteur Oisans-Briançonnais. [Tn = température minimale, Tx = température maximale, Tm = température moyenne, Rr = cumul de précipitations]. Main characteristics of the long meteorological series available for the Oisans-Briançonnais area.**

Nom	Site <sup>1</sup>	Coordonnées (WGS 84)			Données		
		Longitude (°)	Latitude (°)	Altitude (m)	Début	Fin	Paramètres
St Christophe	V	6.188	44.946	1570	janv. 1964	janv. 2007	Tn <sup>2</sup> , Tx <sup>2</sup> , Tm, Rr
La Grave	V	6.286	45.053	1780	janv. 1961	janv. 2007	Tn <sup>1</sup> , Tx <sup>1</sup> , Tm <sup>1</sup> , Rr
Monetier	FV	6.508	44.97	1459	janv. 1961	déc. 2006	Tn, Tx, Tm, Rr
Briançon	FV	6.635	44.908	1324	janv. 1961	déc. 2005	Tm, Rr

<sup>1</sup> V = versant, FV = fond de vallée ; <sup>2</sup> données s'arrêtant en avril 1988

Afin de caractériser le climat « normal » (au sens climatologique du terme, la période 1961-1990 étant prise comme référence pour

l'analyse, dans les paragraphes suivants, des changements au cours des dernières décennies) de notre secteur d'étude, les

températures et les précipitations de quatre stations du réseau Météo France ont été étudiées (tabl.3). A l'échelle régionale, la température de l'air est le principal contrôle thermique du

pergélisol, et voit son influence saisonnièrement régulée par les précipitations neigeuses (cf. chap. I, § 1.2).

**Tableau 4 : Normales climatiques (période 1961-1990, sauf Saint Christophe et La Grave, cf. tabl. 3) des longues séries météorologiques disponibles pour le secteur Oisans-Briançonnais. [TAMA = température annuelle moyenne de l'air, Rr\_max = cumul de précipitations mensuelles maximales, Rr\_min = cumul de précipitations mensuelles minimales, Tm\_min = température moyenne mensuelle minimale, Tm\_max = température moyenne mensuelle maximale]. Normal climatic values from the long series available for the Oisans-Briançonnais area.**

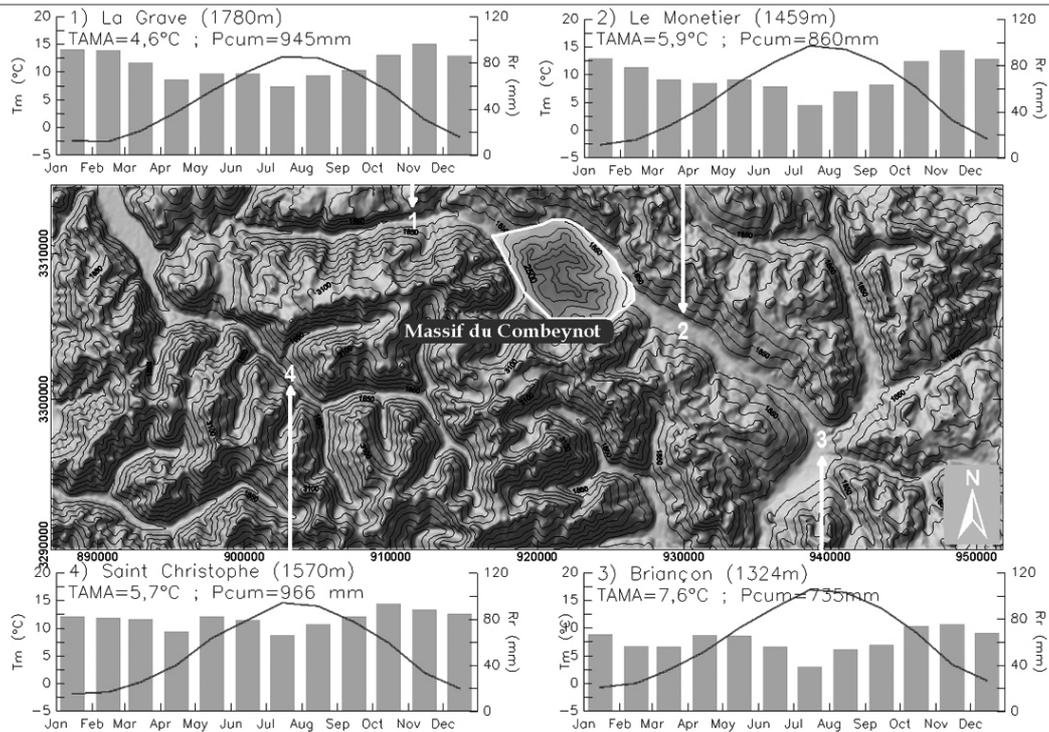
	Pcum (mm)	TAMA (°C)	RR_min (mm)	RR_max (mm)	TM_min (°C)	TM_max (°C)
St Christophe (1570m)	981	6.1	66 (juillet)	94 (octobre)	-1.8 (janvier)	14.6 (juillet)
La Grave (1780m)	947	4.6	60 (juillet)	97 (novembre)	-2.5 (février)	12.8 (juillet)
Monetier (1459m)	859	6.1	46 (juillet)	94 (novembre)	-2.6 (février)	15.2 (juillet)
Briançon (1324m)	746	7.9	39 (juillet)	76 (novembre)	-0.7 (février)	16.9 (juillet)

Sur la période 1961-1990, les moyennes mensuelles de précipitations (Rr) et de températures (Tm) (tabl. 4 et fig. III-12) nous renseignent sur certaines des caractéristiques du climat :

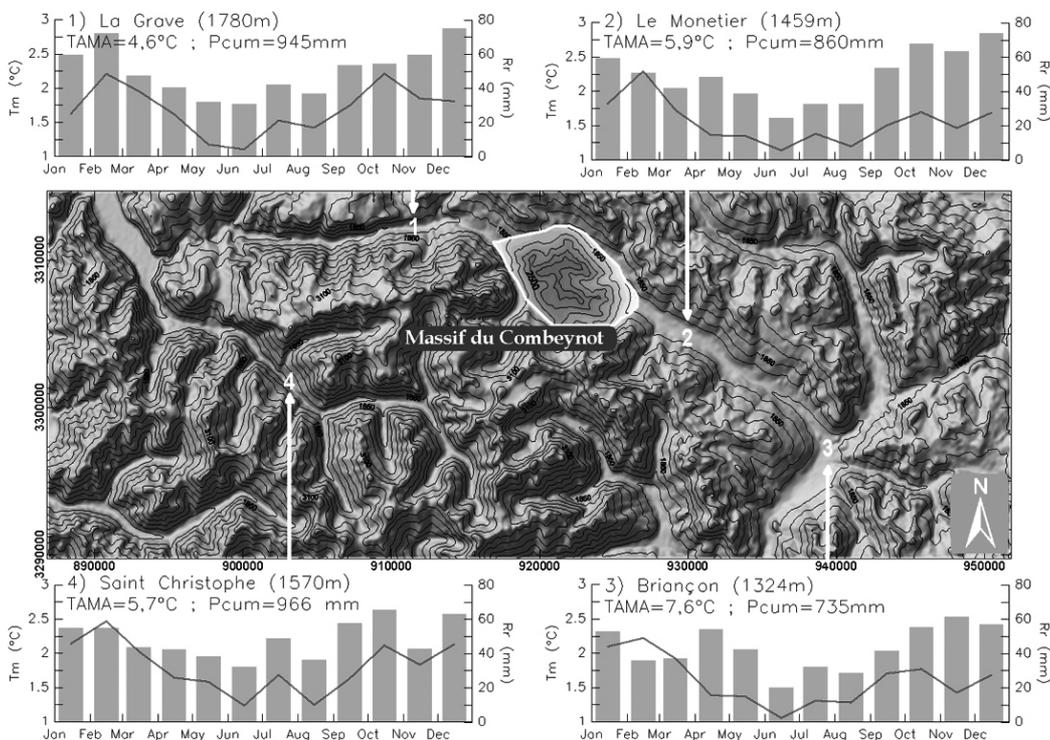
- Les régimes thermiques des quatre stations sont très proches, avec des températures minimales en janvier et maximales en juillet, les températures (TAMA) restant négatives de décembre (janvier pour Briançon) à février. L'amplitude annuelle moyenne (Tm\_max - Tm\_min) est comprise entre 15,3 et 17,8°C selon les stations.
- Les régimes pluviométriques sont tous du type AHPE, avec des cumuls annuels modestes (746 < Pcum (mm) < 981), relativement à l'altitude des postes de mesure. Novembre est le mois qui reçoit le plus de précipitations (sauf à Saint Christophe où octobre lui est supérieur), tandis que juillet est généralement le mois le plus sec.

La variabilité interannuelle (période 1961-1990) du climat apparaît lorsque l'on considère la distribution mensuelle des écart-types des séries Tm et Rr (fig. III-13) :

- Les températures estivales apparaissent comme les moins changeantes d'une année à l'autre, particulièrement le mois de juin qui contraste quelque peu avec juillet dont le caractère orageux peut abaisser, certaines années, les températures estivales. *A contrario*, le mois d'octobre, surtout pour les deux stations localisées à l'est du col du Lautaret, et plus encore celui de février sont nettement plus variables.
- Les précipitations suivent grossièrement un schéma similaire, avec un minimum de variabilité centré sur juin, tandis que les mois les moins stables d'une année à l'autre vont d'octobre à février sans qu'un maximum commun aux quatre stations n'apparaisse. Juillet ressort ici aussi comme le mois d'été le plus variable, confirmant sans doute l'influence des situations orageuses, plus ou moins fréquentes selon les étés.



**Figure II-12 : Normales climatiques des températures (courbes) et des précipitations (barres) mensuelles de quatre stations du réseau Météo France dans le secteur Oisans-Briançonnais (période 1961-1990, sauf La Grave et Saint Christophe, cf. tableau 2), et leur localisation par rapport au massif du Combeynot (MNA SRTM, 100m, coord. Lambert 3 en m). *Normal climatic values of 4 Météo France stations in the Oisans-Briançonnais area (1961-1990 period) and their location in the vicinity of the Combeynot massif.***

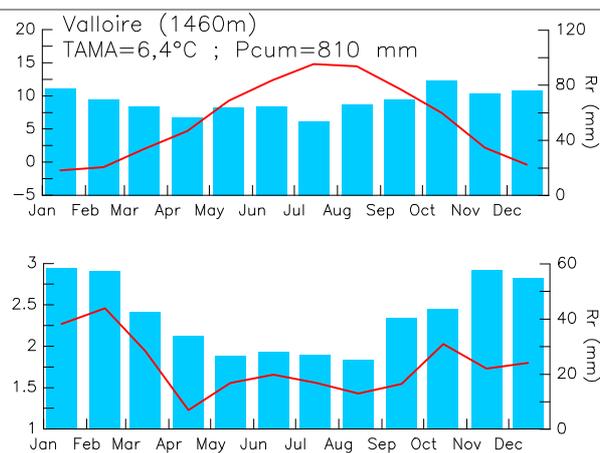


**Figure II-13 : Ecart-type des températures et des précipitations mensuelles des quatre stations du réseau Météo France dans le secteur Oisans-Briançonnais (période 1961-1990, exceptées La Grave (1960-1988) et Saint Christophe (1964-2006), cf. tableau 2; MNA SRTM 100m, coord. Lambert 3 en m). *Standard-deviation values of temperatures and precipitations of the 4 Météo France stations in the Oisans-Briançonnais area (1961-1990 period, except for La Grave, 1960-1988 and Saint Christophe, 1964-2006).***

Nous retiendrons donc que *les stations de Saint Christophe et de Briançon marquent très clairement les bornes climatiques du secteur Oisans-Briançonnais*, soumises à des régimes différents :

- la première est une variante, dégradée par la continentalité et par sa position interne dans l'arc alpin, d'un climat tempéré de façade océanique occidentale, avec un régime de précipitations relativement constantes tout au long de l'année, légèrement supérieures en automne et en hiver. Les mois de février et d'octobre ressortent par leur variabilité interannuelle tant des températures que des précipitations. Le léger déficit de précipitations en été, relativement constant d'une année à l'autre, semble indiquer que l'influence méditerranéenne est déjà sensible ;
- la seconde, encore plus affectée par le double effet de la continentalité et de l'orographie car située plus à l'est, est clairement influencée par le régime méditerranéen, dont la vallée de la Durance, largement ouverte vers le sud, draine les masses d'air. Le déficit estival des précipitations est bien marqué, lesquelles ont lieu essentiellement à l'automne (novembre) et au printemps (avril) et lors d'épisodes plus concentrés dans le temps, garantissant une nébulosité réduite.

De toute évidence, *le col du Lautaret, dont Bénévent [1926] faisait une limite climatique entre le domaine méditerranéen et le domaine océanique, se situe d'avantage dans une frange de transition entre ces deux influences [Murazzano, 1995].* D'ailleurs, le secteur du col est également influencé par la trouée du col du Galibier qui laisse pénétrer vers le sud les flux de nord canalisés par la vallée de Valloire (fig. III-14).



**Figure II-14 : Normales climatiques (moyenne, en haut, et écart-type, en bas, sur la période 1974-1990) à la station de Valloire (1460m). Normal climatic values (up: mean; down: standard-deviation for the 1974-1990 period) at the Valloire station.**

### 3.1.3. Autres paramètres climatiques caractéristiques à l'échelle du massif du Combeynot

Principalement situé à des altitudes supérieures à celles des stations Météo France, le massif du Combeynot offre un climat qui ne peut être approché que par des extrapolations :

- La relation entre l'altitude des stations de mesures et les valeurs moyennes de température est significative (fig. III-15), et renvoie un gradient thermique moyen de  $0,0062^{\circ}\text{C}/\text{m}$  ( $R^2 = 0,93$ ). Notons que la position en fond de vallée explique sans doute les températures potentielles<sup>19</sup> basses au Monêtier ( $20,7^{\circ}\text{C}$ ) et à Briançon ( $21,0^{\circ}\text{C}$ ), plus concernées par les inversions hivernales que Saint Christophe ( $21,7^{\circ}\text{C}$ ) et La Grave ( $22,4^{\circ}\text{C}$ ), localisées, elles, sur des adrets.

<sup>19</sup> La température potentielle permet de comparer des stations entre elles, en les ramenant à un niveau de pression commun Fallot, J.-M. (1992). "Etude de la ventilation d'une grande vallée préalpine : la vallée de la Sarine en Gruyère." Université de Fribourg. PhD: 472 p.. La formule est :  $\theta_z = T_z + 0,01 * (Z - Z_0)$

- L'évolution des précipitations avec l'altitude est en revanche plus délicate à apprécier (gradient de 0,44mm/m pour un  $R^2 = 0,64$  ; fig. III-15) car la pluviométrie est dépendante de

facteurs qui varient entre les stations (exposition aux flux perturbés, contexte topographique ...), et sa mesure reste contrainte par les appareils et la configuration du site.

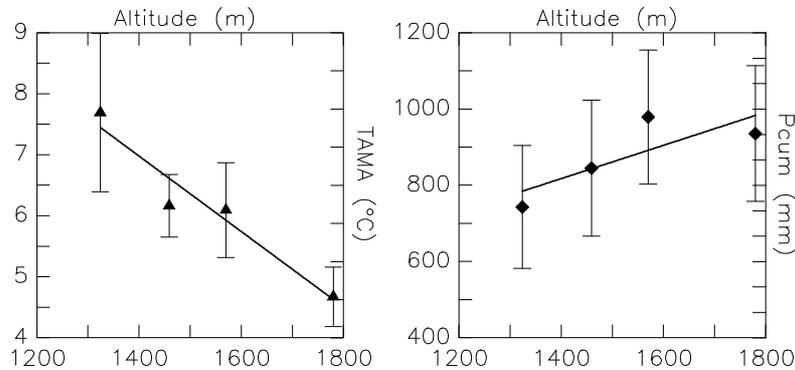


Figure II-15 : Relation entre l'altitude des stations (Briançon : 1324m ; Monetier : 1459m ; Saint Christophe : 1570m ; La Grave : 1780m) et les normales climatiques (moyenne annuelle des températures et des précipitations sur la période 1961-1990, les barres verticales figurent les écart-types sur l'échantillon de moyennes annuelles). Relationship between stations elevation and the normal climatic values (annual mean of the temperature and the precipitation over the 1961-1990 periods, vertical bars indicate standard deviation for the sample).

### 3.1.3.1. Les températures de l'air dans le massif du Combeynot

En utilisant les valeurs de gradients thermiques moyens calculés par Douguedroit & De Saintignon [1981] sur la période 1959-1978 à partir des stations des Alpes du sud (0,0059°C/m pour les stations en fond de vallée, 0,0057°C/m pour les stations en adret), nous pouvons estimer les fluctuations mensuelles moyennes des isothermes entre 1000 et 5000m d'altitude pour le secteur Oisans-Briançonnais (fig. II-16).

Il apparaît ainsi que les températures de l'air sont négatives durant 4,5 mois à 2000m et durant 8 mois à 3000m, avec des isothermes annuelles moyennes 0°C et -2°C situées respectivement à 2560m et 2910m. Ces valeurs sont importantes, puisqu'elles conditionnent directement la durée du manteau neigeux et influencent, de manière plus complexe, le bilan thermique du sol et donc la présence de pergélisol.

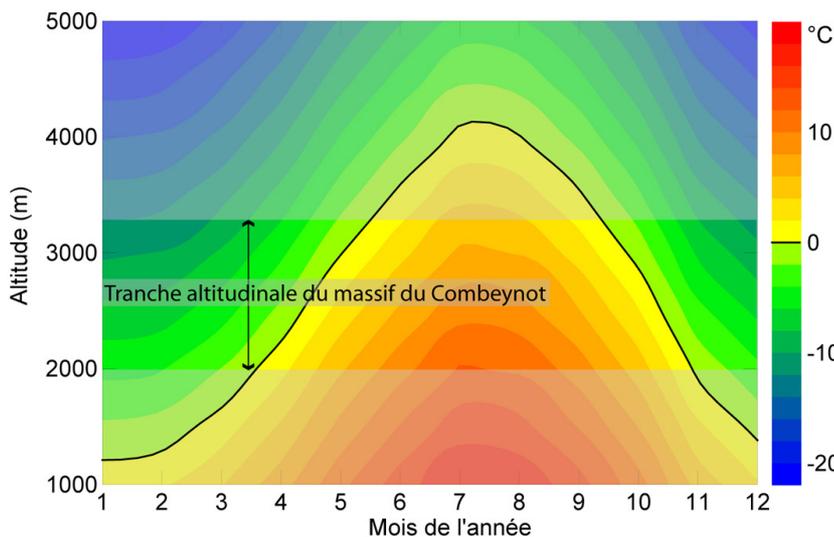


Figure II-16 : Evolution moyenne (1961-1990) mensuelle de la température de l'air entre 1000 et 5000 m d'altitude dans le secteur Oisans-Briançonnais et emprise altitudinale du massif du Combeynot. Données Météo France (cf. tabl. 3). Mean monthly evolution of air temperature at elevations between 1000 and 5000 m in the Oisans-Briançonnais area, and altitudinal range of the Combeynot Massif.

### 3.1.3.2. L'enneigement dans le massif du Combeynot

L'enneigement peut être apprécié par sa durée et par son épaisseur. Ainsi, les 18 années (1983-2001) de relevés hebdomadaires effectués sur le site de La Toura (situé 20km à l'ouest du col du Lautaret), à 2590m d'altitude, montrent qu'en décembre l'enneigement dépasse un mètre d'épaisseur et culmine en mars à deux mètres, pour décroître dès le mois suivant (fig. III-17, A). Les mesures effectuées par Francou [1988] à Laurichard, moins étalées en durée (7ans), renseignent en revanche sur l'ensemble de la période enneigée (fig. III-17, B).

S'il est délicat de généraliser un paramètre aussi variable dans le temps (cf. la variabilité des précipitations hivernales) et dans l'espace

(rôle de la redistribution par le vent et les avalanches), on peut remarquer, grâce à la série de Laurichard, que :

- durant l'automne, le manteau neigeux est très peu épais (< 0,5m) ;
- si le mois de décembre permet un premier épaissement notable du manteau neigeux, avec toutefois une variabilité interannuelle marquée, ce n'est qu'en janvier que l'enneigement dépasse le plus sûrement le mètre ;
- une seconde phase d'épaississement du manteau neigeux se produit en mars, pour culminer en mai. L'épaisseur durant ce mois est toutefois très variable d'une année sur l'autre, après quoi la fonte du manteau peut s'étaler jusqu'en juillet.

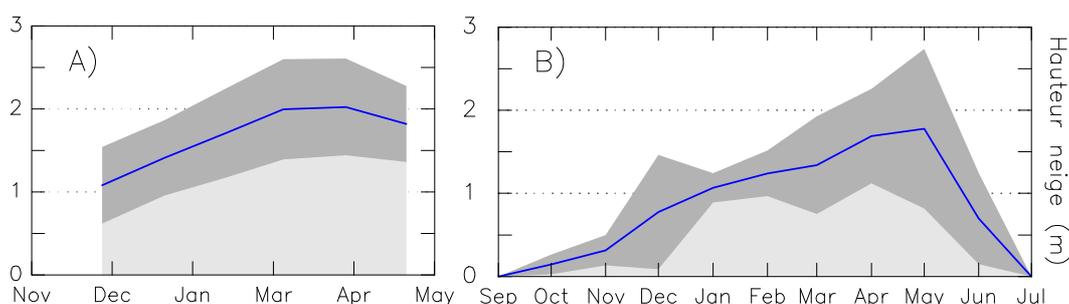


Figure II-17 : A) épaisseur moyenne (courbe bleue ; en grisé sombre, l'enveloppe +/- 1 $\sigma$ ) du manteau neigeux sur le site de La Toura (2590m d'altitude, 20km à l'ouest du col du Lautaret) sur la période 1983-2001 ; B) épaisseur moyenne (courbe bleue ; en grisé sombre, l'enveloppe +/- 1 $\sigma$ ) du manteau neigeux dans la Combe de Laurichard (2450m d'altitude, massif du Combeynot sur la période 1979-1986. Données Météo France et [Francou, 1988]. A) mean thickness (in greyish, the +/- 1 $\sigma$  envelope) of the snow cover at La Toura site for the 1983-2001 period; B) mean thickness (in greyish, the +/- 1 $\sigma$  envelope) of the snow cover at Combe de Laurichard site for the 1979-1986 period.

### 3.1.3.3. Les stations IGA-EDF d'Arsine, du Plan de l'Alpe et de la Route

Dans le cadre du projet de centrale hydro-électrique<sup>20</sup> du Plan de l'Alpe de Villar d'Arène et de l'étude d'impact associée, EDF et l'IGA (URA 344) ont installé en 1983 trois stations météorologiques à proximité immédiate du massif du Combeynot :

<sup>20</sup> Projet qui n'a pas vu le jour, mais dont il reste sur place, outre la station du Plan de l'Alpe, un certain nombre de vestiges (tunnel sous le Combeynot, ouvrages bétonnés dans la plaine alluviale, pistes).

- *Arsine* (1675m), dans le hameau homonyme de la commune de Villar d'Arène, à la confluence entre la Romanche et le Rif du Col. La station, tenue par un observateur permanent, était équipée d'un thermo-hygrographe, d'un pluviomètre et d'un héliographe, et a fourni des données journalières sur la période 1983-1993 ;
- *Plan de l'Alpe* (2050m), sur un replat en rive droite de la plaine alluviale de la Romanche. En dépit d'un matériel vieillissant et de problèmes de maintenance, la station, équipée pour

la mesure de la température, des précipitations (nivo-pluviomètre totalisateur), de l'humidité et du vent, est toujours active<sup>21</sup>.

- *Route* (2550m), dans le fond du vallon de la Route, en plein cœur du massif du Combeynot. Supprimée en 2004, la station, difficile d'accès, n'a livré que des données mensuelles (température et humidité relative de l'air, précipitations liquides et solides) assez lacunaires entre 1987 et 1992.

Nous utilisons ces trois séries de données (uniquement les températures de l'air, les autres paramètres étant plus délicats à interpréter ou peu influents sur la température du sol) pour vérifier la pertinence des extrapolations à partir des quatre longues séries présentées précédemment (cf. fig. III-12 et III-13). S'il est évident que les échelles de temps considérées (moyennes mensuelles sur 5 à 30 ans) gomment une partie de la variabilité propre à chaque station, la bonne correspondance entre les valeurs extrapolées et les valeurs mesurées (fig. III-18) confirme la possibilité d'estimer de façon fiable la température moyenne de l'air en altitude à un pas de temps mensuel.

En comparant mois à mois (entre février 1984 et décembre 1993), la relation entre les

valeurs extrapolées et les valeurs mesurées reste très bonne (fig. III-19). Cependant, l'influence des conditions locales ne pouvant être que sommairement reproduite (en extrapolant à partir des données d'une station à la configuration similaire, avec un gradient de 0,0057°C/m pour des stations d'adret et de 0,0059°C/m pour des fonds de vallée, cf. [Douguedroit & De Saintignon, 1981]), quelques divergences apparaissent :

- seules quelques valeurs du Plan de l'Alpe sont incorrectement extrapolées à partir des données de Saint Christophe, la moyenne des résidus étant de 0,3°C ;
- les températures à Arsine sont surestimées (à partir des données de Briançon, moyenne des résidus = 1,4°C), sans doute du fait de la proximité immédiate de la Romanche et la position très encaissée de la station, et par conséquent à la fois peu ensoleillée et très soumise aux inversions thermiques ;
- globalement, les températures de la Route sont légèrement surestimées (à partir des données de Saint Christophe, moyenne des résidus = 0,63°C), cependant que les plus basses valeurs sont sous-estimées.

<sup>21</sup> Seules les données journalières 1983-1995 sont disponibles.

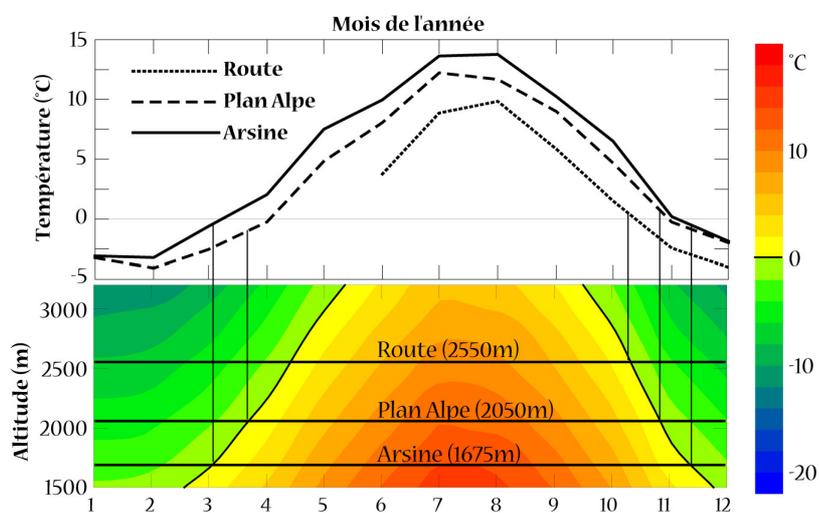
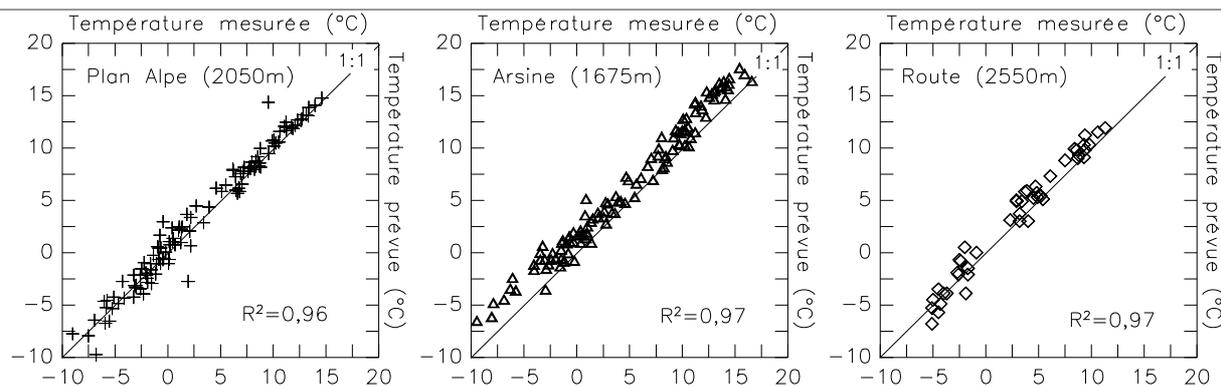


Figure II-18 : Correspondance entre : (en bas) les températures mensuelles moyennes extrapolées entre 1500 et 3200m à partir des 4 stations Météo France (cf. fig. II-16), et (en haut) les températures moyennes mensuelles mesurées par les stations d'Arsine, du Plan de l'Alpe et de la Route. Données Météo France et IGA. Correspondence between: (down) the extrapolated mean monthly temperatures between 1500 and 3200m thanks to the Météo France stations, and (up) the mean monthly measured temperatures at Arsine, Plan de l'Alpe and Route stations.



**Figure II-19 : Relation entre les températures moyennes mensuelles mesurées aux stations du Plan de l'Alpe (2050m), d'Arsine (1675m) et de la Route (2550m) et les températures mensuelles moyennes extrapolées à partir des longues séries (1961-1990) de Météo France (cf. fig. III-13). Données Météo France et IGA. Relationship between mean monthly air temperatures measured at Plan de l'Alpe, Arsine and Route stations and extrapolated values from the long Météo France series.**

Ce tour d'horizon de quelques paramètres climatiques, le plus important étant ici la température de l'air, a permis de cerner l'évolution saisonnière moyenne de ces derniers, et d'approcher au mieux le « climat du massif du Combeynot » tel qu'illustré par les normales de la période 1961-1990. Si l'inertie du pergélisol nécessite effectivement une résolution temporelle aussi large, les changements globaux des deux dernières décennies sont néanmoins suffisamment prononcés et continus pour que l'on s'intéresse à l'évolution récente du climat sur notre secteur d'étude.

### 3.2. Le changement climatique dans le secteur Oisans-Briançonnais

#### 3.2.1. Aperçu du réchauffement global

Depuis la fin du Petit Age Glaciaire (PAG), généralement située durant la seconde moitié du XIX<sup>ème</sup> siècle, le climat global connaît une augmentation quasi continue des températures atmosphériques et marines. Ce réchauffement, indéniable [Folland *et al.*, 2001 ; Jones & Moberg, 2003 ; Parker, 2004] bien

que modulé selon les régions [New *et al.*, 2000 ; IPCC, 2001], est pour partie attribué à l'augmentation de la teneur en gaz à effet de serre aux différents niveaux de l'atmosphère [IPCC, 2001]. Il s'accompagne de modifications des régimes de précipitations qui sont, eux, plus délicats à cerner, entre autre du fait de leur forte variabilité interannuelle et des rétroactions possibles entre les différents éléments du système climatique.

Les récents travaux de Brohan *et al.* [2006] ont permis de préciser l'évolution des températures globales à la surface de la Terre depuis 1850, à partir de données instrumentales (fig. III-20). Ces auteurs confirment l'augmentation de 0,6 +/- 0,2°C entre 1860 et 2003, entrecoupée de périodes de refroidissement (1880-1910, 1940-1960). Les principales phases d'accélération du réchauffement se sont produites en 1910-1940, et surtout depuis la fin des années 70 (où il atteint 0,01°C/an), période durant laquelle ont été observées les années les plus chaudes du millénaire [Mann *et al.*, 1998].

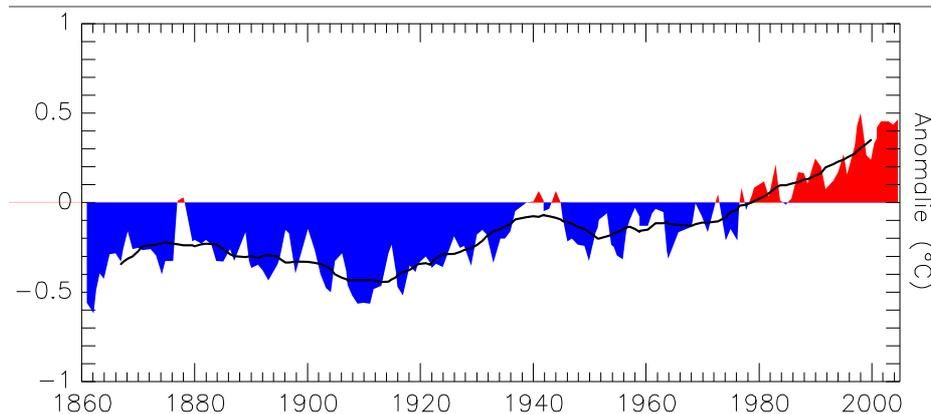


Figure II-20 : Anomalie thermique annuelle globale calculée à partir des données HadCRUT3, et moyenne lissée. Données tirées de [Brohan *et al.*, 2006]. HadCRUT3 global temperature anomaly time-series at annual resolution and smoothed mean.

### 3.2.2. Le changement climatique dans les Alpes

Il est généralement admis que le réchauffement climatique subi par les régions alpines est supérieur à celui mesuré à l'échelle globale ou même hémisphérique [Beniston, 2006]. Les récentes reconstructions mensuelles, saisonnières et annuelles de Casty *et al.* [2005] montrent toutes très clairement le passage de la période froide du

PAG à l'épisode de réchauffement actuel aux alentours de 1900. Ces travaux indiquent que les températures moyennes dans les Alpes ont augmenté de  $0,9 \pm 0,2^\circ\text{C}$  depuis 1900 (fig. III-21). Depuis 1975, la croissance des températures atteint  $0,075^\circ\text{C}/\text{an}$  (contre  $0,007^\circ\text{C}/\text{an}$  sur la période 1900-2003), et les années 1994, 2000, 2002, et surtout 2003 ont été les plus chaudes depuis 1500.

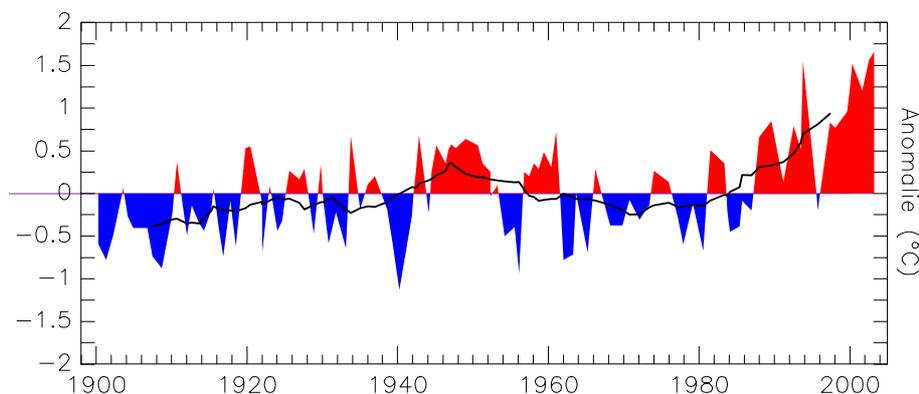


Figure II-21 : Anomalie thermique annuelle dans les Alpes, et moyenne lissée, de 1900 à 2003. Données tirées de [Casty *et al.*, 2005]. Annual mean Alpine temperature anomaly from 1900 to 2003 and smoothed mean.

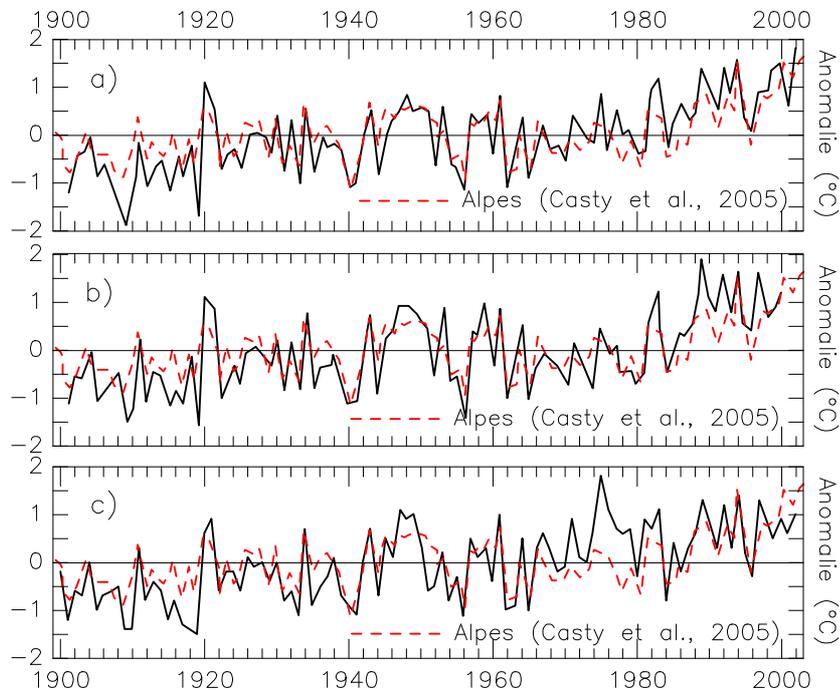
Concernant les précipitations, les incertitudes élevées ( $\pm 80\text{mm}$  après 1880) ainsi que leur forte variabilité interannuelle semblent occulter les éventuelles tendances [Casty *et al.*, 2005]. Ceci ne confirme donc pas l'augmentation attendue des précipitations en conséquence du réchauffement [IPCC, 2001], même si des périodes à hivers humides (1950-1990) ou à étés secs (après 1970) ont eu/ont lieu, et seraient partiellement liées à des modifications décennales de la circulation générale en lien avec l'Oscillation Nord Atlantique (NAO, North Atlantic Oscillation, cf. [Hurrell, 1995 ; Beniston & Jungo, 2002]).

Les modifications climatiques aux plus hautes altitudes restent une question délicate [Beniston *et al.*, 1997 ; Diaz & Bradley, 1997], tant les processus climatiques en montagne sont compliqués par une forte variabilité spatiale, issue des effets combinés de la continentalité, de la position en latitude, de l'altitude et de la topographie [Barry, 1994].

L'observation des chroniques de températures annuelles disponibles (fig. III-22 ; données tirées de [Klein Tank *et al.*, 2002 ; Harris *et al.*, 2003]) révèle que le réchauffement observé à des altitudes élevées (Sonnblick :  $1,56^\circ\text{C}/\text{siècle}$  ; Saentis :  $1,54^\circ\text{C}/\text{siècle}$  ; Grand St Bernard :

1,52°C/siècle) est plus important que celui de l'ensemble des Alpes [Casty *et al.*, 2005]. Les fortes anomalies négatives entre 1900 et 1920 ainsi que les températures élevées (forts écarts positifs) des années 1980 sont à l'origine de ces écarts de tendances avec les

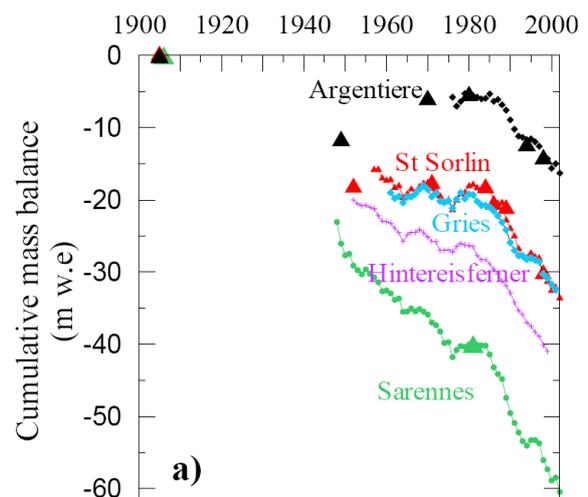
données de Casty *et al.* [2005]. S'il est évident que la variabilité de ces dernières, issues de plusieurs dizaines de séries, est statistiquement moindre, on peut tout de même s'interroger sur la signification de tels écarts continus durant certaines périodes.



**Figure II-22 : Anomalie thermique annuelle (écart à la moyenne 1900-2000) aux stations : a) de Sonnblick (3206m, Autriche, [Klein Tank *et al.*, 2002]) ; b) de Saentis (2500m, Suisse, [Klein Tank *et al.*, 2002]) ; c) du Grand St Bernard (2472m, Suisse, [Harris *et al.*, 2003]). Données Alpes tirées de [Casty *et al.*, 2005]. Annual mean temperature anomaly at a) the Sonnblick station (3206m, Austria); b) the Saentis station (2500m, Switzerland); c) the Grand St Bernard station (2472m, Switzerland).**

Enfin, les fluctuations glaciaires, en particulier les bilans de masse, fournissent également des indications précieuses sur la variabilité des paramètres climatiques en haute montagne (voir par ex. [Vincent & Vallon, 1997 ; Vincent, 2002a]). L'accumulation est dépendante principalement de la quantité de précipitations hivernales, ainsi que, plus marginalement, des températures en début et fin de saison (qui permettront ou non des chutes de neige). L'ablation estivale est elle contrainte par le bilan radiatif, c'est-à-dire essentiellement par les températures de l'air et l'insolation, ainsi que par les échanges de chaleur latente (fusion / sublimation). La différence entre les deux termes, hivernal et estival, permet d'estimer la sensibilité des appareils glaciaires [Vincent, 2002b ; Vincent *et al.*, 2004] aux forçages climatiques et donc de reconnaître les fluctuations climatiques passées [Vincent *et al.*, 2005]. Les glaciers alpins, suivis parfois depuis plus d'un siècle (fig. III-23), sont à ce titre des indicateurs

climatiques de premier ordre [Walsh, 1995 ; IPCC, 2001 ; Käab *et al.*, 2006a].



**Figure II-23 : Evolution des bilans de masse cumulés de différents glaciers alpins au cours du XX<sup>ème</sup> siècle. D'après [Vincent *et al.*, 2005]. Evolution of the cumulative mass balances of some Alpine glaciers during the 20<sup>th</sup> century.**

### 3.2.3. Les données du secteur Oisans-Briançonnais

#### 3.2.3.1. Tendances générales des températures et des précipitations

A partir de l'observation des écarts à la moyenne des températures annuelles de 8 stations de l'Oisans-Briançonnais, Corona [2007] estime que l'augmentation constatée dans le secteur au cours du XX<sup>ème</sup> siècle atteint 1,3°C. Ce réchauffement a été marqué de phases d'accélération dans les années

1940-1950 et surtout à partir des années 1980, avec le maximum absolu de 2003, et de phases de ralentissement, voire de refroidissement, durant les années 1960-1970. Les moyennes annuelles des 4 longues séries (1961-2007, fig. III-24) utilisées dans ce travail sont bien corrélées avec les données de Casty *et al.* [2005] sur l'ensemble des Alpes, et suggèrent que le réchauffement le plus fort a été enregistré à la station de Saint Christophe, alors que celui de Monêtier et de Briançon est plus modéré.

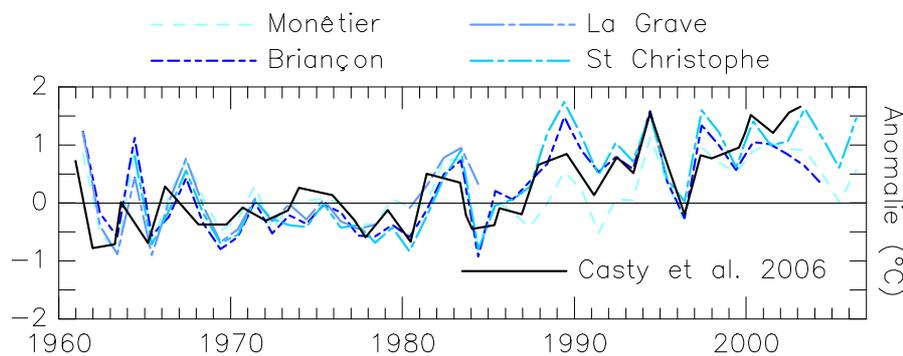


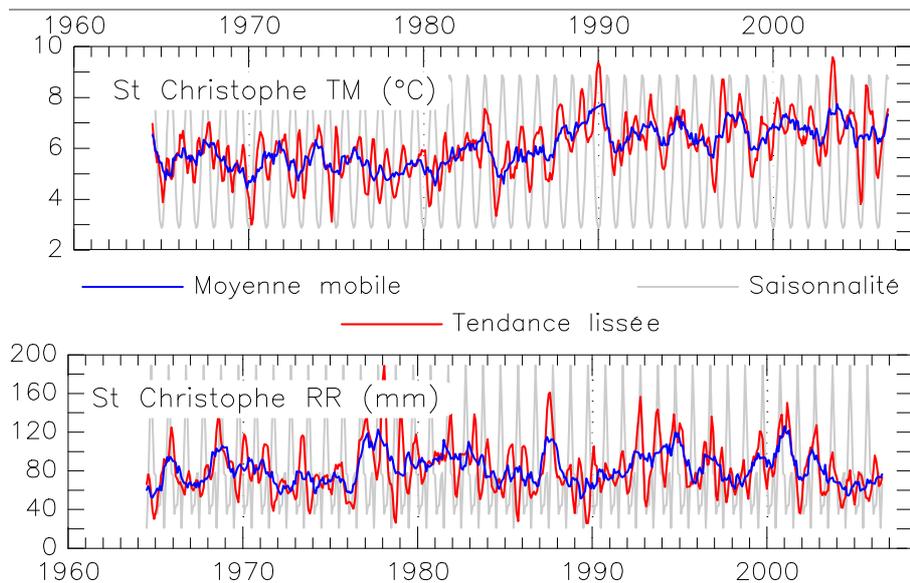
Figure II-24: Anomalies thermiques annuelles (sur la moyenne 1961-1990) de quatre stations Oisans-Briançonnais et moyenne globale dans les Alpes. Données Météo France et [Casty *et al.*, 2005]. *Annual mean temperature anomalies for 4 stations in the Oisans-Briançonnais area and global Alpine anomaly.*

Afin d'extraire une tendance des données mensuelles brutes (précipitations et températures), nous avons utilisé une méthode de décomposition saisonnière (méthode Census I<sup>22</sup>, [Makridakis & Wheelwright, 1989]) qui dégage une composante saisonnière (saisonnalité), une composante tendancielle (tendance lissée) et une composante aléatoire (bruit). Sur les longues séries de Saint Christophe (fig. III-25) et de Briançon (fig. III-26), une première phase de croissance des températures s'observe entre 1980 et 1983, puis une

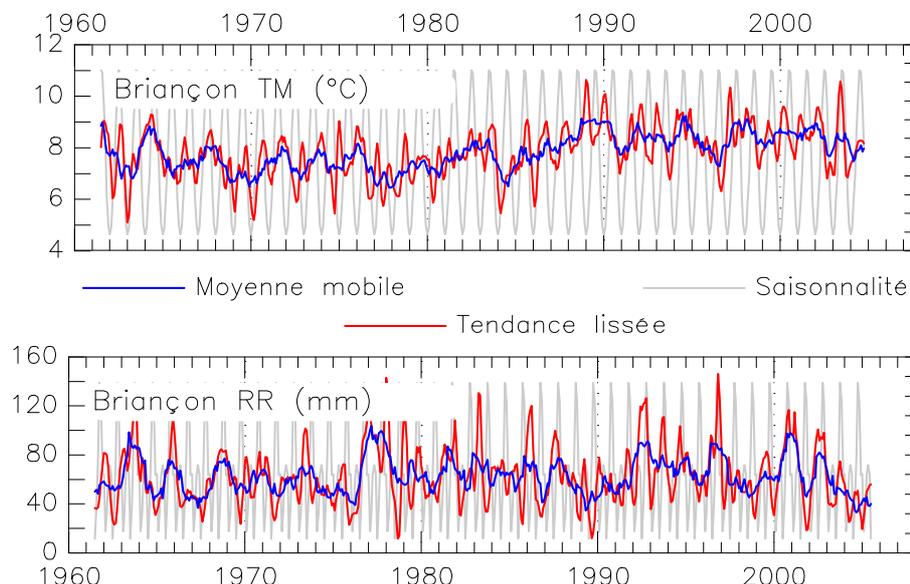
seconde entre 1985 et 1990. Après cette date, les températures stationnent 1 à 1,5°C au-dessus des moyennes de la précédente période stable de 1965 à 1980.

Selon cette méthode, les précipitations semblent avoir très légèrement augmenté (+ 2 mm/mois à Briançon, + 4 mm/mois à Saint Christophe sur l'ensemble de la période, soit une augmentation du cumul annuel de 24 à 48 mm), ce qui est en deçà des 100 mm d'augmentation calculée par Corona [2007] sur 7 stations de l'Oisans. Cette différence est due au fait que les valeurs estimées par cet auteur ne prennent pas en compte les années 2005 et 2006, relativement sèches (anomalie négative de 100 à 250 mm en cumul annuel).

<sup>22</sup> Données traitées avec le logiciel STATISTICA (data analysis software system) StatSoft, Inc. (2004), version 7.



**Figure II-25 : Résultats de la décomposition saisonnière des températures et des précipitations mensuelles de 1964 à 2007 enregistrées à la station de Saint Christophe. Données Météo France. Results of the seasonal decomposition of the monthly temperatures and precipitations at Saint Christophe.**



**Figure II-26 : Résultats de la décomposition saisonnière des températures et des précipitations mensuelles de 1961 à 2005 enregistrées à la station de Briançon. Données Météo France. Results of the seasonal decomposition of the monthly temperatures and precipitations at Briançon.**

Outre la variabilité interannuelle et la tendance, la décomposition saisonnière permet de distinguer les événements extrêmes. Ainsi, les années 1970, 1975 et 1985 apparaissent comme les plus froides de la période 1961-2007, alors que 1989, 1997 et 2003 ont connu les plus hautes moyennes. La pluviométrie montre des dissemblances plus fortes entre le régime de l'Oisans et celui du Briançonnais : pour le premier, les maximums ont lieu en 1978, 1987, 1992 et 2001 ; pour le second, 1983, 1978 et 1996 sont les années les plus humides.

### 3.2.3.2. Evolution des températures

Dans le détail des températures mensuelles des stations de Saint Christophe, Monétier et Briançon (La Grave s'arrêtant en 1988), certaines ruptures communes se repèrent aisément (fig. III-27) :

- après l'année 1980, les étés sont plus longs et plus chauds que durant la période précédente ;
- après environ 1987-1988, les hivers, malgré des extrêmes toujours bien marqués, se terminent plus tôt. La transition printanière semble s'allonger en conséquence.

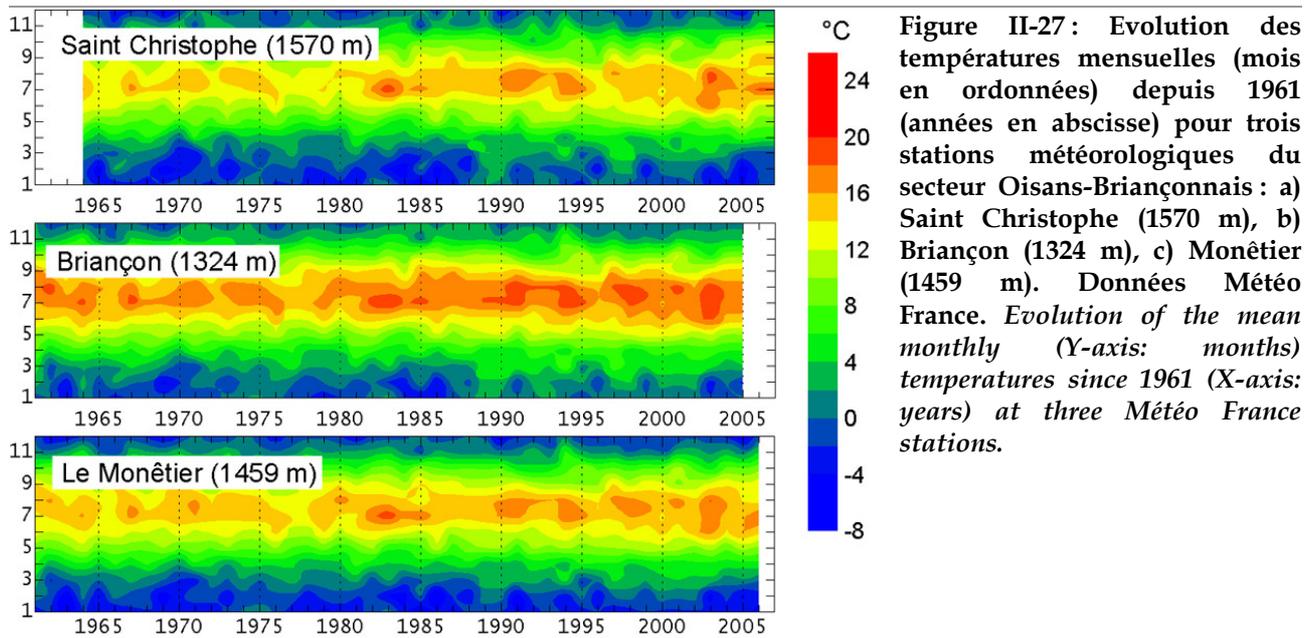


Figure II-27 : Evolution des températures mensuelles (mois en ordonnées) depuis 1961 (années en abscisse) pour trois stations météorologiques du secteur Oisans-Briançonnais : a) Saint Christophe (1570 m), b) Briançon (1324 m), c) Monêtier (1459 m). Données Météo France. Evolution of the mean monthly (Y-axis: months) temperatures since 1961 (X-axis: years) at three Météo France stations.

Les écarts aux normales saisonnières (fig. III-28) confirment le réchauffement printanier et estival, alors que, depuis 2000, les hivers se rafraîchissent. La tendance des mois d'automne est moins nette, même si ces trois dernières années ont connu des conditions thermiques plusieurs degrés au-dessus des normales saisonnières.

Parmi les valeurs extrêmes, on notera, pour Saint Christophe, l'hiver 1989 (4°C au-dessus de la normale saisonnière) et l'hiver 2004 (2°C en dessous de la normale), pour Monêtier, l'hiver 1974 (2°C au-dessus de la normale saisonnière) et l'hiver 1990 (3°C en dessous). Les extrêmes estivaux sont plus synchrones, les plus significatifs étant 1983, 1994 et 2003.

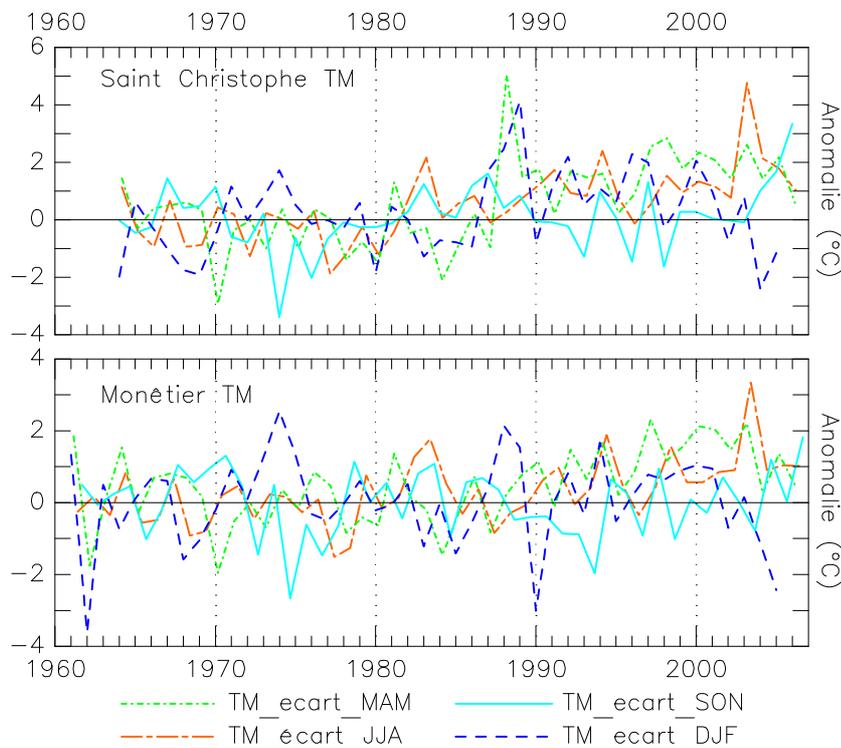
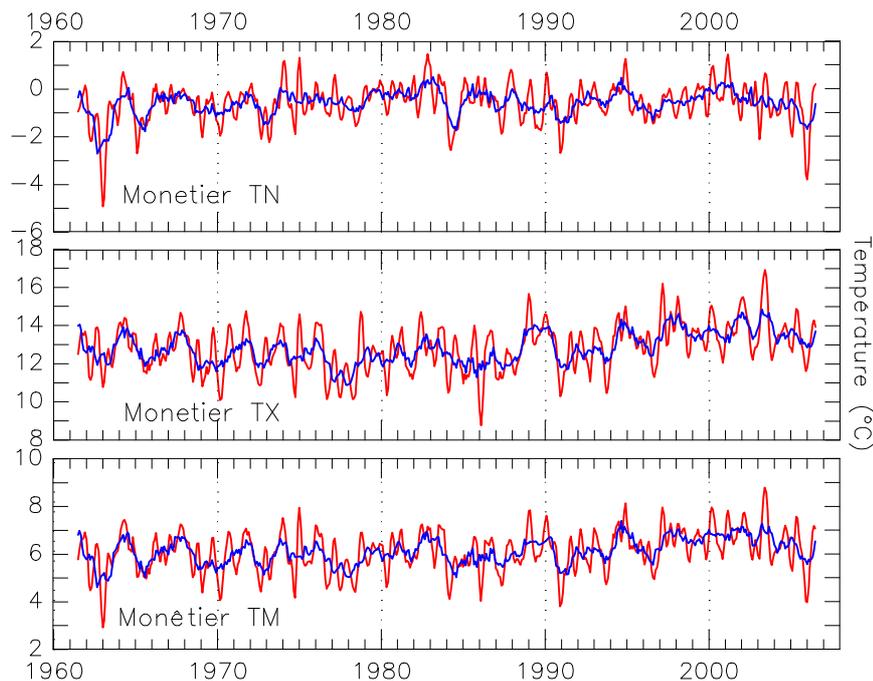


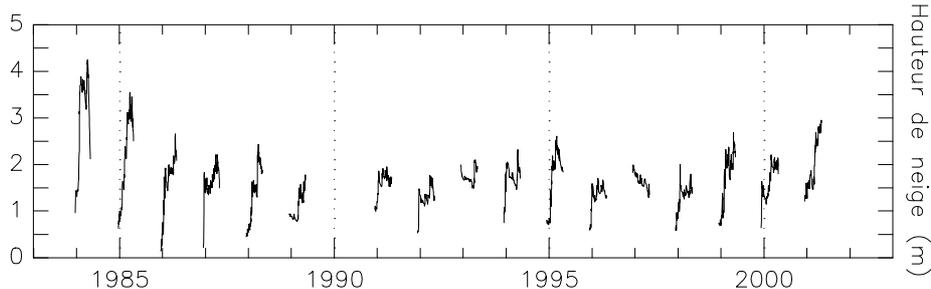
Figure II-28 : Evolution des anomalies thermiques saisonnières (écarts à la moyenne 1961-1990) aux stations de Saint Christophe et de Monêtier. Données Météo France. Evolution of the mean seasonal anomaly (deviation from 1961-1990 mean) at Saint Christophe and Monêtier stations.

Concernant les températures minimales et maximales, Corona [2007] estime que les mois de janvier, mars, mai, juillet et août sont caractérisés par une augmentation significative des températures minimales, tandis qu'avril et novembre connaissent une diminution. Pour les températures maximales, seuls avril, octobre et novembre ne subissent pas une augmentation. Les températures maximales mensuelles et saisonnières ont donc d'avantage augmenté

que les températures minimales. L'analyse de décomposition saisonnière des données de la station de Monêtier (fig. III-29) confirme cette vision d'un réchauffement surtout porté par les températures maximales, particulièrement celles des mois d'avril (+ 0,067°C/an), d'août (+ 0,062°C/an), de mai (+ 0,039°C/an) et de juillet (+ 0,035°C/an) (résultats de [Corona, 2007] sur 8 stations de l'Oisans et sur la période 1951-2003).



**Figure II-29 : Résultats de la décomposition saisonnière des températures mensuelles minimales, maximales et moyennes de 1961 à 2006 enregistrées à la station de Monêtier. Données Météo France. Results of the seasonal decomposition of the minimal, maximal and mean monthly temperatures of Monêtier station.**



**Figure II-30 : Hauteurs de neige au site de la Toura (Isère, station des Deux Alpes) entre 1984 et 2001 (entre décembre et avril). Snow height at the site of La Toura (Isère) between 1984 and 2001 (from December to April).**

### 3.2.3.3. Evolution de l'enneigement

Bien que limitée à la période décembre-avril, la série de La Toura (cf. chap. II § 3.1.3.2) fournit une image parlante de l'évolution du manteau neigeux, tant dans la chronologie de sa constitution que dans les épaisseurs (fig. III-30). La diminution apparente des hauteurs de neige depuis 1985 occulte en réalité le fait que les années 1978-1986 ont été très

fortement enneigées, après quoi la variabilité interannuelle est telle qu'aucune tendance significative n'apparaît, ce que confirment bien les travaux de Corona [2007].

Les données de La Toura montrent en outre qu'entre 1984 et 2001 l'enneigement en début de saison (mois de décembre) a augmenté, donnée intéressante quand on connaît l'influence des conditions de début d'hiver dans l'état thermique du pergélisol (cf. chap.

---

II § 1.2.3 et chap. VIII § 2.2). Il apparaît également que l'enneigement tardif est en diminution depuis le milieu des années 80, ce

que montrent également les données de la station de Saint Christophe analysées par Corona [2007].

---

*Les principales caractéristiques du massif étudié ont été présentées dans ce chapitre. Le contexte litho-structural, marqué par la fragilisation tectonique et hydrothermale des granites et des gneiss du massif du Combeynot, joue un rôle primordial dans la sensibilité des environnements aux dynamiques périglaciaires. L'omniprésence de dépôts détritiques grossiers est ainsi une des caractéristiques géomorphologiques majeures du massif. Par ailleurs, le climat du secteur permet à l'isotherme 0°C de stationner aux alentours de 2600m d'altitude, tout en n'autorisant guère le développement de glaciers du fait des précipitations réduites. Les modifications climatiques intervenues au cours du 20<sup>ème</sup> siècle ont été marquées par une augmentation notable des températures maximales, affectant particulièrement les mois de printemps et d'été. Les précipitations ne présentent pas de tendance claire, bien que l'enneigement ait connu un maximum autour de 1980. Ces aspects sont déterminants dans la localisation et le fonctionnement du pergélisol présent sur le massif, et ont conduit à un paysage très marqué par le fluage des dépôts détritiques. Afin d'étudier le pergélisol présent sur le massif du Combeynot, dans une optique à la fois statique et dynamique, différentes approches, issues de la géomorphologie, de la climatologie, de la géophysique et de la géodésie, ont donc été mises en œuvre et sont présentées ci-après.*

---

## Chapitre III – METHODES D'ETUDE ET DE MESURES

---

*Les difficultés de caractérisation directe du pergélisol de montagne ont conduit à utiliser une large palette méthodologique issue de disciplines variées. Dans le cadre de notre étude sur le massif du Combeynot, la démarche s'est pour partie inspirée des travaux menés ailleurs, en Europe essentiellement, durant ces dernières décennies. L'approche géomorphologique a donc servi de point de départ et a généralement guidé l'utilisation de méthodes complémentaires permettant d'apprécier les caractéristiques thermiques, dynamiques ou physiques du pergélisol. Les collaborations ainsi mises en place ont permis l'émergence d'un savoir-faire, transposable sur d'autres terrains d'étude, et la mise en œuvre d'outils originaux. Nous présentons ici les concepts et les méthodes sur lesquels se fonde la démarche adoptée pour ce travail.*

---

### 1. La cartographie géomorphologique

Partir de l'observation pour aboutir à la cartographie des indices morphologiques reste, en géomorphologie, une démarche primordiale. Si elles peuvent être une fin en soi, les cartes géomorphologiques sont ici élaborées dans un double objectif :

- fixer l'état de nos connaissances sur les formes de relief associées au pergélisol et les replacer dans un contexte géomorphologique plus large ;
- proposer des interprétations, fondées sur ce qui a été observé, mesuré et conclu sur d'autres sites, pouvant guider l'utilisation de méthodes complémentaires lorsque les ambiguïtés sont trop importantes.

Toute la cartographie numérique s'est effectuée sur la base d'un Modèle Numérique d'Altitude à 10m de résolution. Ce dernier, obtenu par digitalisation sous MapInfo<sup>23</sup> des courbes de niveau à 10 et 20 m d'équidistance des cartes IGN 1/25000<sup>ème</sup> puis par une interpolation selon la méthode TIN<sup>24</sup> sous

---

<sup>23</sup> MapInfo Professionnal Version 7.5, © 1985-2003, Mapinfo Corporation.

<sup>24</sup> Triangular Irregular Network, Méthode d'interpolation spatiale fondée sur un réseau irrégulier à maille triangulaire dont les sommets sont les points

Surfer<sup>25</sup>, possède une erreur de positionnement (incluant le géoréférencement du fond de carte IGN 1/25000, la digitalisation et l'interpolation) de l'ordre de +/- 5m<sup>26</sup>.

Une restitution cartographique fine et synthétique du glacier rocheux 1 de Laurichard a également été effectuée, sur la base de Modèles Numériques d'Altitude à haute résolution (0,5 et 1 m) obtenus grâce à l'utilisation d'un LIDAR terrestre (chap. V § 2).

#### 1.1. L'observation de terrain

La distance et l'angle entre l'observateur et l'objet géomorphologique, l'heure de la journée, la présence de neige ou d'ombre, l'état d'altération ou l'orientation particulière des blocs, le tassement des blocs sous nos pas ou le bruissement de l'eau en profondeur, tous ces facteurs entrent en compte dans

---

de mesure. Le MNT est ensuite obtenu en plaquant une grille à maille régulière (10 m ici) sur le réseau TIN.

<sup>25</sup> Surfer Version 8.03, © 1993-2003, Golden Software, Inc.

<sup>26</sup> Cette imprécision explique la présence, parfois visible, d'un raccord entre le MNT10, élaboré pour ce travail sur le massif du Combeynot, et le MNT50, issu de la BDAlti de l'IGN (et obtenu grâce à un accord avec le PNEcrins).

l'observation des signes de surface indiquant, soit la présence de glace en profondeur, soit une dynamique liée à la glace dans le sol. Photographies, minutes cartographiques, annotations et croquis permettent l'exploitation ultérieure de ces informations.

### 1.2. Les photographies aériennes

Grâce aux fonds de l'Institut de Géographie Alpine et du Parc National des Ecrins, nous disposons d'une cinquantaine de clichés différents (tirages papier N&B et couleur, généralement 23x23 cm) acquis lors de 7 missions (1951, 1967, 1981, 1989, 1993, 1999 et 2001). De plus, grâce à un accord avec le PNE, les produits BDOOrtho de l'IGN, issus des missions de 1999 et 2003 et d'une résolution de 0,5 m, ont également pu être utilisés.

### 1.3. La conception de la légende

Orientées plus spécifiquement sur le pergélisol de montagne, les cartes géomorphologiques élaborées dans ce travail se sont fondées sur une légende propre, inspirée de la légende morphodynamique de l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne proposée par Schoeneich [1993]. Cette dernière a été modifiée afin de rendre compte de la présence de glace dans le sol (fond coloré), de l'activité des formes qui en contiennent (éléments linéaires et couleurs) et de leurs relations avec les environnements morphodynamiques dans lesquels elles s'insèrent.

## 2. La mesure des paramètres topo- et micro-climatiques

Les mesures des paramètres climatiques ont été effectuées selon trois approches :

- i) le suivi du topoclimat à la racine d'un glacier rocheux actif,
- ii) le suivi de la température de surface du même glacier rocheux,
- iii) la mesure de la température à l'interface sol/neige et celle de la hauteur de neige durant

l'équilibre thermique hivernal (méthode BTS) sur plusieurs sites.

Les deux premières approches, axées sur le fonctionnement du système sol/neige/atmosphère, sont limitées spatialement mais quasi continues dans le temps, tandis que la troisième est un instantané de l'état thermique hivernal d'une forme ou d'un vallon.

Dès l'initiation de ce travail, la Combe de Laurichard est apparue idéale pour la réalisation des suivis envisagés, en particulier du fait de son accessibilité aisée et rapide en toute saison et des travaux passés [Francou, 1981 ; Francou, 1988 ; Francou & Reynaud, 1992 ; Jomelli, 2000]. En outre, le suivi toujours en cours des vitesses du glacier rocheux 1 [Francou *et al.*, 1999 ; Thibert, 2004] ont également imposé ce dernier comme site principal.

### 2.1. Les capteurs de température à la surface de RGL1 : suivi microclimatique

En octobre 2003, 8 capteurs-enregistreurs<sup>27</sup> (fig. III-1), miniatures et autonomes, ont été installés sur, et à proximité immédiate, de RGL1 (fig. III-2). Ces appareils présentent l'avantage d'être extrêmement robustes, et, au 15/08/2006, six fonctionnent toujours (un n'a jamais été retrouvé, un a été endommagé). D'une résolution de 0,27°C, les UTL-1 possèdent une précision annoncée de +/- 0,1°C, plus proche dans les faits de +/- 0,3°C, et sont annuellement calibrés à partir du « 0 curtain effect<sup>28</sup> », lors de la fonte du manteau neigeux.

<sup>27</sup> Miniature Temperature Datalogger (MTD), modèle UTL-1, © Geotest, CH.

<sup>28</sup> Lorsque le manteau neigeux fond sur toute son épaisseur, la percolation d'eau à 0°C (du fait de la chaleur latente absorbée par le mélange neige/eau, sans élévation de sa température) maintient précisément le milieu à cette température.



Figure III-1 : Capteur-enregistreur de température miniature UTL-1. Photo Geotest A.G. Miniature temperature datalogger UTL-1.

Il faut souligner que ce dispositif de suivi microclimatique de la température du sol se révèle plus précisément être ici une mesure de la température de l'air (de l'eau ou de la neige lorsqu'il y en a) présent entre les blocs rocheux, en raison notamment de la grossièreté granulométrique de la couche active de RGL1. D'un point de vue thermique, cette couche détritique openwork engendre deux phénomènes notables : une rugosité très forte de la surface, sur laquelle l'accumulation de la neige et les effets du rayonnement solaire seront variables, et une porosité en grand qui permet des circulations d'air (cf. chap. I, § 1.3). Deux capteurs sont ainsi situés entre 80 et 100cm de profondeur (et non pas à proximité immédiate de la surface, comme les autres appareils), et permettent d'avoir une idée du tampon thermique que procure la couche superficielle de blocs.

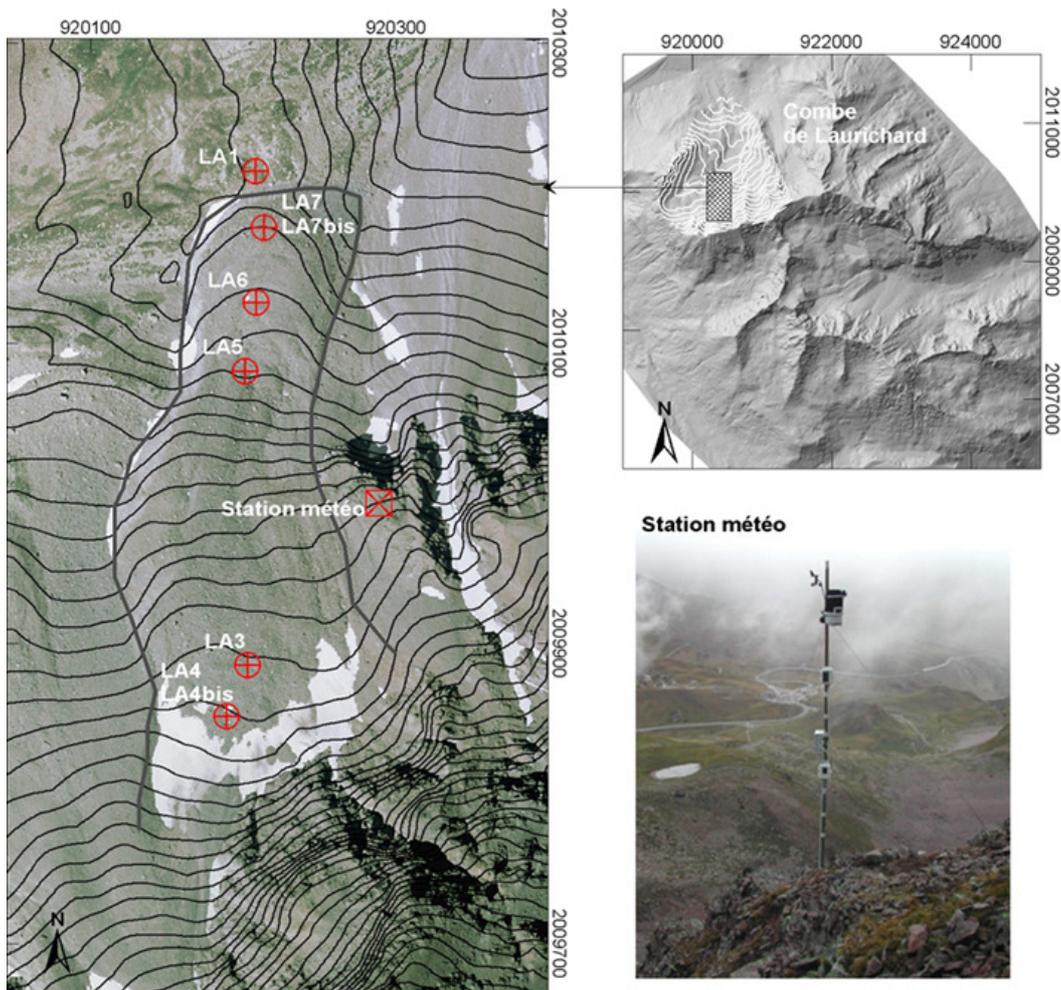


Figure III-2 : Localisation de l'instrumentation climatologique dans la Combe de Laurichard : station météo et MTD (LA\_). Coord. Lambert 2. Location of the climatic instruments in the Combe de Laurichard.

## 2.2. La station météorologique automatique à la racine du glacier rocheux 1 de la Combe de Laurichard : suivi topoclimatique

Une station météorologique autonome Davis Vantage Pro à transmission radio, acquise par le laboratoire PRODIG, a été mise en place en août 2004 à 2600m d'altitude (fig. III-2). Le choix du site s'est fait en privilégiant la facilité d'accès en toute saison et des zones situées hors des trajectoires d'avalanches, où la neige est suffisamment balayée par le vent pour ne pas s'accumuler en quantité trop importante.

Les principaux paramètres enregistrés par l'appareil (une liste exhaustive est fournie en annexe, avec les spécifications techniques), acquis au pas de temps horaire et de manière autonome grâce à une alimentation par panneaux solaires, sont les suivants :

- *Température extérieure* (°C) : moyenne horaire [Temp\_Out], minimum [Low\_Temp] et maximum [Hi\_Temp], échantillonnage à 30s ;
- *Humidité extérieure* (%) : moyenne horaire [Out\_Hum] ;
- *Vitesse du vent* (m/s) : moyenne horaire [Wind\_Speed], maximum [Hi\_Speed] ;
- *Direction du vent* (°) : direction dominante sur l'intervalle de mesure [Wind\_Dir], direction du vent le plus rapide [Hi\_Dir] ;
- *Précipitations* (mm) : cumul des précipitations liquides [Rain] ;
- *Rayonnement solaire global* (W/m<sup>2</sup>) : moyenne horaire [Solar\_Rad], maximum [Hi\_Solar\_Rad] ;
- *Température du sol* (°C) : moyenne horaire [Soil\_Temp]
- *Humidité du sol* (sans unité) : moyenne horaire [Soil\_Moist]

D'autres paramètres sont également automatiquement calculés à partir de ceux mesurés (dew point, wind chill, heat index ...).

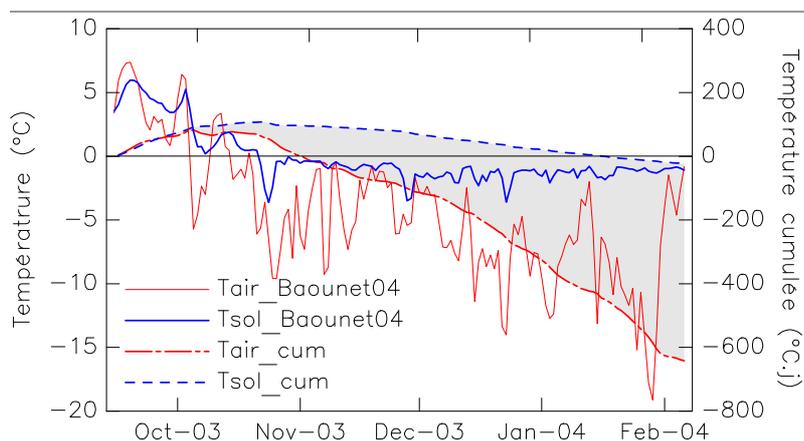
Si, pour diverses raisons, quelques séries de données ont été endommagées, les dernières mesures recueillies au 15/08/2006 montrent que les capteurs, le récepteur et le module de stockage fonctionnent correctement après deux années d'activité<sup>29</sup>.

## 2.3. La méthode BTS : mesures extensives de la température à l'interface sol/neige

### 2.3.1. Les principes de la méthode

L'isolation thermique que procure le manteau neigeux, dont profitent largement les plantes et les animaux pour se protéger du froid hivernal, est bien connue. En effet, la neige est un mélange d'eau sous une forme solide (cristaux de neige) et liquide, relativement bon conducteur thermique, et d'air, dont la conductivité thermique (0,026 W.m<sup>-1</sup>.C<sup>-1</sup>) est très faible. Par conséquent, les températures à la base de la couche de neige ( $T_{\text{surfsol/ng}}$ ) seront d'autant plus déconnectées (faible amplitude des variations et décalage dans le temps) des fluctuations atmosphériques que la densité du manteau neigeux est faible et que son épaisseur est grande. Les données récoltées sur la marge proglaciaire du glacier du Baounet (massif de la Vanoise, 2800m) durant l'hiver 2003-2004 par S. Jobard [2005] montrent très clairement ce découplage progressif, au fur et à mesure de la constitution du manteau neigeux, entre la température de l'air et la température du sol (fig. III-3).

<sup>29</sup> Toutefois, certains problèmes techniques ainsi que l'usure normale des appareils ont conduit à désinstaller la station en avril 2007. Elle sera vérifiée et équipée de nouveaux capteurs avant d'être réimplantée sur le site d'ici octobre 2007.



**Figure III-3 : Mesures thermiques (valeurs brutes et cumulées) de l'air et du sol (-5cm) sur la marge proglaciaire du glacier du Baounet (Vanoise, 2800m) durant l'hiver 2003-2004. La zone grisée donne une idée de l'évolution du découplage entre l'air et le sol. Données brutes non publiées fournies par S. Jobard. *Thermal measurement of air and ground on the Baounet glacier forefield (Vanoise Massif, 2800m).***

Par ailleurs, si la température à la surface du sol se dissocie de celle de l'air, le sol sous-jacent peut alors influencer l'équilibre thermique qui s'établit à l'interface sol/neige vers la fin de l'hiver (WEqT: Winter Equilibrium Temperature, [Delaloye, 2004]). Autrement dit, un sol non gelé conduira à une  $T_{\text{surfsol/ng}}$  proche de  $0^{\circ}\text{C}$ , alors qu'une masse froide en profondeur se traduira par une  $T_{\text{surfsol/ng}}$  clairement négative.

Le premier à exploiter le principe de la WEqT pour détecter le pergélisol fut W. Haeblerli [1973 ; 1975] qui mit alors au point la méthode « *Basal Temperature of winter Snow cover* » (BTS). Depuis, cette méthode est très largement employée (voir par ex. [Hoelzle, 1992 ; Hoelzle *et al.*, 1993 ; Gardaz *et al.*, 1997 ; Ishikawa & Hirakawa, 2000 ; Guglielmin *et al.*, 2001 ; Delaloye *et al.*, 2003a ; Lewkowicz & Ednie, 2004 ; Pieracci, 2006 ; Trarieux, 2006]), souvent en complément d'autres.

### 2.3.2. Les instruments de mesures et la démarche sur le terrain

Etant donné la variabilité des conditions nivologiques d'une année à l'autre (trois hivers très différents ont ainsi été mesurés), la méthode BTS a été employée selon trois objectifs :

1. Apporter un indice de la présence ou non de pergélisol sur un site ;

2. Indiquer des processus thermiques originaux (tels que ceux décrits par [Delaloye, 2004 ; Lambiel, 2006]) ;
3. Cartographier la WEqT.

La rudesse des conditions de travail sur le terrain ayant plusieurs fois endommagé les sondes initialement utilisées pour ce travail (sondes BTS Markasub), nous avons mis au point<sup>30</sup> plusieurs prototypes de sondes « maison », adaptées de sondes prévues pour la recherche des victimes d'avalanches. Alors que les sondes Markasub utilisent une thermistance pour la mesure de la température, nos appareils fonctionnent grâce à des thermocouples, moins précis mais plus simples d'utilisation, beaucoup moins chers et faciles à conditionner dans la pointe des sondes avalanche (fig. III-4).

Le principal problème de la conception de telles sondes est lié à la réalisation d'une pointe suffisamment isolée du reste de la sonde avalanche : l'utilisation du modèle *Carbon Professional 240+*, d'Orthovox, dont le corps est entièrement composé de fibres de carbone et la pointe d'aluminium, s'est révélée adaptée. Des premiers tests très concluants ont été réalisés en avril 2007 avec un premier prototype, et une calibration de l'ensemble de la chaîne de mesure sera effectuée dans les prochains mois, avant d'envisager la production d'une dizaine d'exemplaires.

<sup>30</sup> Avec l'aide, notamment, de S. Jobard (lab. EDYTEM), F. Ousset (CEMAGREF Grenoble), M. Gay et S. Ott (GIPSA-lab), P. Schoeneich et J.M. Krisiecky (IGA).

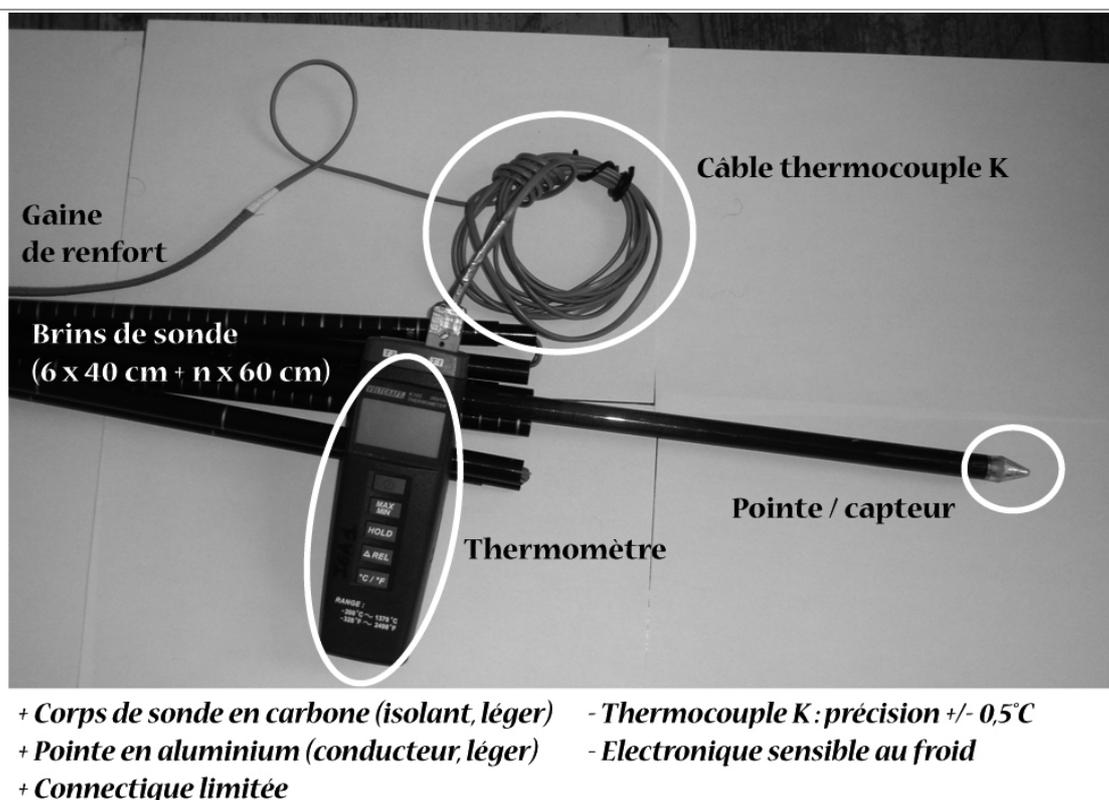


Figure III-4 : Sonde de mesure BTS à thermocouple K adaptée d'une sonde avalanche, et ses avantages (+) et inconvénient (-). Conception : IGA / GIPSA-lab. *K-thermocouple BTS probe device built from an avalanche rescue probe.*

### 3. Les méthodes géophysiques

Dans les terrains de montagne, les difficultés de validation des hypothèses de correspondance entre les indices de surface et la présence de pergélisol, ainsi que les coûts des méthodes directes par forages [Haerberli *et al.*, 1998 ; Von der Mühl *et al.*, 1998a ; Harris *et al.*, 2001 ; Harris *et al.*, 2003 ; Delaloye, 2004 ; Lambiel, 2006], ont incité les scientifiques à utiliser des méthodes de prospection géophysique, telles que la résistivité électrique [Fisch *et al.*, 1977 ; Evin & Fabre, 1990 ; Kneisel *et al.*, 2000b ; Delaloye, 2004 ; Ikeda, 2006], la sismique-réfraction [Weise, 1972 ; Sass & Wollny, 2001 ; Ikeda, 2006 ; Sass, 2006], le géoradar [Berthling *et al.*, 2000 ; Hauck, 2001 ; Von der Mühl *et al.*, 2002 ; Otto & Sass, 2006 ; Maurer & Hauck, 2007] ou la gravimétrie [Hausmann *et al.*, 2006]. Le principe de ces approches est de déterminer, par des mesures indirectes et depuis la surface, les propriétés physiques du sous-sol.

Pour ce travail, le choix de la résistivité électrique du sol comme méthode géophysique se fonde sur trois raisons :

- L'importance des contrastes de résistivité entre la glace et les roches les plus résistives permet des mesures souvent très parlantes, au moins en ce qui concerne la présence ou l'absence de glace. De nombreuses études ont permis de calibrer les valeurs mesurées à partir d'observations directes [Haerberli, 1985 ; Evin & Fabre, 1990 ; Fabre *et al.*, 1995 ; Assier *et al.*, 1996 ; Von der Mühl *et al.*, 1996 ; Delaloye, 2004] ou de croisements entre méthodes, autorisant par conséquent des comparaisons entre les gammes de résistivités interprétées sur plusieurs sites ou à différents moments.
- L'encombrement et le poids réduits du matériel sont adaptés à la configuration du terrain, et ne nécessitent l'intervention que de trois

personnes pour les sondages classiques, sept personnes (dont 4 uniquement pour le portage du matériel) pour la tomographie.

- Grâce à une collaboration avec D. Fabre, l'ensemble des sondages verticaux et des traînés réalisés pour ce travail l'ont été avec un appareil déjà éprouvé dans la Combe de Laurichard (BM1-Maatel<sup>31</sup>) lors de précédentes campagnes [Francou *et al.*, 1999]. Les profils tomographiques ont été effectués grâce à une collaboration avec A. Ribolini (Université de Pise, département Géosciences), avec un Syscal1.

### 3.1. La résistivité électrique des sols de montagne en contexte de pergélisol : principes de mesure et dispositifs

#### 3.1.1. Les sondages électriques verticaux

##### 3.1.1.1. Principes

La résistivité  $\rho$  d'un milieu est la propriété physique qui caractérise l'aptitude de ce

milieu à laisser passer le courant électrique. Sa mesure s'exprime en Ohm.m (ou  $\Omega.m$ ). Le passage du courant dans une roche se faisant essentiellement au moyen des ions contenus dans l'eau liquide (à l'inverse, l'air est un très mauvais conducteur électrique), la résistivité d'une roche sera donc dépendante de la porosité et de la perméabilité, qui conditionnent la mobilité des ions en solution dans la roche. Par ailleurs, la température, en modifiant la viscosité de l'eau, influence également la résistivité de la roche [Chapellier, 2000 ; Hauck, 2001]. Les gammes de résistivité varient entre 70-200  $\Omega.m$  pour les argilites et 1000-15000  $\Omega.m$  pour les granites. En revanche, la résistivité de la glace pouvant atteindre des valeurs de plusieurs (dizaines de) millions d'Ohm.m, les valeurs mesurées dans le pergélisol sont supérieures d'un, ou de deux (voire d'avantage), ordres de grandeur aux valeurs de la roche.

Reprenant les données de Assier *et al.* [1996] et de Delaloye [2004], un tableau synthétique des résistivités du pergélisol peut être dressé, distinguant 6 principales catégories détectables par les sondages verticaux (tabl. 5).

<sup>31</sup> Outre sa robustesse, la principale qualité de cet appareil est de délivrer jusqu'à 2000 V, ce qui permet de mesurer des intensités dans la plupart des cas.

**Tableau 5 : Résistivités électriques (valeurs interprétées et/ou mesurées directement) des principaux types de matériaux rencontrés en contexte de pergélisol de montagne. D'après Assier *et al.* [1996] et de Delaloye [2004]. *Electrical resistivities of some typical ground material found in the context of Alpine permafrost.***

Type	Résistivités spécifiques (k $\Omega$ m)	Caractéristiques des matériaux			Type de matériaux et d'environnements
		glace	eau	t°	
I	>10000	+++	+	0	- glace de zone d'accumulation glaciaire tempérée
II	>2000	+++	0	- - -	- glace pure, massive et/ou très froide ; courbes présentant souvent une surpente
III	500 à 2000	+++	+	- - -	- sédiment très riche en glace (> 40 %) ; glace froide
IV	100 à 500	++	++	- -	- sédiment moyennement riche en glace (20 à 40 %) ; béton de glace
V	40 à 100	++	+++	- -	- sédiment peu riche en glace (< 20 %) ; température pouvant être proche de -1°C
VI	20 à 40	+	+++	-	- cas limite, très peu de glace, probablement tempérée (t > -1°C)

### 3.1.1.2. Dispositif

Les mesures de la résistivité du sol pratiquées dans ce travail sont basées sur l'utilisation d'un quadripôle composé de d'électrodes de cuivre alignées : deux permettent l'injection du courant (A et B) et deux autres, la mesure du courant restitué (M et N). Parmi plusieurs dispositifs existants, la configuration *Schlumberger* ( $MN < AB/5$ ) a ici été retenue pour l'ensemble des sondages verticaux. En effet, cette géométrie est d'une manipulation relativement aisée sur les terrains escarpés et très grossiers, et procure une profondeur d'investigation qui permet souvent de passer sous le niveau glacé. Notons que la configuration dissymétrique de Hummel a été préférée par Delaloye [2004] et Lambiel [2006] car elle permet, en disposant une électrode à l'infini, de distinguer, et de traiter séparément, les deux branches du sondage. Pour des raisons logistiques, ce dispositif n'a pas été utilisé ici.

La procédure de mesure géoélectrique consiste à augmenter progressivement la distance  $AB/2$ , de manière à traverser un volume de sol de plus en plus important et profond, et à en déduire la *résistivité apparente*  $\rho_a$  (c'est-à-dire la résistivité globale du volume de terrain traversé) par l'équation :

$\rho_a = k.U / I$ , où U est la tension de sortie (V, Volt), I l'intensité (A, Ampère) et k un coefficient dépendant seulement de la géométrie du quadripôle.

### 3.1.1.3. Interprétation

L'interprétation des points reliant la résistivité apparente à la distance  $AB/2$  s'effectue au moyen d'abaques présentant les courbes théoriques représentatives d'un terrain composé de couches horizontales homogènes et infinies latéralement. En ajustant ainsi les courbes de mesures aux courbes théoriques, on peut en déduire l'épaisseur h et la résistivité  $\rho$  des différentes couches traversées. Cette démarche présente des avantages (+), ainsi que certains inconvénients (-) :

+ La rapidité d'interprétation, facilitée par l'utilisation de logiciels dédiés (ici,

QWSELN<sup>32</sup>) qui permettent en outre de calculer l'intervalle de confiance et l'erreur-type associés au modèle en couche élaboré.

+ La vraisemblance de l'hypothèse d'un sol composé de couches horizontales, souvent vérifiée dans le cas des accumulations détritiques riches en glace [Haerberli, 1985 ; Fabre & Evin, 1990 ; Von der Mühl *et al.*, 1996 ; Delaloye, 2004].

- Les fortes variations latérales et le développement réduit de certaines formes qui limitent spatialement l'extension des couches homogènes, et empêchent souvent d'étendre suffisamment le dispositif pour faire passer le courant sous le niveau résistif (niveau glacé).

- La non-unicité des solutions, qui implique, dans l'ajustement du modèle aux données expérimentales, que toute variation de h peut être compensée par une variation opposée de  $\rho$ , et vice-versa, sans changer l'allure de la courbe  $\rho_a=f(AB/2)$ .

- Des difficultés d'interprétation se posent lorsqu'un niveau très résistant masque, en empêchant le passage du courant, les terrains sous-jacents. L'ajout d'une couche supplémentaire permet, dans certains cas, d'y remédier partiellement.

Ceci amène souvent à considérer les sondages électriques verticaux comme une méthode « semi-quantitative » pouvant donner, grâce aux très forts contrastes de résistivité, un ordre de grandeur des profondeurs et des épaisseurs des terrains prospectés.

Afin de faciliter la lecture des résultats des mesures géoélectriques, chaque sondage est représenté par deux graphiques associés (fig. III-5) :

- Le premier figure, par les croix noires, les valeurs de résistivités apparentes mesurées au fur et à mesure que la distance  $AB/2$  augmente. La courbe noire représente la courbe la mieux ajustée (modèle) aux données expérimentales. Les courbes rouges en

<sup>32</sup> QWSELN, 2006 © UMR SYSIPHE, Université Pierre et Marie Curie-Paris 6.

tirés expriment les différentes solutions possibles, dans une gamme de confiance de 10% autour du modèle choisi. Seul paramètre numérique qui exprime la vraisemblance, ou non, entre les valeurs mesurées et l'hypothèse d'un terrain composé de couches horizontales uniformes latéralement, l'erreur-type est calculée ainsi dans le logiciel QWSELN :

$$e = \sqrt{\frac{\sum_{j=1,n} \left| \frac{\rho_a(j)_{\text{mesuré}} - \rho_a_{\text{calculé}}}{\rho_a(j)_{\text{mesuré}}} \right|^2 * \text{poids}(j)}{\sum_{j=1,n} \text{poids}(j)}}$$

- Le second graphique représente, par des rectangles superposés, l'épaisseur (hauteur du rectangle) et la résistivité (largeur) de chacune des couches modélisées. La résistivité est également suggérée par la teinte du rectangle, fonçant pour des valeurs plus élevées. Sauf exception, l'épaisseur de la colonne de sol est fixée à 30m, étant entendu que la plupart des sondages présentés ici, d'une longueur généralement inférieure à 200m (AB/2 = 100 m), ne permettent pas de prospecter plus profondément.

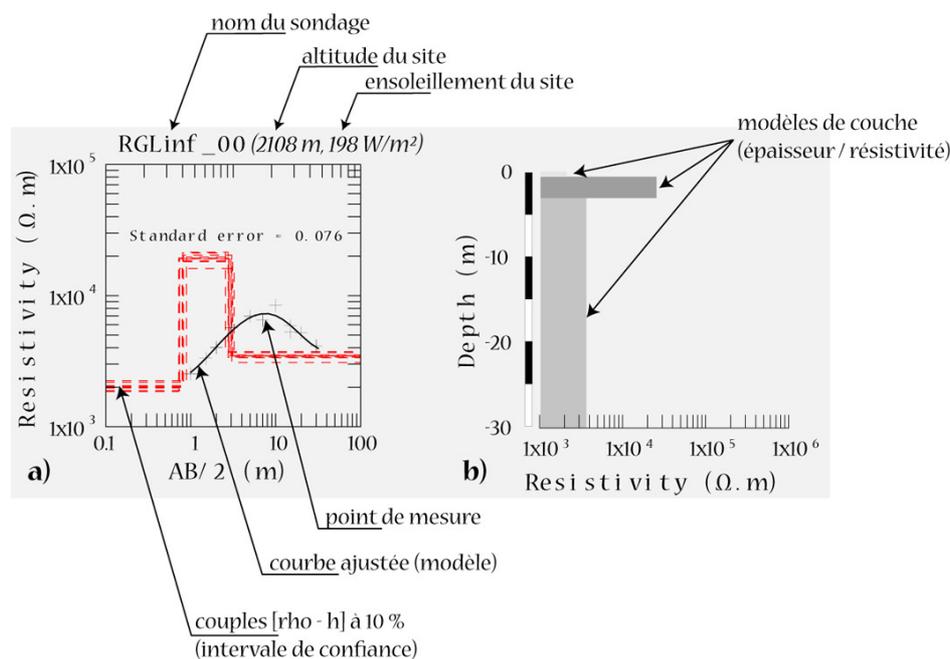


Figure III-5 : Exemple de courbe expérimentale de résistivité et du modèle à couches associé (couple épaisseur/résistivité apparente). *Example of an experimental resistivity curve and of the layers model associated.*

### 3.1.2. Les sondages horizontaux, ou traînés

Technique souvent utilisée pour la prospection hydrogéologique ou pour les études environnementales, le traîné n'a que peu été employé pour la prospection du pergélisol de montagne, si ce n'est, récemment, par Delaloye [2004] et Lambiel [2006]. Ces derniers ont ainsi abondamment démontré tout l'intérêt que présente cette technique qui permet de cartographier la résistivité du sol à profondeur constante. La procédure utilise le même appareil que pour les sondages verticaux, mais fonctionne selon

la configuration de Wenner où AM = MN = NB = AB/3 (fixé à 15m d'après les précédents sondages électriques verticaux), et l'ensemble du dispositif est déplacé de AB/3 à chaque nouvelle mesure. De cette manière, le volume de terrain prospecté (d'une profondeur égale approximativement 8-10 m), pour autant qu'il contienne du pergélisol, intéressera la couche active et la partie supérieure du niveau glacé.

L'interprétation des mesures se fait en cartographiant les variations latérales de résistivité apparente, traduisant des modifications des propriétés physiques

(teneur en eau, en glace, température). Si les variations de résistivité pourraient être attribuables aux modifications de la teneur en fines du sol (par exemple, en fonction de la localisation des dépôts avalancheux) et/ou de son humidité, nous faisons l'hypothèse que l'influence principale est celle de la teneur en glace du sol, ce qui doit alors permettre de préciser la géométrie des accumulations détritiques gelées.

Pour ce travail, cinq traînées ont été effectuées durant les étés 2005 et 2006 sur des formes peu développées (bourrelet-protalique) de pied de versant, dans les vallons de la Route et de Pradiou.

### 3.1.3. La tomographie électrique

Evolution récente des techniques de prospection électrique, la tomographie est une procédure en 2D qui généralise le principe des sondages verticaux et permet de dresser une carte verticale (longueur / profondeur) des résistivités du sol. La méthode nécessite un matériel plus lourd et encombrant car elle utilise un grand nombre d'électrodes (typiquement plusieurs dizaines, disposées au sol selon un écartement constant, noté « a » sur la fig. III-6), ainsi qu'un microprocesseur (« resistivity meter » sur la fig. III-6) se chargeant d'injecter et de mesurer le courant aux bornes d'un quadripôle (« station ») qui est modifié à chaque mesure. Ceci permet de mesurer la résistivité apparente à des profondeurs variables, le long du profil d'électrodes.

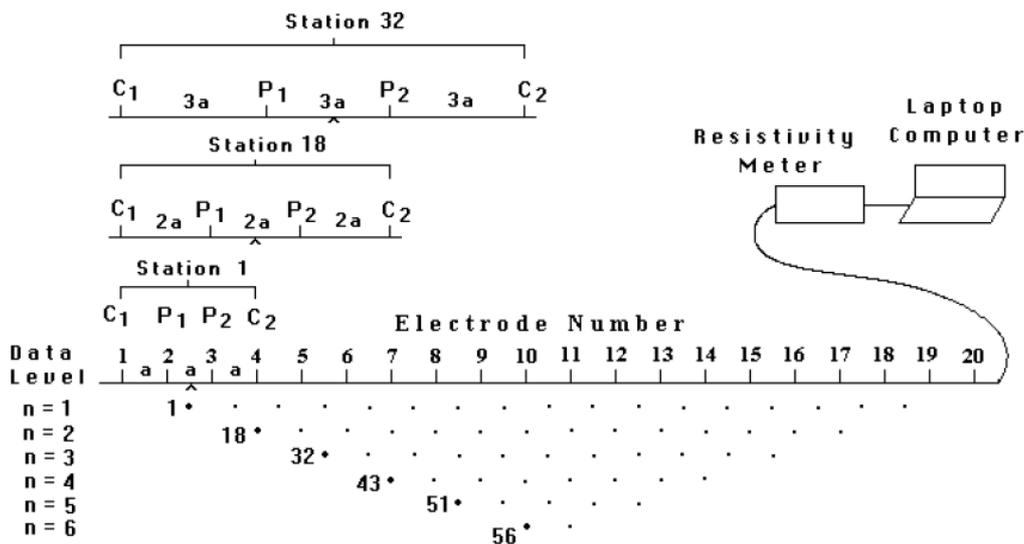


Figure III-6: Principes méthodologiques de la tomographie électrique (explications dans le texte). D'après Loke [2004]. *Methodological principles of the electrical tomography.*

Une fois la géométrie choisie (Wenner et dipôle-dipôle dans le cas des campagnes de mesures effectuées dans ce travail), l'appareil<sup>33</sup> reconstitue un panneau vertical des résistivités apparentes, dont la résolution est fonction de l'écartement inter-électrodes, et la profondeur de la longueur totale de la ligne et du dispositif choisi. A partir de cette image, appelée pseudo-section, le logiciel

dédié<sup>34</sup> réalise une inversion des mesures consistant à calculer la résistivité spécifique et la profondeur à chaque nœud du panneau. Le choix de la géométrie du dispositif est primordial, dans la mesure où certains dispositifs facilitent la détection d'unités verticales (par ex. dipôle-dipôle) tandis que

<sup>33</sup> Yris SYSCAL R1 Georestivity Meter + deux conducteurs à 48 électrodes chacun.

<sup>34</sup> OhmVision, 2003 © Geostudi Astier s.r.l. Les traitements des données brutes ont tous été réalisés par le département de géophysique de l'Université de Pise, Italie.

d'autres sont recommandés pour des structures horizontales (par ex. Wenner).

Deux tomographies électriques ont été réalisées durant l'été 2004 sur le glacier rocheux de Laurichard, à l'emplacement de sondages verticaux réalisés également lors de cette campagne, pour lesquels ils apportent une aide précieuse à la validation<sup>35</sup> :

1. à 2600m, au niveau de la racine afin de mettre en évidence les principales caractéristiques géométriques (épaisseur, extension latérale) et physiques (teneur en glace, proportion de matériaux détritiques) de la zone source, où se crée le mélange glace/débris et où s'initie la dynamique du glacier rocheux ;
2. à 2450m, sur la langue, afin de préciser ces mêmes caractéristiques dans un secteur où les conditions topoclimatiques sont relativement défavorables au pergélisol, et où la dynamique du glacier rocheux est pourtant active, comme l'attestent les mesures géodésiques (cf. chap. V, § 1) et la morphologie de surface (cf. chap. V, § 2).

### 3.2. Les travaux de Fabre et Evin : 10 ans de mesures dans les Alpes du Sud

Les recherches menées par M. Evin dans les Alpes du Sud [1983 ; 1984 ; 1987a ; 1987c], lui ont permis, aidé en cela par D. Fabre [Fabre *et al.*, 1987 ; Fabre & Evin, 1990 ; Fabre *et al.*, 1995], d'effectuer un nombre important de sondages électriques verticaux sur des glaciers rocheux, dans une large gamme d'altitudes, de lithologies et de contextes géomorphologiques. Si cette diversité des

<sup>35</sup> La validation idéale serait évidemment de disposer de coupes ou de forages sur lesquels auraient été calibrés les appareils.

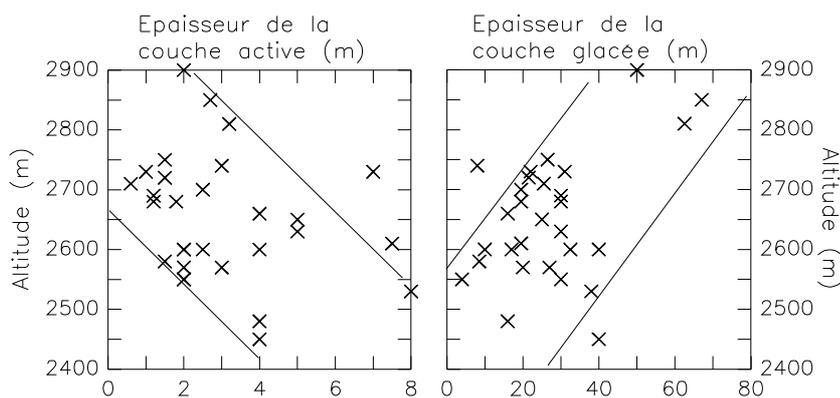
situations étudiées reflète une approche à grande échelle, essentiellement site par site, elle constitue par ailleurs une série de données de référence pour l'ensemble des Alpes du Sud.

En effet, pour 35 des 62 sondages effectués entre 1986 et 1995 par ces auteurs, la présence de pergélisol est avérée, et l'épaisseur et la résistivité de la couche active et de la couche glacée, ainsi que l'altitude des sondages sont disponibles (l'orientation est dans la majorité des cas N, parfois NO ou NE, aucun sondage au S).

**Tableau 6 : Statistiques issues de l'interprétation par des modèles tri-couches des sondages réalisés par Evin [1983 ; 1984 ; 1987b ; 1987a] et Fabre [Fabre *et al.*, 1987 ; Fabre & Evin, 1990 ; Fabre *et al.*, 1995] dans les Alpes du Sud (les valeurs de la couche 3, souvent peu fiables car très contraintes par les couches situées au-dessus et fondées sur l'interprétation de peu de points de mesures, ne sont fournies). *Statistics from the geoelectrical soundings performed by Evin & Fabre in the Southern French Alps.***

	Résistivité interprétée		Épaisseur (m)	
	moyenne	ET	moyenne	ET
<b>Couche 1</b>	7600	7600	3	2
<b>Couche 2</b>	422500	382000	19	8

Un modèle à trois couches ayant été généralement utilisé pour interpréter les sondages [Evin & Fabre, 1990 ; Fabre *et al.*, 1995], la résistivité moyenne de chacune des couches (tabl. 6) exprime clairement le contraste entre la couche 1, c'est-à-dire la couche active, et la couche 2, c'est-à-dire le niveau glacé. L'écart-type montre en outre l'importante dispersion des valeurs, tant de résistivité que d'épaisseur, résultant de la variété des conditions du sol (teneur en eau, granulométrie, proportion de glace, température) et des conditions géomorphologiques propres au site.



**Figure III-7: Relation entre l'altitude des sondages effectués par M. Evin et D. Fabre dans les Alpes du Sud et : à gauche, l'épaisseur de la couche active mesurée ; et, à droite, l'épaisseur du niveau glacé. Données tirées de [Evin, 1987a ; Evin & Fabre, 1990 ; Fabre *et al.*, 1995] . Relationship between the elevation of Evin & Fabre soundings in the Southern French Alps and: left, the measured active layer thickness; and, right, the frozen layer thickness.**

La mise en relation des paramètres issus de la prospection géophysique et de l'altitude est plus parlante (fig. III-7). Si l'augmentation de l'altitude du sondage va grossièrement de pair avec une diminution de l'épaisseur de la couche active (globalement comprise entre 1 et 5 m) et une augmentation de l'épaisseur du niveau glacé (entre 15 et 30 m), la relation reste peu significative. Cet échantillon de données, recueillies entre 6,80°N / 44,61°E et 6,90°N / 44, 55°E et dans la gamme altitudinale 2500-2900m, suggère donc que l'altitude du sondage influence peu la géométrie et la structure des corps de pergélisol. La radiation solaire [Hoelzle, 1992], le cadre lithologique et morphostructural [Evin, 1987b ; Monnier, 2004], des processus locaux de refroidissement du sol [Humlum, 1997 ; Harris & Pedersen, 1998 ; Delaloye *et al.*, 2003b ; Ishikawa, 2003 ; Hanson & Hoelzle, 2004 ; Luetsch *et al.*, 2004 ; Lambiel, 2006] et le contexte géomorphologique [Wahrhaftig & Cox, 1959 ; Evin, 1983 ; Barsch, 1996 ; Delaloye, 2004 ; Frauenfelder *et al.*, submitted] expliquent sans doute, selon des modalités variables localement, la présence d'une masse de glace dans le sol, son évolution et ses caractéristiques géométriques et physiques actuelles.

#### 4. Les méthodes topographiques

La déformation des accumulations détritiques gelées, attribuée principalement au fluage (*permafrost creep*) de la glace contenue dans le sol, peut être mesurée, soit directement par des techniques telles que la

triangulation [Francou & Reynaud, 1992 ; Kienast & Kaufmann, 2004], les forages [Arenson *et al.*, 2002] ou le GPS [Lambiel & Delaloye, 2004] , soit indirectement par des méthodes telles que la photogrammétrie [Barsch & Hell, 1975 ; Haerberli & Schmidt, 1988 ; Käab *et al.*, 1997] ou l'interférométrie radar [Strozzi *et al.*, 2004]. Ces approches privilégient des échelles de temps et d'espace variables :

- Les méthodes directes, *in situ*, permettent généralement un suivi annuel, voire saisonnier, autorisant des analyses interannuelles qui peuvent être comparées à des données externes, météorologiques par exemple.
- Les méthodes indirectes sont le plus souvent basées sur un suivi pluri-annuel à pluri-décennal mettant alors en évidence l'activité des formes, les caractéristiques spatiales des mouvements et d'éventuels changements liés à des modifications climatiques.

Pour ce travail, deux approches ont été privilégiées : i) l'utilisation du GPS en mode différentiel afin de caractériser le mouvement annuel de blocs au sein des vallons de la Route et de Pradiou ; ii) la mise en œuvre de la technique LIDAR pour la cartographie à haute résolution de la topographie et des mouvements de surface du glacier rocheux 1 (RGL1) de la Combe de Laurichard.

##### 4.1. Le suivi par GPS différentiel

###### 4.1.1. Principes de la méthode DGPS

Les systèmes de positionnement par satellites, dont le plus courant est celui lancé par les Etats-Unis sous l'appellation Global Positioning System, permettent de localiser un point à la surface terrestre avec une précision théoriquement inférieure à 10 m pour les coordonnées horizontales, 20 m pour l'altimétrie. La technique dite différentielle (Differential-GPS, DGPS), basée sur la comparaison des signaux reçus par un récepteur fixe et des signaux reçus dans le même temps par un récepteur mobile, permet, après le traitement des données, de travailler théoriquement à une précision infra-centimétrique (précision annoncée des récepteurs utilisés pour ce travail : +/- 0,005 m).

#### 4.1.2. Démarche sur le terrain

Durant l'été 2005, nous avons utilisé les récepteurs et les antennes mono-fréquence Ashtec PROMARK II, fourni par le laboratoire EDYTEM, pour l'installation des deux réseaux de blocs marqués dans le massif (fig. III-8) et du réseau restreint de la combe de Laurichard. Les campagnes suivantes (été 2006) ont été réalisées avec les appareils mono-fréquence PROMARK III, du laboratoire SEIGAD, et l'ensemble des données traitées grâce au logiciel GNSS Solutions<sup>36</sup>.

<sup>36</sup> GNSS Solution version 2.00.03, © 2005 Thales Navigation.

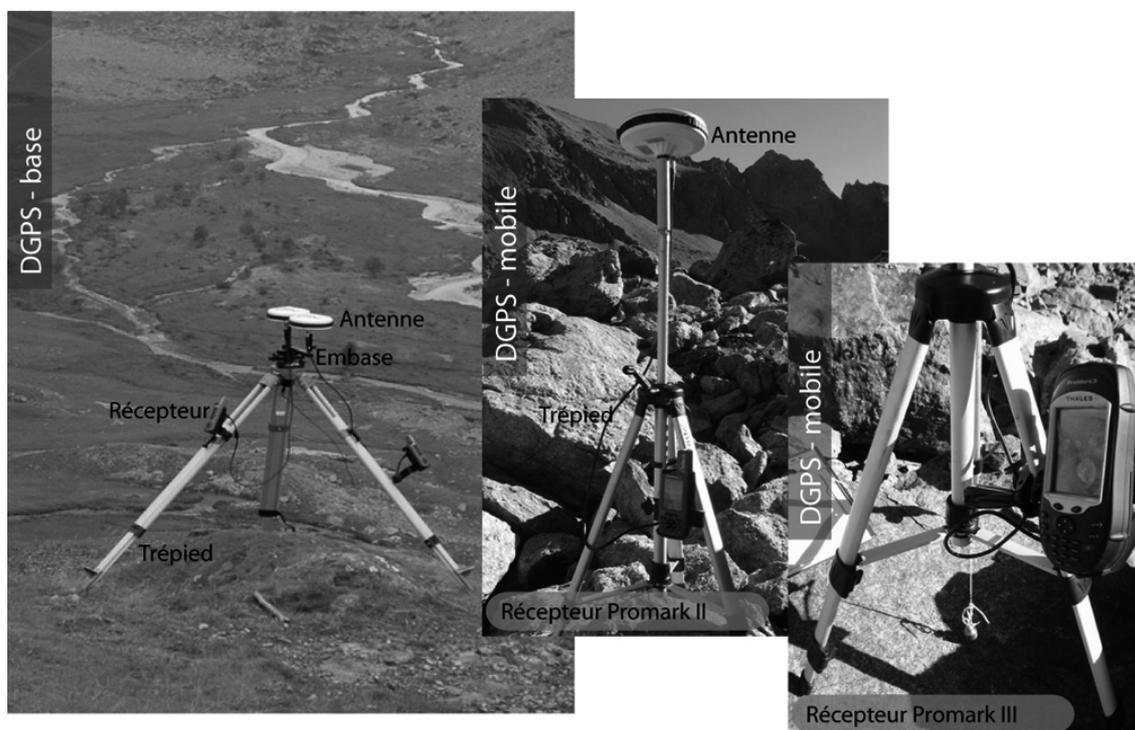


Figure III-8 : Aperçu du matériel GPS : à gauche, récepteur de base utilisé pour l'initialisation du mode Stop-&-Go ; au centre, antenne, récepteur et trépied avec le Promark II ; à droite, idem, avec le Promark III. *Overview of the DGPS devices used for the field works.*

Deux méthodes de mesures par DGPS ont été utilisées :

- Le mode « statique », avec lequel le mobile est totalement indépendant de la base. Il doit être stationné sur le point relevé pendant une durée variable (quelques minutes à plus de 30 minutes pour les cas qui nous

concernent), qui dépend de la configuration des satellites, du masque topographique et de la distance à la base. Cette méthode offre la précision maximale (précision RMS : horizontale = 0,005 m + 1 ppm ; verticale = 0,010 m + 2 ppm, [Thales, 2005b]), mais nécessite des stationnements relativement longs.

- Le mode « Stop & Go », avec lequel le mobile est initialisé sur un point connu (généralement la base équipée d'un bras conçu pour l'initialisation) puis stationné sur les points à relever durant une durée réduite (30s à 5min). Cette méthode est plus rapide, quasiment aussi précise (précision RMS : horizontale = 0,012 m + 2,5 ppm ; verticale = 0,015 m + 2,5 ppm, [Thales, 2005b]) que le mode « statique », mais s'avère contraignante lorsque les signaux reçus par le mobile sont perturbés par la topographie, nécessitant alors de « réinitialiser » le dispositif.

L'ampleur des mouvements que l'on cherche à détecter par ces campagnes annuelles est de l'ordre de 0,1 à plus de 1 m. Des blocs, repérés par des cairns, ont donc été marqués à la peinture, et le mobile, monté sur le trépied, positionné à la verticale de la croix

servant de repère (fig. III-8). La forte rugosité de la surface et l'absence de terrain meuble nous ont poussé à utiliser un trépied d'appareil photo, modifié afin de faire pendre sous le centre de l'antenne un plomb permettant un positionnement à la verticale du point marqué. La précision de positionnement de l'antenne par cette méthode est estimée à +/- 5mm.

#### 4.1.3. Traitement des données DGPS

Afin de réduire les erreurs dans la mesure de la pseudo-distance (car il ne s'agit justement pas de la distance réelle) séparant le récepteur GPS des satellites (différences de synchronisation des horloges, perturbations ionosphériques, humidité troposphérique ...) et d'améliorer la précision de la mesure, le fonctionnement en mode différentiel se base sur l'utilisation conjointe de (au minimum) deux récepteurs simultanément (fig. III-9).

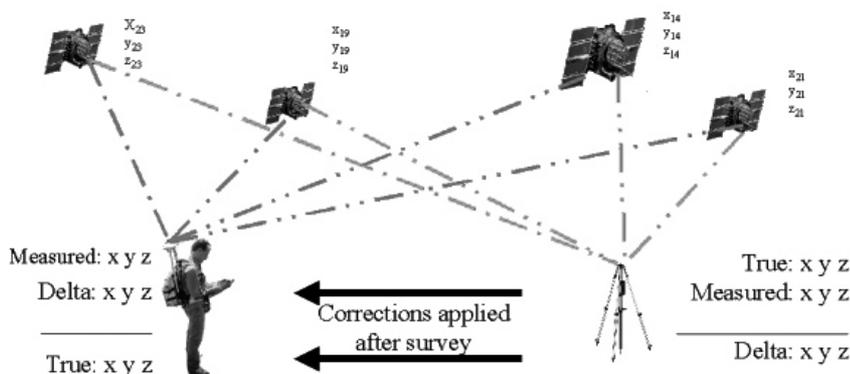


Figure III-9: Principes de fonctionnement du GPS différentiel. Source : NOAA (wikipedia.org). *Principles of functioning of the DGPS.*

L'erreur de positionnement (différence entre la valeur réelle et la valeur mesurée) étant peu variable sur des lignes de base courtes (distance entre deux récepteurs mesurant simultanément, pouvant atteindre 20 km pour le Promark 3, dans notre cas toujours inférieures à 5 km), les données d'un récepteur fixe, sont utilisées pour compenser celle d'un récepteur mobile. Le premier ayant fonctionné en continu pendant plusieurs heures, la valeur mesurée moyenne gagne en précision, ainsi que, par conséquent, la valeur de l'erreur. Cette dernière est ensuite reportée dans les calculs de chacun des points stationnés par le récepteur mobile, améliorant

notamment la qualité du positionnement lors du post-traitement des données. Notons qu'il est possible d'utiliser les données de stations GPS permanentes (en France, le Réseau Géodésique Permanent<sup>37</sup>) en complément des levés effectués sur le terrain, les contraintes étant la disponibilité des données et la longueur des lignes de base.

Lorsque l'acquisition s'est faite en « bouclant le réseau » (ce qui est le cas lorsque plusieurs

<sup>37</sup> <http://rgp.ign.fr>. A proximité du Parc National des Ecrins, il existe à ce jour (sept. 2007) trois stations RGP utilisables : Chambéry, Villard-de-Lans et Gap.

récepteurs mobiles sont utilisés simultanément) et que plusieurs points de contrôles sont disponibles, les procédures d'ajustement permettent ensuite de contraindre le levé topographique en distribuant les erreurs sur les points de contrôle et d'augmenter la fiabilité finale des mesures [Thales, 2005a].

## 4.2. Les mesures par LIDAR terrestre

Technique topographique en plein développement, et, pour le moment, peu utilisée dans le domaine du suivi des dynamiques de versant en haute montagne, l'utilisation du LIDAR dans ce travail constitue une approche originale, qui s'est révélée extrêmement prometteuse.

Permise grâce à l'équipement du laboratoire EDYTEM, elle combine une phase d'acquisition relativement aisée, rapide et

efficace, à un post-traitement des données comparativement plus long et complexe. Malgré un temps d'apprentissage et de maîtrise de la technique non négligeable, les résultats se montrent très satisfaisants, et ouvrent des perspectives intéressantes quant à l'acquisition et à l'exploitation de Modèle Numérique d'Altitude à haute résolution dans le domaine de la géomorphologie [Bauer *et al.*, 2003] ou de la glaciologie [Avian & Bauer, 2006].

### 4.2.1. Présentation de la méthode

La technique LIDAR, acronyme de Light Detection And Ranging et également dénommée « Laserscanning », est fondée sur la mesure du temps pris par une impulsion électromagnétique pour parcourir la distance séparant un émetteur/récepteur d'une surface réfléchissante (fig. III-10).

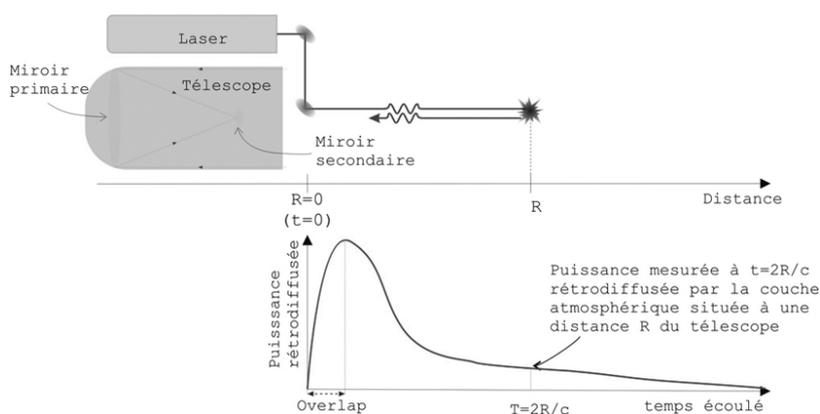


Figure III-10 : Principes physiques du LIDAR. *Physical principles of the LIDAR technique.*

Cette méthode permet d'acquérir de manière automatisée un nuage de points tridimensionnel représentant la surface d'un objet (versant, bâtiment, pièce mécanique ...), pour autant qu'il réfléchisse l'impulsion LASER (ce qui n'est pas le cas de la neige par exemple). Dans cette étude, et grâce au laboratoire EDYTEM qui s'est équipé d'un laserscan terrestre Iris-3D<sup>38</sup> (fig. III-11), nous avons pu utiliser un appareil d'une portée maximale de l'ordre de 1000 m, d'une précision annoncée à 8 mm à 100 m et capable d'acquérir 2500 points par seconde.

Les campagnes de mesures ont été réalisées en septembre 2005 et en septembre 2006 dans la Combe de Laurichard dans le but, d'une part de tester l'applicabilité d'un tel dispositif sur des objets rugueux et complexes tels que des glaciers rocheux, d'autre part de lever un Modèle Numérique d'Altitude à haute résolution du glacier rocheux 1, et enfin de déterminer finement les mouvements de la surface entre les deux dates de mesures. Le traitement des données s'est effectué sur une station de travail du laboratoire EDYTEM à l'aide de la suite logicielle PolyWorks<sup>39</sup>, qui

<sup>38</sup> Appareil de la compagnie Optech, dont les caractéristiques techniques détaillées sont fournies en annexe.

<sup>39</sup> Polyworks, version 9.1.18 © 1994-2006, InnovMetric Software Inc.

permet l'alignement des scènes acquises sur le terrain, la génération de Modèles Numériques d'Altitude et la comparaison entre les deux MNA obtenus.

#### 4.2.2. Acquisition des données

La très forte rugosité du glacier rocheux, la configuration du terrain, la portée de l'appareil et son angle de balayage ont nécessité l'acquisition de 17 scènes en 2005, 16 en 2006, depuis quatre stations différentes autour du glacier rocheux (fig. III-12), ce qui a généré entre 10 et 15 millions de points au total.

Le choix limité de lieux pour stationner l'appareil sur des sites surplombant la forme a limité quelque peu la couverture globale du glacier rocheux et complexifié le traitement ultérieur des données. Au final, la densité des nuages de points varie (la distance moyenne entre deux points est de 0,07m) selon la distance et le recouvrement entre les scènes. Certains secteurs, tels que le pied du talus frontal ou les dépressions entre les rides de fluage, très encaissés ou quasiment parallèles au faisceau LASER, n'ont pas, ou peu, été couverts. D'autres, tels que les bords du glacier rocheux, ont en revanche été densément scannés.

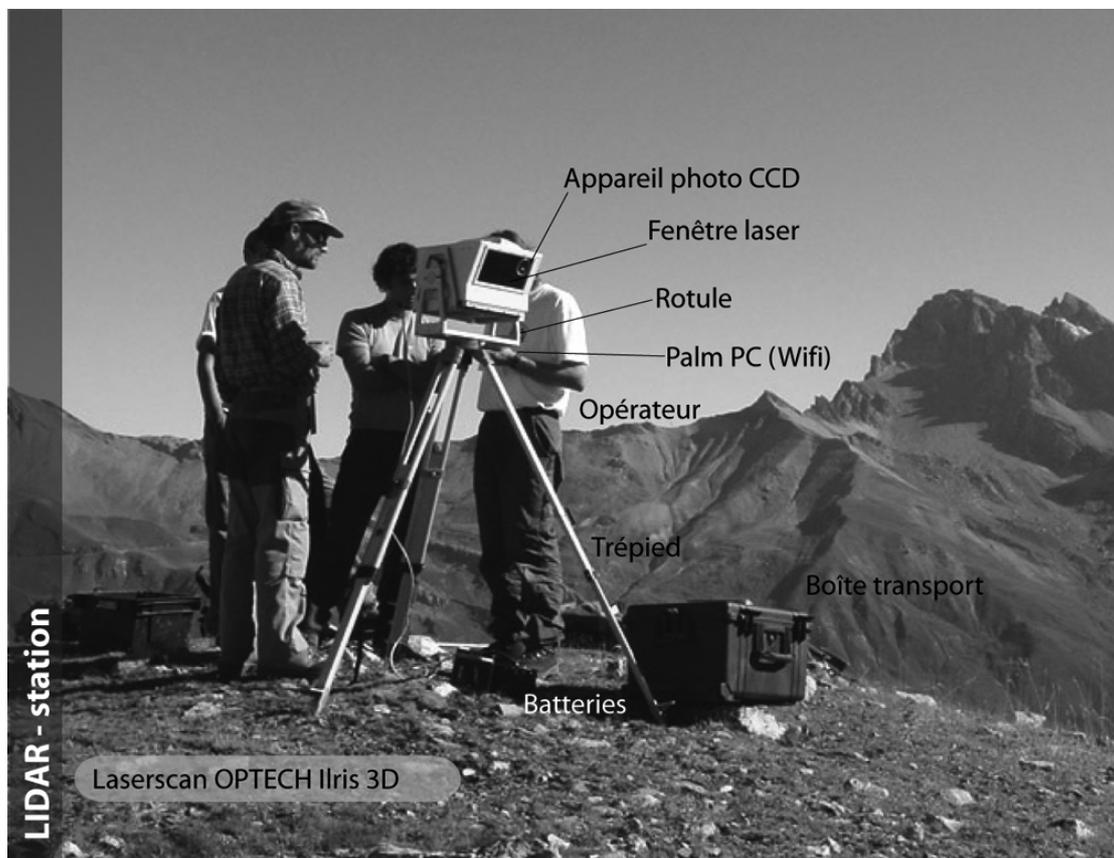
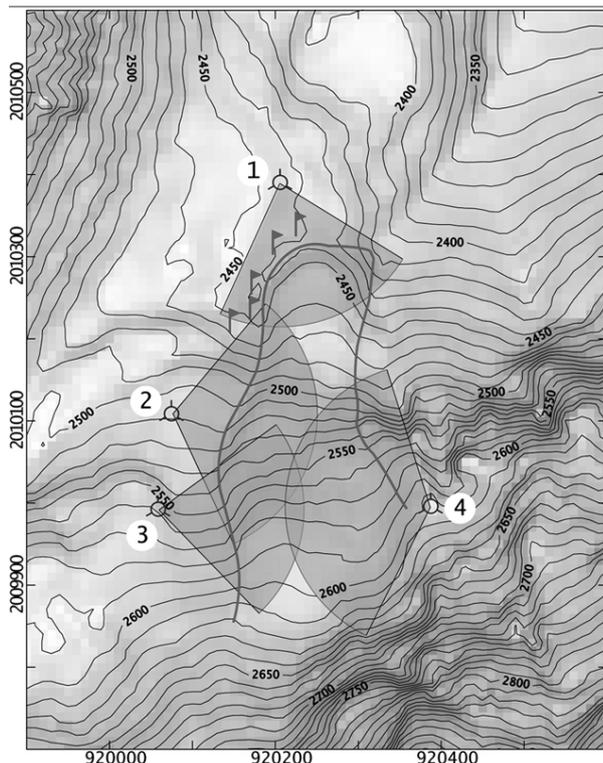


Figure III-11 : Aperçu du matériel LIDAR utilisé sur le terrain. *Overview of the LIDAR material used in this study.*



**Figure III-12 : Localisation des stations et des fenêtres utilisées pour les mesures au LIDAR terrestre en septembre 2005 et septembre 2006 sur le glacier rocheux 1 de Laurichard (RGL1). Les fanions marquent l'emplacement des points fixes mesurés au DGPS pour le géoréférencement des nuages de points. Coord. Lambert 2, nord en haut de la carte. Location of the standing stations and scanning windows of the terrestrial LIDAR used in Sept. 2005 and Sept. 2006 on RGL1. Triangular markers are control points surveyed with DGPS for georeferencing the cloud points.**

#### 4.2.3. Traitement des données

Les données brutes contiennent pour chaque point ses valeurs de position (x, y, z), sa réflectance ainsi que les valeurs colorimétriques RVB grâce à l'appareil photo numérique inclus dans le boîtier du LIDAR. Afin d'alléger la manipulation des données (le traitement de 10 à 15 millions de points nécessite des temps de calcul parfois très long), les informations colorimétriques et de réflectance n'ont pas été utilisées dans ce travail.

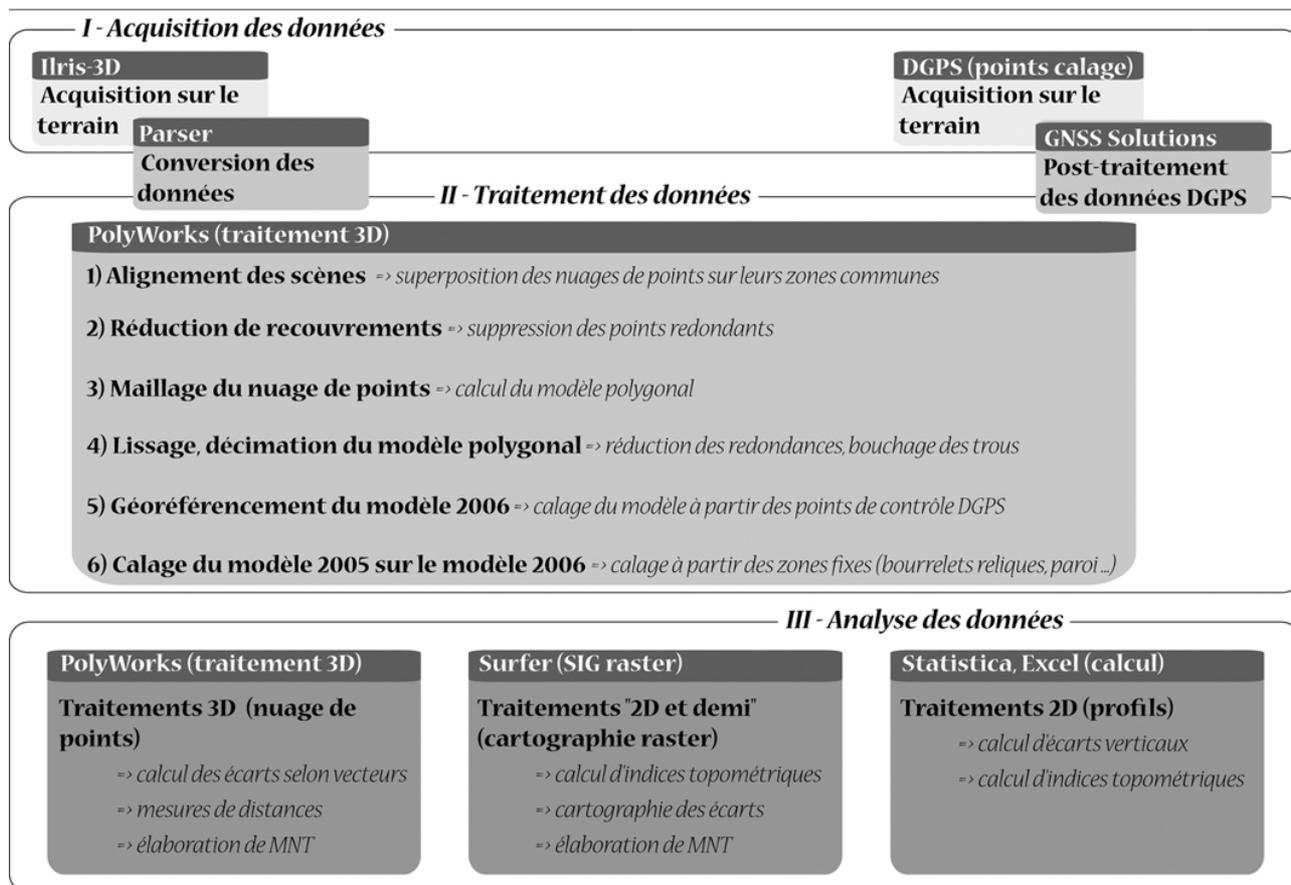
Outre l'acquisition des données, et leur conversion informatique (logiciel Parser), l'ensemble de la chaîne de traitements (fig. III-13) effectués sous PolyWorks comprend :

1. L'alignement et l'ajustement des scènes à partir des zones de recouvrement communes ;
2. La réduction de recouvrements qui permet d'éliminer les informations redondantes ;
3. Le maillage du nuage de points pour aboutir à un modèle polygonal ;
4. Le lissage et la décimation qui réduisent la taille du modèle polygonal ;
5. Le géoréférencement d'un des deux modèles polygonaux ;
6. Le calage fin du modèle 2005 sur le modèle 2006 à partir des zones stables.

Les données produites par le traitement sous PolyWorks (modèles polygonaux et MNA) ont ensuite été analysées par des procédures distinctes selon le type de données :

- A partir des nuages de points, des cartes d'écart entre 2005 et 2006 ont été produites grâce à PolyWorks, qui permet par ailleurs d'effectuer des mesures topométriques très fines ;
- A partir des MNA, des calculs d'indices topométriques ont été réalisés sous Surfer, qui permet une restitution cartographique et la production de nouveaux MNT ;

A partir de profils verticaux extraits des MNA, qui offrent certains avantages de visualisation et de manipulation, nous avons également calculé des écarts verticaux ainsi que des indices topométriques.

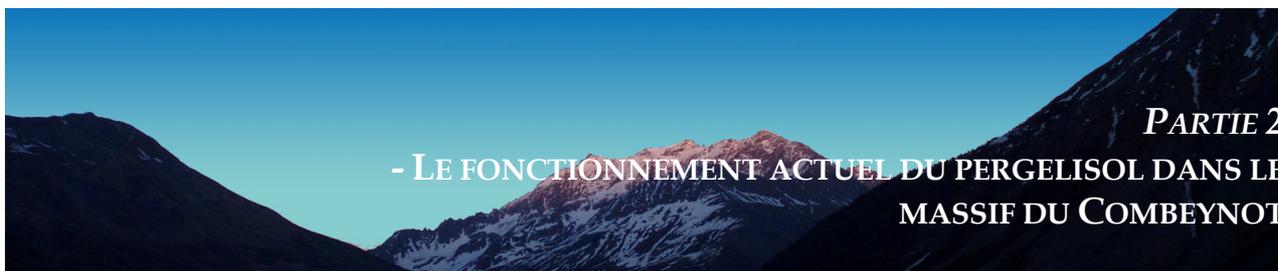


**Figure III-13 :** Etapes de traitement des données LIDAR, de l'acquisition à l'analyse des données.  
*Processing steps with LIDAR data, from the acquisition to the analysis.*

Ce chapitre présentait les principaux outils méthodologiques mis en œuvre dans ce travail. L'approche géomorphologique, d'un côté facilitée par l'évidence de certaines formes, est bien souvent gênée par la complexité des environnements étudiés. L'utilisation de méthodes telles que la prospection géoélectrique ou les suivis thermiques est alors indispensable pour caractériser au mieux la distribution du pergélisol. Par ailleurs, un dispositif topo- et micro-climatique a été mis en place afin de comprendre les relations pergélisol/climat. Enfin, l'étude des déplacements de certaines formes de fluage a pu être entreprise grâce à l'utilisation de méthodes topographiques classiques (DGPS) ou originales (LIDAR terrestre). Cette palette variée de méthodes, souvent éprouvées sur d'autres terrains alpins, se justifie par la diversité des processus régissant l'état du pergélisol. C'est également grâce à une telle complémentarité de méthodes que l'état et le fonctionnement thermiques actuels du pergélisol ont été étudiés dans la combe de Laurichard.









« Et l'œuvre qui en est née invente, en se détruisant, des formes étonnantes, aussi magnifiquement inattendues que formidablement aléatoires. »

E. Turri

*Comprendre les mécanismes par lesquels se forme, se maintient ou se dégrade le pergélisol alpin est un enjeu important, à la fois pour améliorer nos connaissances sur sa répartition et pour estimer quelles sont, et quelles seront, les conséquences des modifications climatiques. Le fonctionnement du pergélisol présent au sein des formations superficielles a été ici abordé au travers de deux paramètres : son état thermique et son écoulement.*

*Au sein de la combe de Laurichard, un dispositif autonome a donc été mis en place afin de suivre en continu le topoclimat à la racine du glacier rocheux 1 et le microclimat dans la couche active de ce dernier. Une cartographie des températures de surface durant l'équilibre hivernal a également été conduite chaque hiver. Ce suivi a pu ainsi montrer les particularités du régime thermique du pergélisol et le rôle majeur dans la conservation du froid de la couche superficielle de blocs grossiers.*

*La déformation des accumulations détritiques riches en glace a été appréciée au travers de trois jeux de données, recueillies à partir de méthodes différentes. Profitant du suivi annuel effectué sur le glacier rocheux 1 de la combe de Laurichard, nous l'avons complété par la réalisation, à un an d'intervalle, de deux relevés topographiques à très haute résolution, permettant d'apprécier finement la cinématique de surface. Les mouvements de formes fluantes dans deux autres vallons du massif du Combeynot ont en outre été mesurés, avec une précision moindre mais une bonne couverture spatiale.*



## Chapitre IV – LE FONCTIONNEMENT THERMIQUE DU PERGÉLISOL : LA COMBE DE LAURICHARD

---

*Nous proposons dans ce chapitre une analyse des différents jeux de données climatologiques régionales et locales, afin de caractériser au mieux le climat d'un environnement à pergélisol, la combe de Laurichard. En focalisant sur les conditions à proximité de la surface et dans le premier mètre sous la surface du sol, les différents critères d'analyse utilisés peuvent ainsi rendre compte du régime thermique du glacier rocheux 1, et mettre en évidence les mécanismes qui permettent au pergélisol de se maintenir, voire de se créer. Les méthodes employées vont du suivi en continu des paramètres topo- et micro-climatiques à la prospection ciblée de la température à l'interface sol/neige, et ce afin de rendre compte, à des échelles complémentaires, des processus en jeu dans la régulation de l'état thermique du pergélisol.*

---

### 1. L'ambiance topoclimatique dans la combe de Laurichard

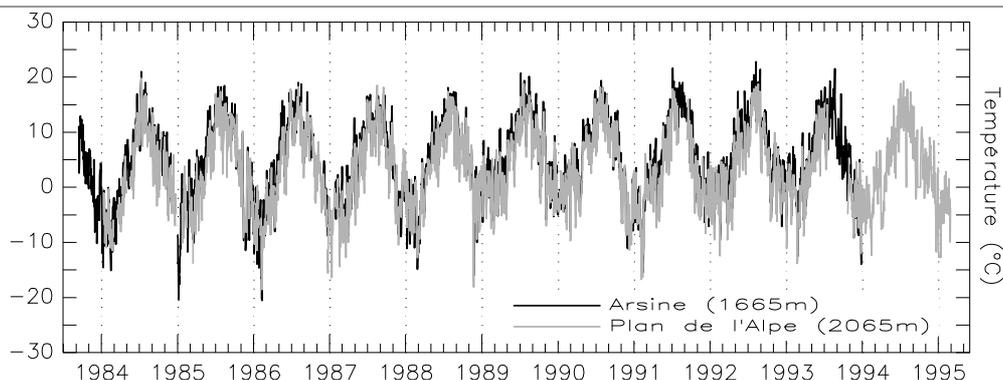
S'il était difficilement envisageable d'étudier directement le bilan d'énergie à la surface du pergélisol (ce qui aurait nécessité des moyens bien plus importants, en particulier pour la mesure du bilan radiatif), il est néanmoins possible de l'apprécier indirectement au travers des principaux facteurs (température de l'air, radiation solaire, humidité du sol ...) qui influencent le régime thermique du sol, grâce à la station météorologique installée en août 2004 à proximité immédiate des racines du glacier rocheux 1 (cf. chap. III, § 2.2). La brièveté de la période d'observation (un peu moins de deux ans de fonctionnement continu) ne permet évidemment pas la caractérisation du climat local (en terme de normales climatiques, de variabilité ...), mais est toutefois suffisante pour éclairer la relation entre le climat de l'air et celui du sol. En outre, les mesures entreprises par Francou dans les années 80 sont également utilisées et comparées avec les autres jeux de données disponibles (stations Météo France et IGA/EDF), grâce auxquels nous avons obtenu un premier aperçu de l'ambiance thermique de l'air et du sol dans la Combe de Laurichard.

#### 1.1. Un premier aperçu grâce aux données des années 1980-1990

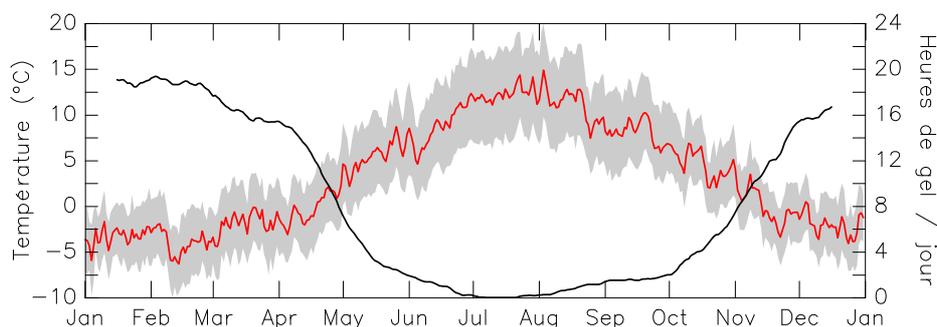
##### 1.1.1. Les températures de l'air

Comme mentionné précédemment (chap. II, § 3.1.3.3), le secteur du col du Lautaret a bénéficié d'un suivi météorologique étoffé durant quelques années : trois stations s'échelonnaient en effet à 1675m (Arsine), 2065m (Plan de l'Alpe) et 2550m (vallon de la Route). Si cette dernière n'a fourni que des données très lacunaires, la station d'Arsine a en revanche fonctionné de 1984 à 1994 et celle du Plan de l'Alpe jusqu'à aujourd'hui, bien que les données ne soient disponibles que jusqu'en 1995 (fig. IV-1).

Sur la dizaine d'années disponible à la station du Plan de l'Alpe, nous pouvons caractériser le régime thermique de l'air moyen, ainsi que le nombre moyen d'heures de gel par jour (fig. IV-2). Située à l'altitude du col du Lautaret, qui marque le point le plus bas de la Combe de Laurichard, la station du Plan de l'Alpe (2065m) peut être considérée comme représentative des conditions les plus douces qui peuvent régner dans la Combe.



**Figure IV-1 : Température journalière moyenne de l'air à Arsine et au Plan de l'Alpe entre 1984 et 1995.**  
*Mean daily air temperature at Arsine and Plan de l'Alpe between 1984 and 1995.*



**Figure IV-2 : Evolution moyenne (période 1984-1995) sur l'année des températures de l'air à la station du Plan de l'Alpe (2065m) : valeurs journalières extrêmes (TN, température minimale et TX, température maximale ; enveloppe grisée) et moyennes (TM, courbe rouge), et nombre moyen d'heures de gel par jour (courbe noire ; valeurs journalières lissées à 31 jours).** *Mean (over the 1984-1995 period) daily air temperatures (TN, TX: greyish envelope; and TM: red curve) and number of hours of freezing (black curve: 31 days smoothed mean) at the Plan de l'Alpe station.*

Il apparaît ainsi que la température journalière, bien que négative durant six mois de l'année (de début novembre à fin avril), voit ses maximales dépasser les 10°C de début juin à fin septembre, avec un optimum thermique fin juillet début août. On remarque également que le gel peut survenir pratiquement toute l'année, excepté durant le mois de juillet. De la mi-novembre à la mi-avril, le gel peut perdurer plus de la moitié de la journée, et, durant les mois de décembre, janvier et février, seules 4 à 8 heures ont des températures positives.

Avec une température moyenne annuelle aux alentours de 2000m (données du Plan de l'Alpe sur la période 1984-1995) de 3,3°C ( $\sigma=5,8$ ), l'ambiance froide de la Combe de Laurichard s'esquisse déjà.

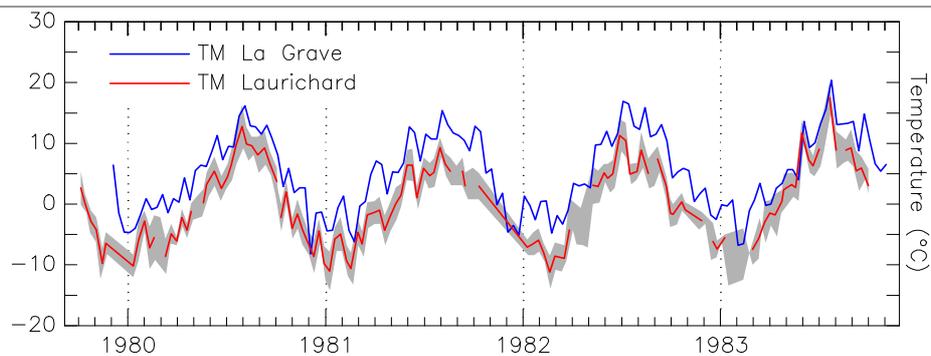
Par ailleurs, les travaux engagés par Francou [1981 ; 1983b ; 1984 ; 1988 ; Francou *et al.*,

1999] dans la Combe de Laurichard, entre 2450 et 3000m, permettent de préciser les caractéristiques thermiques, nettement périglaciaires, de ce milieu.

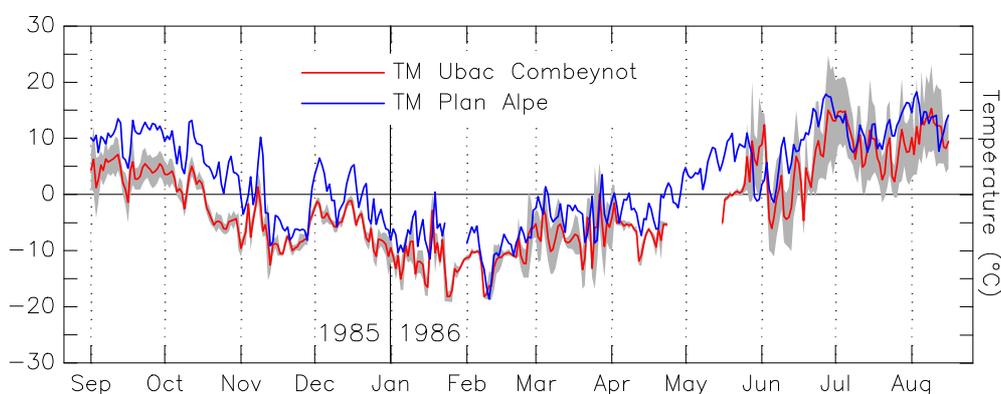
Ainsi, les températures de l'air enregistrées dans le fond de la combe, à 2450m (fig. IV-3), fournissent une moyenne annuelle, sur la période 1979-1983, de l'ordre de 0,3°C ( $\sigma=6,4$ ), pour des valeurs minimales et maximales de -1,95°C ( $\sigma=6,4$ ) et de 2,51°C ( $\sigma=6,5$ ) respectivement.

#### 1.1.2. Les températures du sol

Plus intéressant, Francou [1988] a mesuré les températures à la surface de la roche, à 3000m en deux sites d'exposition opposée (ubac et adret) du Roc Noir de Combeynot.



**Figure IV-3 : Température moyenne (TM) décadaire de l'air à Laurichard (2450m ; courbe rouge ; en grisé, l'enveloppe TN/TX, température minimale / température maximale ; données [Francou, 1988]) et à La Grave (1780m ; courbe bleue, données Météo France). Decadal mean air temperature (TM) at Laurichard (2480m asl; red curve; in greyish the TN/TX envelope) and at La Grave (blue curve).**



**Figure IV-4 : Température moyenne (TM) de l'interface air/roche (courbe rouge ; en grisé, l'enveloppe TN/TX) sur l'ubac du Roc Noir de Combeynot, à 3000m d'altitude (données [Francou, 1988]), et température moyenne journalière à la station du Plan de l'Alpe (2065m ; courbe bleue) durant l'année 1985-1986. Mean temperature (in greyish, the Tn/Tx range) of air/rock interface at the Roc Noir de Combeynot, 3000m asl. and mean daily air temperature at Plan de l'Alpe station during 1985-1986.**

Sur l'ubac du Roc Noir (fig. IV-4), la température moyenne relevée au cours de l'année 1985-1986 (sept. - sept.) est de  $-2,3^{\circ}\text{C}$ , pour une amplitude annuelle de l'ordre de  $12^{\circ}\text{C}$ . A partir de ces deux valeurs, nous pouvons calculer le profil thermique théorique du massif rocheux [Carslaw & Jaeger, 1959]<sup>40</sup>, dans l'hypothèse d'un régime thermique en surface constant et d'une influence réduite de la neige (fig. IV-5). En dépit du fait que les mesures ont inclus un hiver particulièrement froid (toutefois, l'année hydrologique 1985-1986 est de  $0,02^{\circ}\text{C}$  supérieure à la normale 1961-1990), du choix arbitraire de paramètres thermiques (conductivité et capacité calorifique du

granite, flux de chaleur géothermique, cf. [Isaksen *et al.*, 2000 ; Gruber, 2005]) et de l'absence de prise en compte de la topographie dans les flux de chaleur [Gruber *et al.*, 2004c ; Noetzli *et al.*, 2005], cette approche fournit un ordre d'idée du pergélisol potentiellement présent dans la paroi rocheuse.

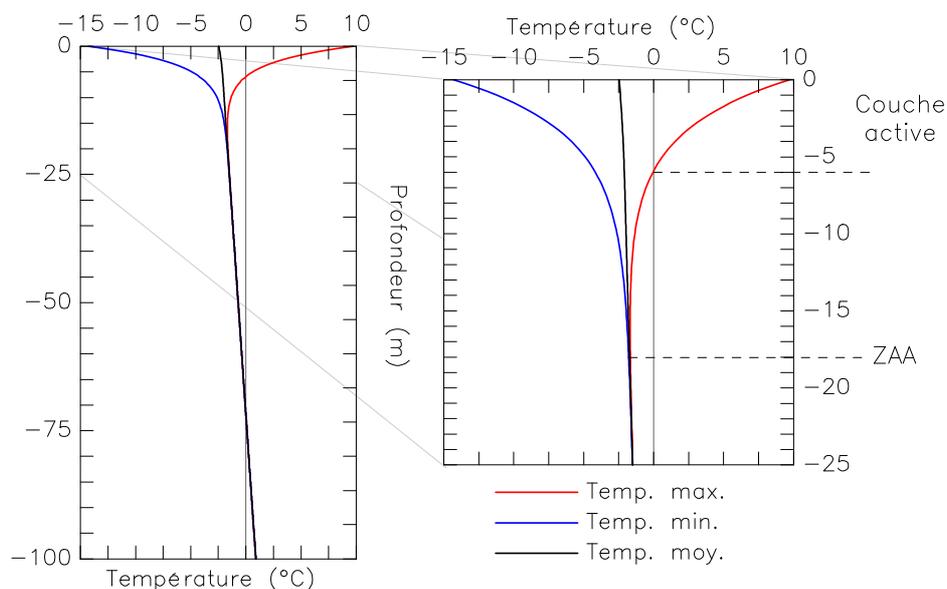
Ainsi, si l'épaisseur totale estimée de ce pergélisol reste peu fiable (car elle est fortement contrainte par le flux géothermique, tout en ne prenant évidemment pas en compte le climat réel des décennies passées et l'influence de la topographie), on peut néanmoins évaluer l'épaisseur de la couche active à 6m et la profondeur maximale de l'influence saisonnière (ZAA) à 18m. Ces valeurs se rapprochent de celles des forages du projet

<sup>40</sup> Code du modèle de diffusion thermique implémenté par S. Gruber, Université de Zurich. Paramètres issus de la littérature.

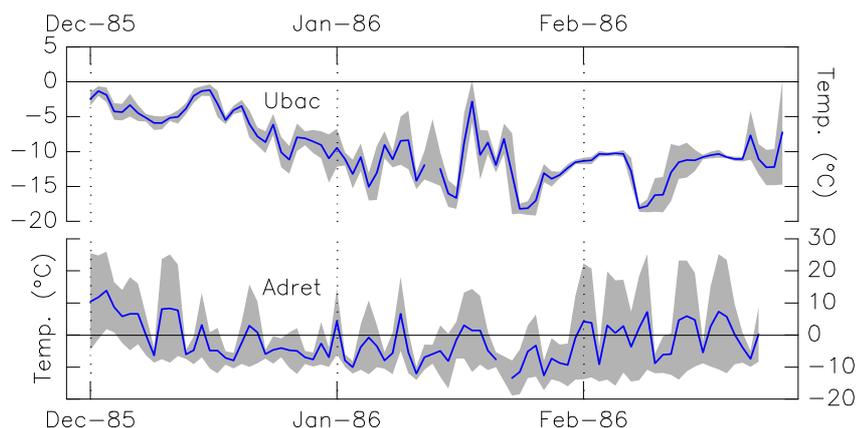
PACE, publiées notamment par Isaksen *et al.* [2001] et Harris *et al.* [2003].

La comparaison des valeurs mesurées sur l'adret et l'ubac du Roc Noir de Combeynot durant la saison hivernale montre également très clairement l'influence du rayonnement solaire sur la température de surface (fig. IV-6). Alors que la température moyenne en ubac est de  $-9,6^{\circ}\text{C}$  ( $\sigma=4,3$ ) sur les trois mois de mesures, pour des extrêmes moyens allant de  $-11,2^{\circ}\text{C}$  ( $\sigma=4,6$ ) à  $-7,9^{\circ}\text{C}$  ( $\sigma=4,3$ ), elle atteint  $-1,73^{\circ}\text{C}$  ( $\sigma=6,3$ ) en adret, avec des minimales

moyennes de  $-10,2^{\circ}\text{C}$  ( $\sigma=3,8$ ) et des maximales de  $6,7^{\circ}\text{C}$  ( $\sigma=3,8$ ). Ainsi, la différence thermique entre le versant N, totalement ombragé à cette période de l'année, et le versant S se monte à  $7,9^{\circ}\text{C}$ , et peut être attribuée à l'apport de chaleur par le rayonnement solaire sur l'adret, ce qui constitue une information intéressante dans l'optique d'une modélisation spatiale du pergélisol (cf. chap. VII, § 3).



**Figure IV-5: Simulation du profil thermique du sol d'après les mesures de température à l'interface air/roche obtenues par Francou [1988] à 3000m sur l'ubac du Roc Noir de Combeynot. Code du modèle de diffusion thermique: S. Gruber, Université de Zurich. Simulated ground thermal profile using the measured temperatures at air/rock interface obtained by Francou [1988] on the Roc Noir de Combeynot (3000m asl.).**



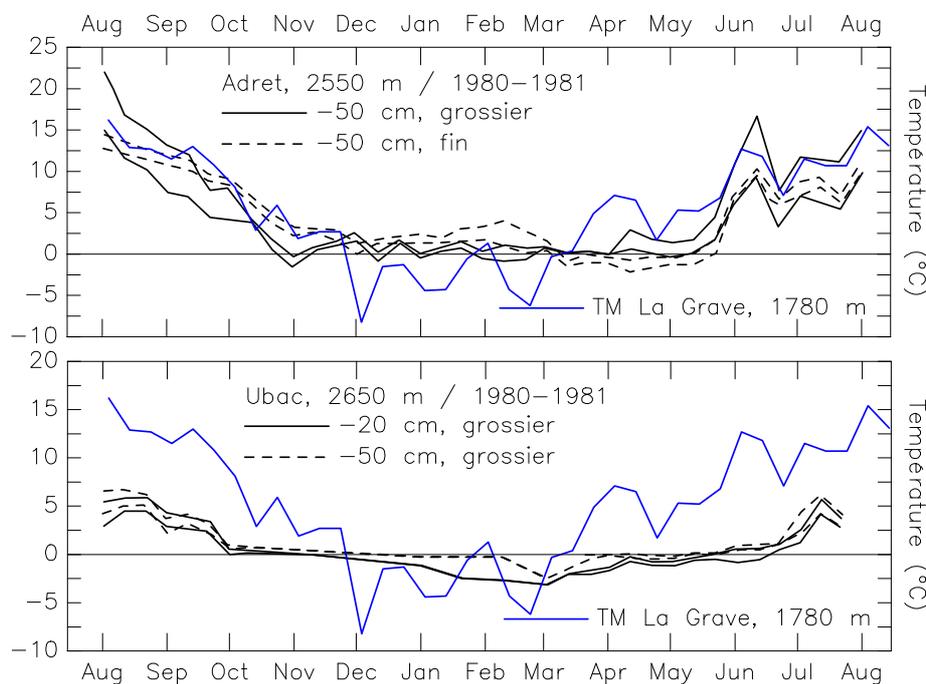
**Figure IV-6: Températures mesurées à la surface du Roc Noir de Combeynot (à 3000m) : contrastes entre l'adret et l'ubac durant la saison hivernale 1985-1986. Données [Francou, 1988]. Surface temperatures at the Roc Noir de Combeynot (3000m asl.): contrasts between South and North exposed slopes during winter 1985-1986.**

Nous retiendrons enfin des travaux de Francou dans la combe de Laurichard, les mesures de température effectuées dans différents types de dépôts détritiques, entre 2450 et 2650m (fig. IV-7). Sur la base des mesures réalisées en ubac, à 2550m et dans des éboulis grossiers, l'auteur [Francou, 1988]

conclut à la possibilité que se forme du pergélisol dans ces conditions topoclimatiques et géomorphologiques précises, sur lesquelles nous reviendrons au chapitre XII. Les résultats obtenus en adret affirment en revanche l'inverse, nous verrons toutefois (chap. IV, §4) que le régime

thermique illustré par ces mesures peut correspondre au mode de fonctionnement des éboulis dits « froids » (cf. chap. I, §1.3),

mis à jour, entre autres, par Delaloye [2004] et Lambiel [2006].



**Figure IV-7 : Températures minimales et maximales décadaires relevées à -20 et -50 cm dans des éboulis de la Combe de Laurichard au cours de l'année 1980-1981 (courbes noires) et comparaison avec les températures moyennes de l'air à La Grave (TM, courbe bleue). Données de [Franco, 1988] et Météo France. Minimal and maximal ground temperatures measured at -20 and -50 cm depths on different scree slopes of the Combe de Laurichard during the year 1980-1981 (dark curve), and mean air temperature at La Grave (TM, blue curve).**

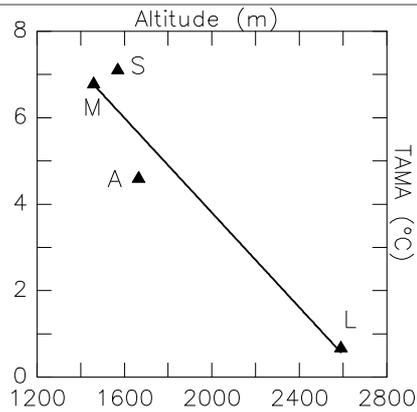
## 1.2. Vers une meilleure connaissance du topoclimat de la combe : les données de 2004-2006

Nous utilisons ici les données de la station météorologique autonome (chap. III, §2.2) de Laurichard qui, vingt ans après celles de Franco [1988] (entre août 2004 et août 2006), complètent nos connaissances sur le fonctionnement topoclimatique de la Combe. Outre la température de l'air, les différents paramètres influençant la température du sol, uniquement dans le contexte de la station, sont analysés. La température du sol sur le glacier rocheux 1 de Laurichard, au fonctionnement thermique spécifique du fait de sa très forte porosité, est analysée dans le paragraphe 2.

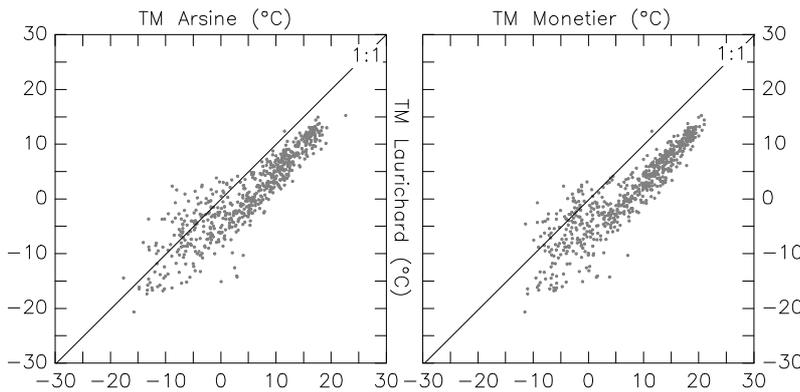
### 1.2.1. Le régime thermique de l'air dans la combe

Avec une moyenne sur l'année hydrologique 2004-2005 de  $0,67^{\circ}\text{C}$  ( $\sigma=7,3$ ), la station météorologique permet d'esquisser un gradient thermique moyen avec les stations d'Arsine, du Monétier et de Saint Christophe de  $0,0055^{\circ}\text{C}/\text{m}$  (fig. IV-8). Toutefois, c'est à des échelles temporelles inférieures que la température de l'air, dans ce qu'elle influence celle du sol, doit être abordée.

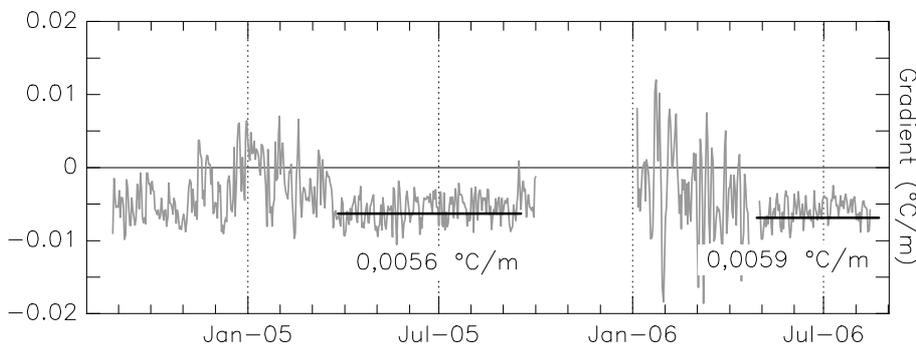
Ainsi, la comparaison des données journalières des stations d'Arsine et de Monétier et des données de Laurichard (fig. IV-9) montre l'importance des phénomènes d'inversion thermique. Sur l'ensemble de la période couverte par les données (d'août 2004 à août 2006), on dénombre ainsi 24 jours d'inversion par an à Monétier et 40 à Arsine.



**Figure IV-8 :** Températures annuelles moyennes de l'air (TAMA) sur l'année hydrologique 2004-2005 des stations de Laurichard (L ; 2590m), d'Arsine (A ; 1665m), de Saint Christophe (S ; 1570m) et de Monétier (M ; 1459m) comparées à l'altitude des stations. *Mean annual air temperature for the hydrological year 2004-2005 of the 4 stations plotted against their elevation.*



**Figure IV-9 :** Comparaison des températures journalières moyennes (TM) mesurées à Laurichard (ordonnée) et des températures à Arsine et au Monétier (abscisses) entre août 2004 et août 2006. *Scatter plots of daily temperatures measured at Laurichard and Arsine and Monétier temperatures between August 2004 and August 2006.*



**Figure IV-10 :** Evolution du gradient thermique journalier entre Laurichard (2590m) et Arsine (1665m) (en trait noir, la moyenne sur les période de stabilité). *Thermal gradient between Laurichard and Arsine stations (black line: average gradient during stability period).*

L'observation de l'évolution du gradient thermique entre Laurichard et Arsine (fig. IV-10) permet de constater que l'hiver 2005-2006 a été propice à des phénomènes d'inversion thermique dans les fonds de vallée très marqués, et que n'enregistre pas la station de Laurichard, du fait de sa position à flanc de versant.

Toutefois, les inversions thermiques hivernales qui concernent très probablement le fond de la Combe de Laurichard doivent voir leurs effets sur le climat du sol notablement amortis par le manteau neigeux, excepté en début de saison lorsque ce dernier est encore peu constitué.

### 1.2.2. L'ensoleillement dans la combe

Le rayonnement solaire reçu à la surface du sol fluctue selon la position de la Terre par rapport au Soleil et, en montagne, il se est modifié localement par la topographie et l'enneigement qui en intercepte une portion variable selon la saison.

La station météorologique de Laurichard, équipée d'un capteur de rayonnement direct et diffus à courtes longueurs d'onde monté à 3m de hauteur, mesure l'ensoleillement d'un site d'ubac très ombragé par les 600m de paroi qui le dominant. Ainsi, en dépit de lacunes dans les données, il apparaît (fig. IV-

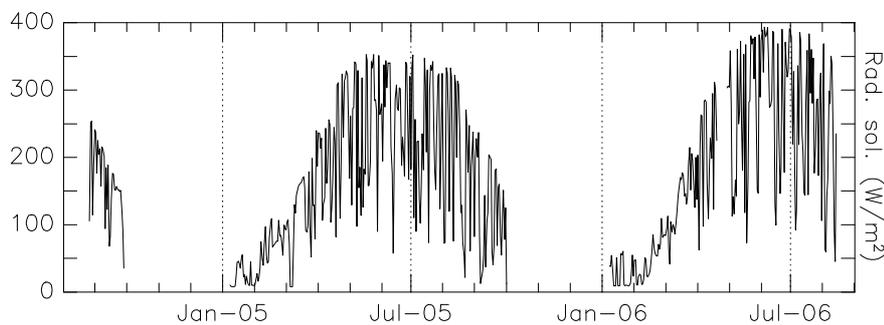
11) que l'irradiation hivernale est quasi nulle durant le mois de décembre, seul le rayonnement réfléchi par le manteau neigeux parvient au capteur. Par contraste, l'été reçoit souvent plus de 300 W/m<sup>2</sup> en moyenne journalière, avec des pics en milieu de journée atteignant parfois les 1200 W/m<sup>2</sup> (lors du solstice, en position zénithale).

Grâce au modèle **TEBAL**<sup>41</sup>, S. Gruber a pu calculer, par décade, la radiation solaire potentielle (Potential Solar Incoming

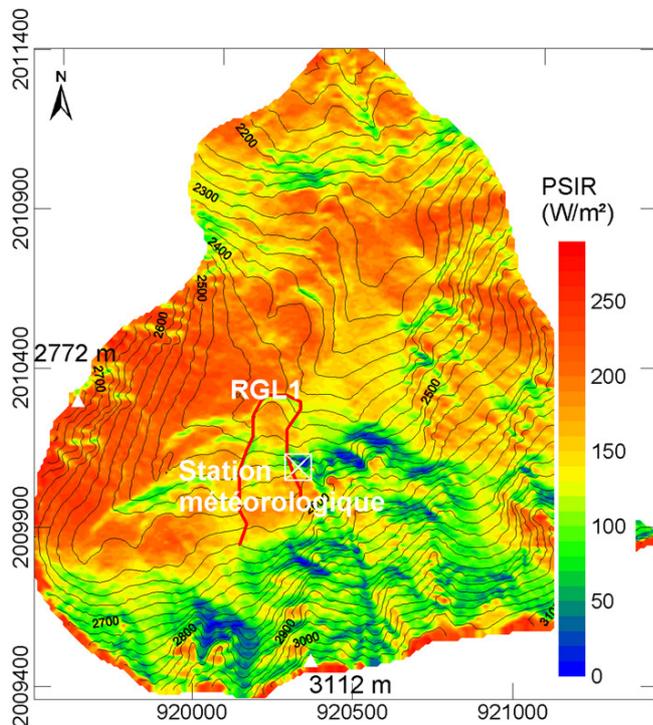
<sup>41</sup> Elaboré, et mis en œuvre ici, par S. Gruber, Université de Zurich, Suisse.

Radiation) reçue au sol sur l'ensemble du Massif du Combeynot, à partir du MNA à 10m.

Dans la combe de Laurichard (fig. IV-12), le contexte topographique permet une opposition évidemment marquée entre l'adret et l'ubac, tout en autorisant des insolation localement importantes sur les terrains peu raides du pied du grand versant N et bénéficiant de l'ouverture vers l'ouest du col de Laurichard. Seules quelques surfaces restreintes, face au N ou NE et au pied d'escarpements, restent très peu ensoleillées (PSIR < 50W.m<sup>-2</sup>).



**Figure IV-11 : Evolution de la radiation solaire globale à la station de Laurichard (2590m) entre août 2004 et août 2006.**  
*Measured global solar radiation at Laurichard station between august 2004 and august 2006.*



**Figure IV-12: Radiation solaire potentielle (PSIR) moyenne estivale (juin-juillet-août) dans la Combe de Laurichard, calculée par le modèle TEBAL (S. Gruber, université de Zurich).**  
*Potential Incoming Solar Radiation during summer in the Combe de Laurichard catchment.*

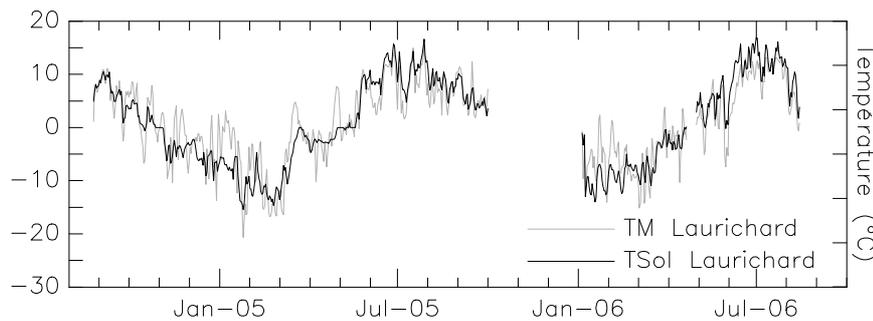
Notons que ces terrains particulièrement ombrés sont souvent situés aux débouchés de couloirs d'avalanches et sont donc fréquemment recouverts de névés plus ou moins tardifs. Lorsque les conditions thermiques le permettent, ces secteurs sont par conséquent favorables à la création de glace de sol, et servent ainsi de zone source à bon nombre de glaciers rocheux et de formes fluantes du massif.

### 1.2.3. Le régime thermique du sol à la station de Laurichard

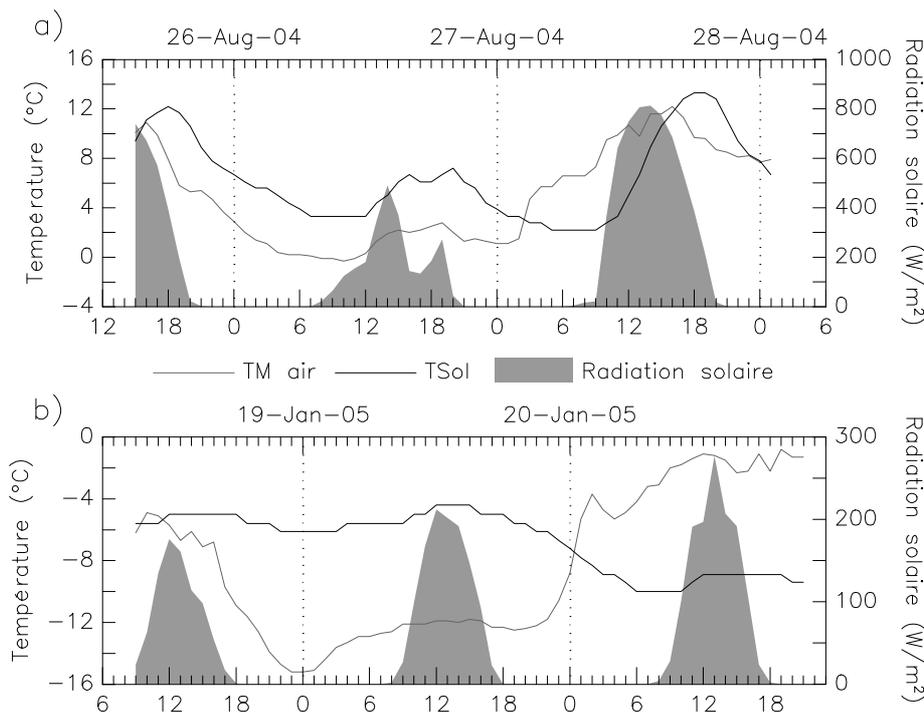
Un capteur de température a été placé au pied de la station météorologique, enterré à quelques centimètres de profondeur dans un sol sablo-limoneux contenant une amorce d'humus. La configuration topographique du site, sur un replat d'un éperon rocheux, lui assure un faible enneigement durant une grande partie de l'hiver, ce que confirme la quasi absence de phase de « 0 curtain effect » en début et en fin de saison hivernale (fig. IV-13).

Le régime thermique du sol indique que les fluctuations thermiques de l'air en hiver sont tamponnées par la neige qui, même en faible épaisseur, procure une certaine isolation thermique (fig. IV-14b). Toutefois, lorsque le ciel est dégagé, le rayonnement nocturne de la neige est très important et explique que la surface du sol puisse se refroidir fortement,

indépendamment de la température de l'air [Keller & Gubler, 1993a]. Durant l'été, l'influence du rayonnement solaire est prépondérante, mais atténuée par la forte capacité calorifique de l'eau contenue dans le sol (fig. IV-14a) qui ralentit les changements de température du sol.



**Figure IV-13 : Evolution de la température journalière de l'air et de la température du sol à la station de Laurichard (2590m) entre août 2004 et août 2006.**  
*Evolution of air and ground daily temperature at the Laurichard station.*



**Figure IV-14 : Evolution de la température horaire de l'air (TM air), de la température du sol (TSol) et de la radiation solaire globale à la station de Laurichard (2590m) : a) en période estivale (août 2004) ; b) en période hivernale (janvier 2005).**  
*Evolution of air and ground hourly temperature and of global solar radiation at the Laurichard station in summer (a) and in winter (b).*

### 1.3. Quelques hypothèses sur la relation air/sol à la station de Laurichard

Afin de quantifier l'influence des contrôles climatiques sur la température du sol, dans le contexte particulier (en terme de topographie, de granulométrie du sol ...) du site de la station météorologique de Laurichard, nous avons cherché à relier la température du sol aux deux paramètres majeurs que sont la

température de l'air et la radiation solaire (fig. IV-15).

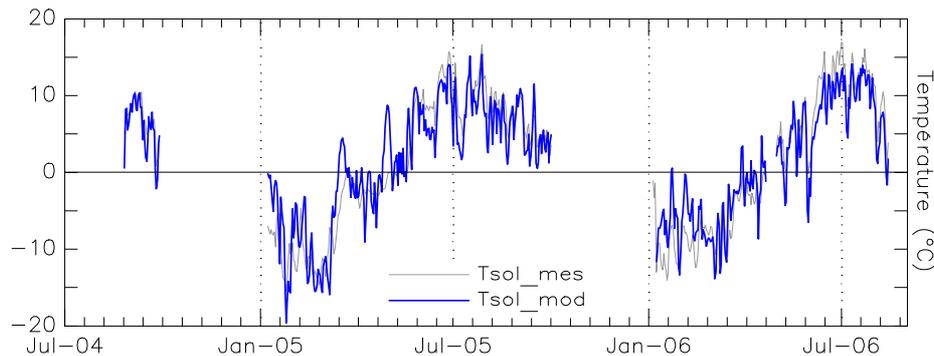
A l'échelle journalière, l'utilisation d'une régression linéaire multiple fournit une relation <sup>42</sup> assez robuste ( $R^2_{\text{multiple}} = 0,93$ , erreur-type = 0,29), bien que les températures inférieures à 5°C soient assez dispersées (rôle

$$^{42} T_{\text{sol}} = -2,44 + 0,88T_{\text{air}} + 0,016\text{RadSol}$$

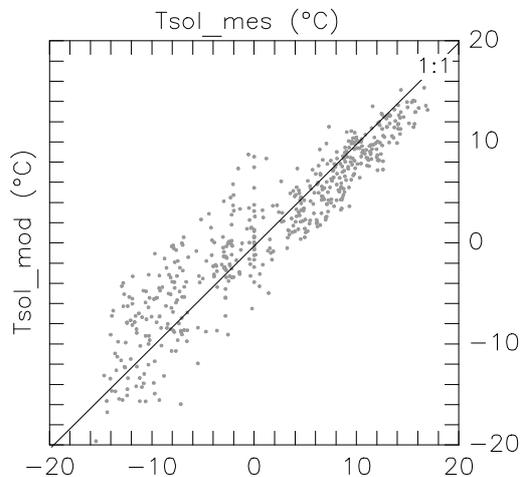
du manteau neigeux qui, même peu épais, modifie l'effet des deux paramètres), et que les températures supérieures à 5°C aient tendance à être sous-estimées par le modèle (fig. IV-16).

S'il ne faut lui accorder qu'une signification restreinte, statistique et aucunement physique, ce modèle simple suggère que l'influence combinée de la radiation solaire et

de la température de l'air peut être reproduite à une échelle temporelle assez fine. A un niveau de variabilité moindre (l'échelle saisonnière), cette relation justifiera la spatialisée des températures du sol, et l'estimation de la température du sol à partir des températures de l'air et du rayonnement solaire (chap. VI, §3).



**Figure IV-15 :** Température du sol journalière mesurée ( $T_{sol\_mes}$ ) et modélisée ( $T_{sol\_mod}$ ) par une régression multiple avec la température de l'air et la radiation solaire comme paramètres explicatifs ( $R_{multiple} = 0,911$ ), sur la période d'août 2004 à août 2006. Daily ground temperature measured ( $T_{sol\_mes}$ ) and modelled ( $T_{sol\_mod}$ ) thanks to a linear regression with air temperature and solar radiation as explicative factors.



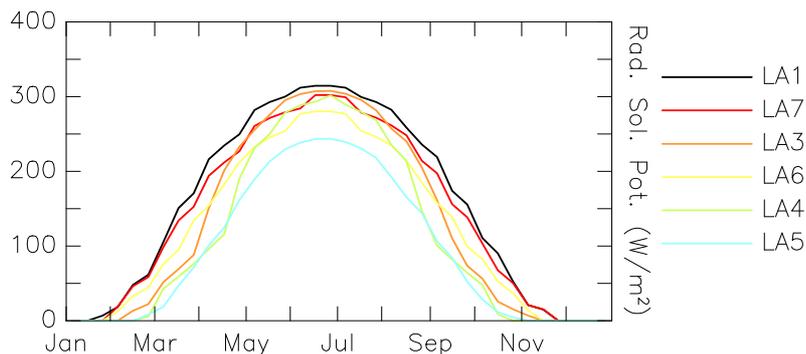
**Figure IV-16 :** Comparaison entre les valeurs modélisées ( $T_{sol\_mod}$ , voir le texte pour les explications) et les valeurs mesurées des températures du sol ( $T_{sol\_mes}$ ) à l'échelle journalière (données 2005). Scatter plot between modelled (see text for explanations) and measured ground temperatures at daily scale (year 2005).

## 2. Résultats du suivi en continu des températures à la surface du glacier rocheux 1 de Laurichard (RGL1)

### 2.1. Éléments sur le fonctionnement de l'interface air/sol sur RGL1

Comme mentionné précédemment (chap. III § 2.1), des capteurs/enregistreurs autonomes, ou MTD (Miniature Temperature Datalogger), mesurent la température de l'air présent entre les blocs du premier mètre de la couche active en différents sites (fig. III-2) du glacier rocheux 1 de Laurichard.

La radiation solaire potentielle reçue sur chacun des sites de RGL1 où sont implantés les capteurs, connue grâce aux calculs du modèle TEBAL (fig. IV-17), montre que le site le plus ensoleillé est LA1, à la fois par la durée (le rayonnement solaire n'atteint pas ce site « seulement » entre le 25 novembre et le 25 janvier) et par la quantité, avec en moyenne 155 W/m<sup>2</sup>. Le site LA4 reste le plus longtemps dans l'ombre, entre le 25 octobre et le 25 février, alors que LA5 reçoit la plus faible insolation (94 W/m<sup>2</sup>).



**Figure IV-17: Radiation solaire potentielle reçue au sol à l'emplacement des MTD (Miniature Temperature Datalogger) du glacier rocheux de Laurichard. D'après les données du modèle TEBAL (S. Gruber).** Potential solar incoming radiation at MTD sites on Laurichard rockglacier (calculations from TEBAL model, S. Gruber).

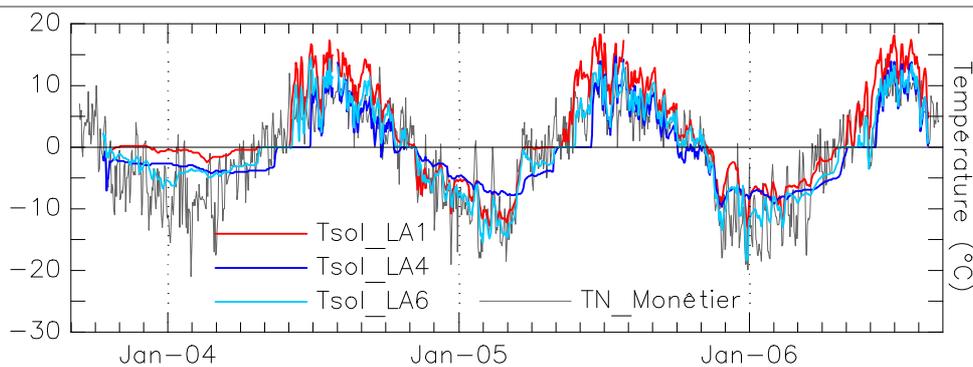
**Tableau 7: Statistiques annuelles (du 15/08 au 15/08) des températures du sol (en °C) mesurées sur les sites LA1, LA4 et LA6 de RGL1.** Annual statistics (from 15/08 to 15/08) of ground temperatures measured at LA1, LA4, LA6 sites on RGL1.

	Alt. (m)	PSIR (W/m <sup>2</sup> )	2004-2005				2005-2006				2004-2006	
			moy.	ET	min.	max.	moy.	ET	min.	max.	moy.	ET
LA1	2439	155	1.7	8.5	-12.7	18.3	1.8	7.9	-13.1	18.1	1.8	8.2
LA4	2600	110	-0.4	5.6	-7.8	14.8	-1.1	6.6	-9.7	13.9	-0.7	6.1
LA6	2464	125	-0.6	7.5	-15.5	13.6	-1.0	7.6	-18.4	13.5	-0.8	7.5

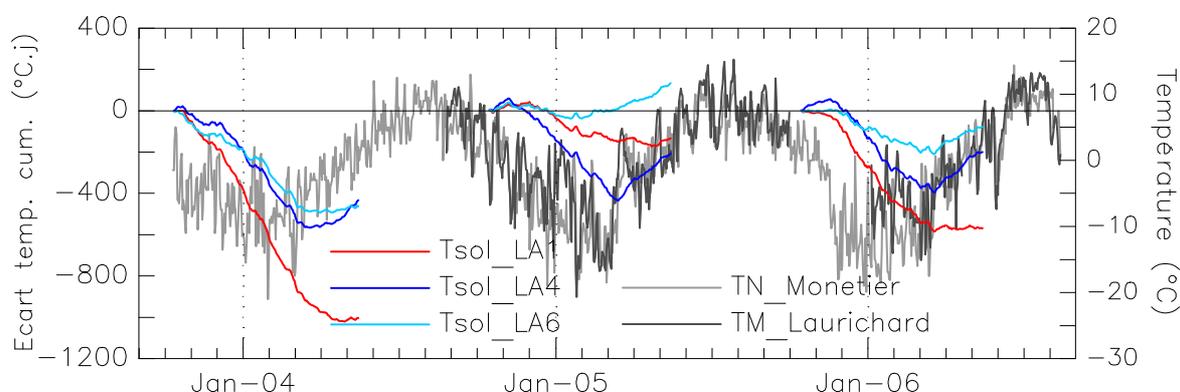
Les statistiques annuelles (du 15/08 au 15/08, entre 2004 et 2006) des séries journalières les plus complètes (LA1, hors de RGL1 ; LA4, à sa racine ; LA6, sur la langue) montrent (tabl. 7) que le site le plus bas et le plus ensoleillé (LA1) est également le plus chaud, avec une moyenne de 1,8°C ( $\sigma=8,2$ ) et des maximales dépassant les 18°C. Le contraste avec les deux autres sites (LA4 et LA6) est cependant peu important, bien que ces derniers soient localisés sur le glacier rocheux (qui n'influence la surface, en tant que corps froid, que pendant la période du WEqT (Winter Equilibrium Temperature), et lorsque l'enneigement est suffisamment important, cf. chap. III, § 2.3.1). Par ailleurs, les hivers 2004-2005 et 2005-2006 ayant été très froids pour le sol du fait d'un enneigement lacunaire, la température moyenne de la surface du sol (MAGST : Mean Annual Ground Surface Temperature, cf. [Delaloye, 2004]) lors d'années plus enneigées doit être plus élevée encore : la MAGST n'est clairement pas ici un indicateur pertinent de pergélisol.

Le suivi thermique de surface apporte en revanche des informations intéressantes sur l'évolution des échanges de chaleur entre l'air et le sol, la période discriminante, entre deux années, étant généralement l'hiver. Ainsi, le régime thermique hivernal de 2003-2004 apparaît très différent des deux suivants (fig. IV-18), du fait de l'isolation thermique qu'a fourni le manteau neigeux (précoce et abondant dès novembre 2003) tout au long de l'hiver.

Avec une moyenne, sur la saison hivernale 2003-2004 (du 15/10 au 15/05, cf. tabl. 8), de -3,2°C ( $\sigma=0,6$ ) et de -3,3°C ( $\sigma=1,6$ ) respectivement à LA4 et LA6, et de seulement de -0,5°C ( $\sigma=0,6$ ) à LA1, les températures du sol mesurées sur les différents sites cette année-là révèlent clairement « l'effet BTS » (cf. chap. III, § 2.3.1), avec une WEqT qui se marque par un pallier en fin d'hiver (2<sup>nde</sup> quinzaine de mars), avant la fonte du manteau neigeux.



**Figure IV-18 :** Evolution de la température du sol mesurée aux sites LA1, LA4 et LA6 (localisation : voir fig. III-2) du glacier rocheux 1 (RGL1) de la combe de Laurichard et de la température minimale de l'air (TN) à la station de Monétier, entre octobre 2003 et août 2006. *Evolution of the ground temperature recorded at sites LA1, LA4 and LA6 on RGL1 and of the air temperature at Monétier station, between October 2003 and August 2006.*



**Figure IV-19 :** Cumul des écarts journaliers entre les températures de l'air (TN, température minimale ; TM, température moyenne) et les températures du sol, aux sites LA1, LA4 et LA6, durant les hivers 2003 à 2006 (du 15/10 au 15/05). *Cumulated differences between air temperature and ground surface temperature at sites LA1, LA4 and LA6, during winters 2003 to 2006.*

**Tableau 8 :** Statistiques hivernales (du 15/10 au 15/05) des températures du sol (en °C) mesurées sur les sites LA1, LA4 et LA6 de RGL1 (moyenne, écart-type, minimum). *Winter statistics (from 15/10 to 15/05) of ground temperatures measured at LA1, LA4, LA6 sites on RGL1.*

	Alt. (m)	PSIR (W/m <sup>2</sup> )	2003-2004			2004-2005			2005-2006		
			moy.	ET	min.	moy.	ET	min.	moy.	ET	min.
LA1	2439	155	-0.5	0.6	-2.5	-4.7	4.3	-12.7	-4.2	3.7	-13.1
LA4	2600	110	-3.2	0.6	-4.2	-4.3	2.5	-7.8	-5.8	2.8	-9.7
LA6	2464	125	-3.3	1.6	-6.7	-6.0	4.6	-15.5	-6.5	4.4	-18.4

Par ailleurs, le découplage des températures du sol de celles de l'air est clairement visible en 2003-2004 (fig. IV-18 et IV-19) alors qu'en 2004-2005, il est quasiment inopérant sur les sites LA1 et LA6 du fait d'un enneigement très faible tout au long de l'hiver. L'hiver 2005-2006, peu enneigé en début de saison et avec des températures de l'air très basses, n'a pas permis non plus un tel découplage (fig.

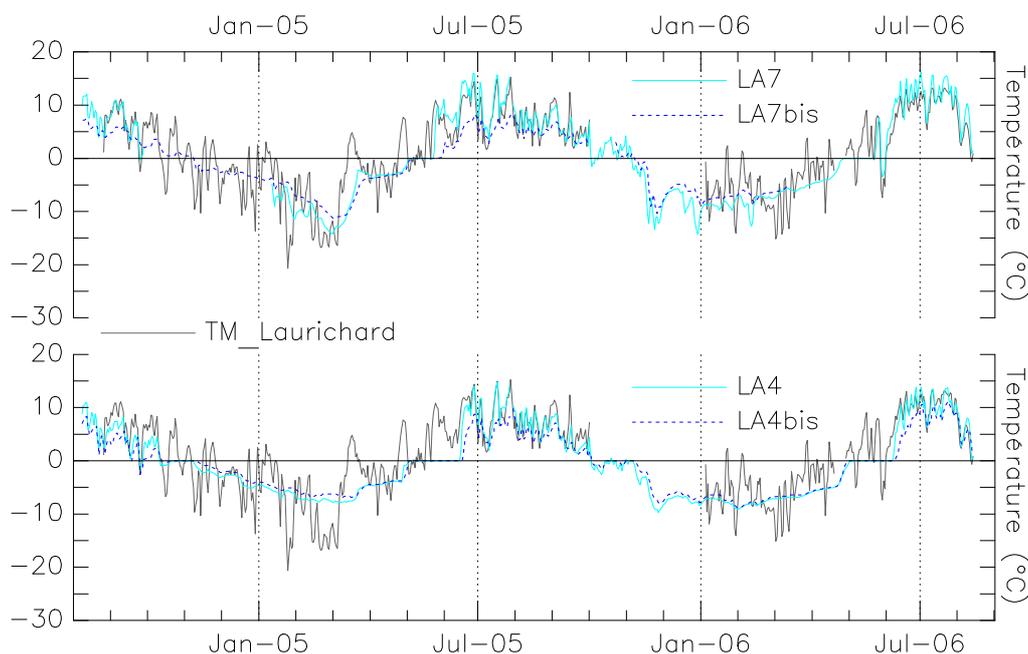
IV-19), ce qui explique les températures du sol très froides relevées sur tous les sites de mesures.

Comme le montrent ces résultats, l'évolution du manteau neigeux tout au long de l'hiver joue un rôle important sur la régulation des échanges calorifiques entre le sol et l'air, et sur le bilan thermique de la surface du glacier rocheux. Les contrastes entre les hivers, tel

qu'entre celui de 2003-2004 et celui de 2004-2005, observés ici en surface, se reproduisent, tout en s'atténuant, jusqu'à la ZAA (« depth of Zero Annual Amplitude » ; cf. chap. I, § 1.1) et peuvent donc, théoriquement, influencer le comportement (rhéologique entre autre) du glacier rocheux (cf. chap. VIII, § 2).

## 2.2. Principaux résultats concernant le fonctionnement thermique de la couche active du glacier rocheux

Nous proposons ici une analyse des données recueillies entre août 2004 et août 2006 (fig. IV-20), en sub-surface (capteurs dénommés  $LA_n$ ) et à 1m de profondeur ( $LA_{nbis}$ ), sur les sites LA4 (racine de RGL1) et LA7 (langue de RGL1) afin d'évaluer le comportement thermique du premier mètre de la couche active et d'estimer des modes de fonctionnement.



**Figure IV-20 : Evolution journalière des températures en sub-surface ( $LA_n$ ) et à 1m de profondeur ( $LA_{nbis}$ ) aux sites LA4 (2600m) et LA7 (2451m) de RGL1, entre août 2004 et août 2006, et de la température de l'air (courbe grise ; TM, température moyenne) à la station de Laurichard (2590m). Daily evolution of ground sub-surface temperature and at 1m depth at sites LA4 and LA7 on RGL1, and of air temperature at Laurichard station between August 2004 and August 2006.**

Les valeurs moyennes relevées en sub-surface et à 1m de profondeur, sur l'année 2005 (-1,1°C à LA4, -1,3°C à LA4bis ; -0,8°C à LA7, -1,4°C à LA7bis), fournissent un écart thermique qui, bien que proche des limites de précision des capteurs et réalisé sur une faible épaisseur, peut être interprété à la lumière du concept de « thermal offset » (cf. chap. I, § 1.1.2). Ce phénomène est lié aux variations saisonnières des propriétés thermiques du sol, telles que les modifications de la conductivité thermique de la roche selon sa température ou la plus ou moins forte

capacité calorifique du milieu selon sa teneur en eau.

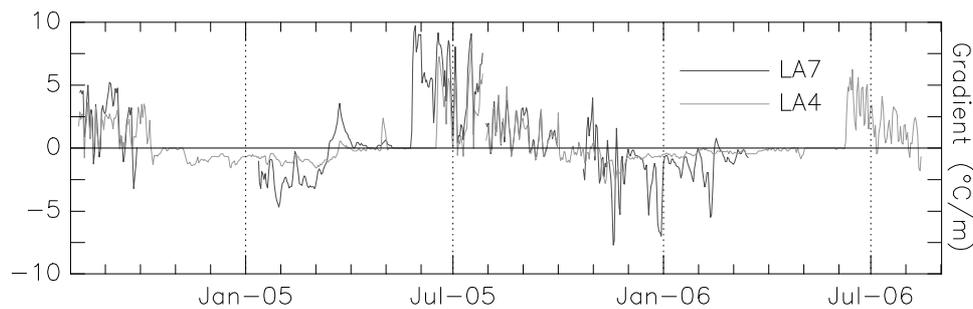
A la lumière des valeurs de gradients thermiques journaliers, calculées pour la partie superficielle de la couche active (fig. IV-21), deux fonctionnements saisonniers s'opposent effectivement :

1. Durant l'été, le gradient positif (température plus élevée en sub-surface qu'à un mètre de profondeur), similaire sur les deux sites, atteint des valeurs élevées lorsque l'ensoleillement et les températures de

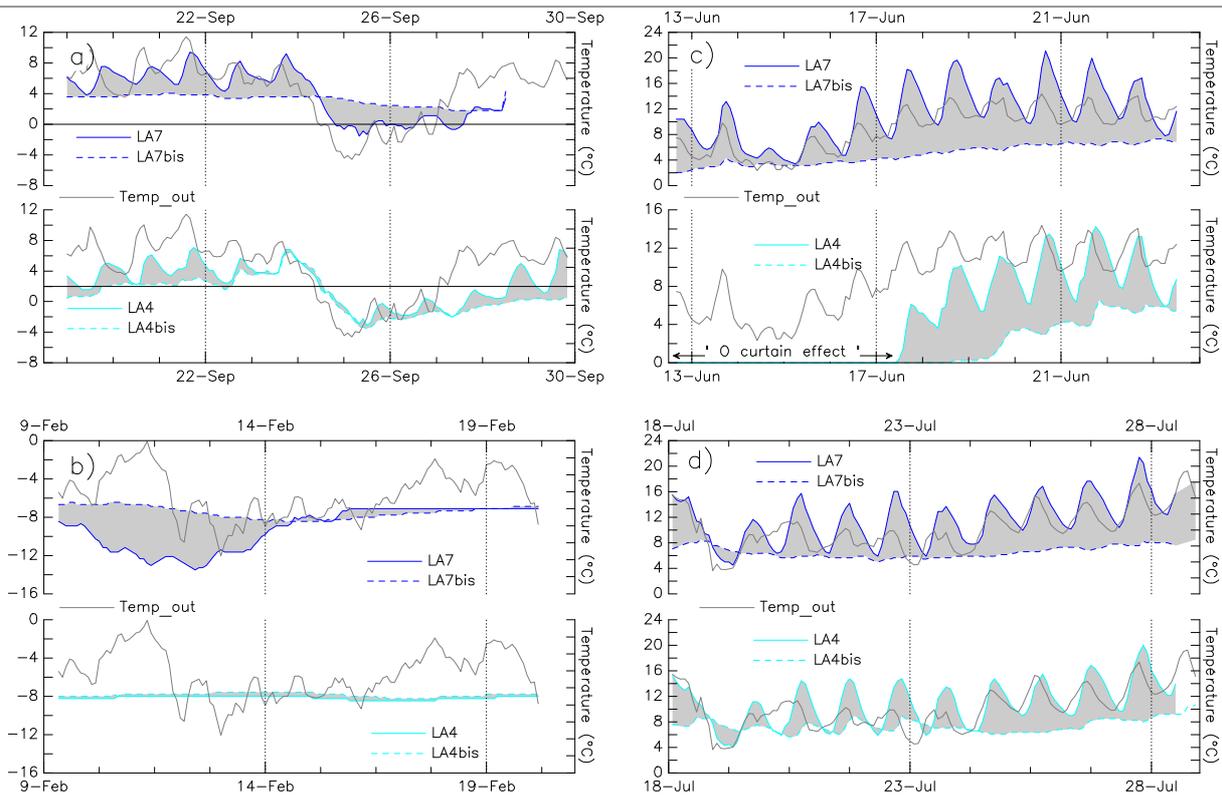
l'air échauffent fortement la surface, alors que, dans le même temps, à un mètre de profondeur, l'air froid et stable peine à se réchauffer, du fait du peu de conduction thermique entre les blocs faiblement jointifs et de la présence d'eau interstitielle à forte capacité calorifique.

2. Durant l'hiver, le gradient devient d'autant plus négatif que le manteau neigeux est peu épais, autorisant un refroidissement intense de la surface. Toutefois, l'air refroidi par le contact avec les blocs en surface va, en se densifiant, s'écouler mécaniquement au travers des interstices et remplacer l'air relativement plus doux qui s'y trouve [Hanson & Hoelzle, 2004]. Ce phénomène de « boucles convectives » (également dénommé

« *Balch effect* », Balch, 1900, cité par Harris & Pedersen [1998]) est sans doute influencé par la neige (son absence permettant des échanges directs avec l'atmosphère) et le vent (en provoquant des turbulences de l'air en surface, ainsi qu'un accroissement des échanges de chaleur latente), expliquant alors les très forts gradients négatifs durant l'hiver 2005-2006. De telles valeurs de gradients (souvent supérieures à 5°C/m), et leurs variations rapides, ne pouvant être dues simplement à la conduction pure, la faiblesse de l'enneigement a sans doute permis une activation de ces processus convectifs.



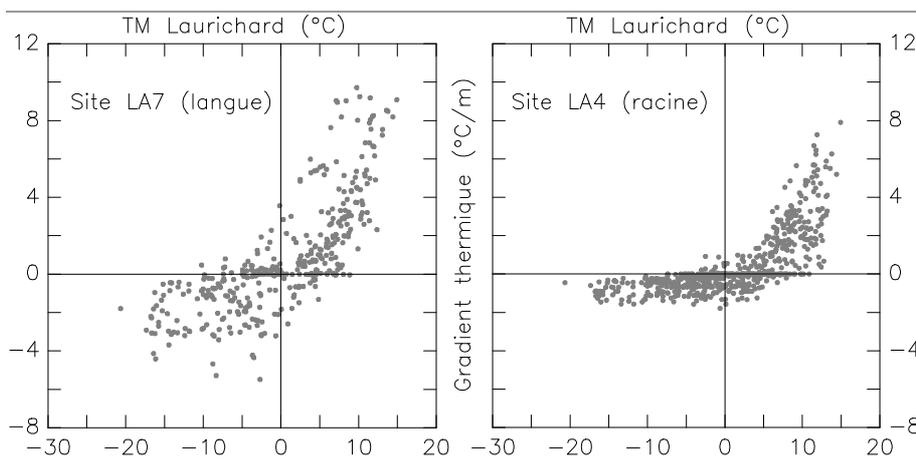
**Figure IV-21 : Evolution journalière du gradient thermique dans le premier mètre de la couche active de RGL1, aux sites LA4 (2600m) et LA7 (2451m).** Daily evolution of the thermal gradient within the first meter of the RGL1 active layer at sites LA4 and LA7.



**Figure IV-22 : Evolution horaire des températures dans le premier mètre de la couche active de RGL1, aux sites LA4 (2600m) et LA7 (2451m), et de la température de l'air (*Temp\_out*) à la station de Laurichard lors des principales saisons thermiques : a) en automne (septembre 2004) ; b) en hiver (février 2006) ; c) au printemps (juin 2005) ; d) en été (juillet 2005).** *Evolution of the hourly ground temperature within the first meter of the RGL1 active layer at sites LA4 and LA7 and of air temperature at Laurichard station during the main thermal seasons.*

En dépit du fait que la conduction thermique n'est pas, de toute évidence, le mécanisme principal d'échange de chaleur, les gradients thermiques plus élevés durant la saison chaude suggèrent, pour la portion superficielle de la couche active, que l'onde chaude estivale s'amortit plus rapidement avec la profondeur que le refroidissement hivernal. Ceci a pour effet l'établissement d'un écart thermique moyen significatif entre la surface et le niveau -1m, plus marqué à LA7 ( $0,6^{\circ}\text{C}$ ,  $\sigma=3,2$ , de janvier 2005 à janvier 2006) qu'à LA4 ( $0,2^{\circ}\text{C}$ ,  $\sigma=1,7$ , de janvier 2005 à janvier 2006). Des différences de comportements entre ces deux sites apparaissent en effet clairement sur les enregistrements thermiques, quelle que soit la saison (fig. IV-22).

Outre le fait qu'au site LA4 la surface enregistre des conditions plus froides qu'à LA7, liées à la fois à l'altitude plus élevée et à l'insolation moins forte (cf. § 2.1), la température à 1m de profondeur y est surtout plus variable à court terme. Ceci s'explique probablement par la présence plus importante de matériaux fins et peu grossiers à LA4, qui autorisent des transferts conductifs plus importants qu'en LA7, où l'air présent dans les interstices agit comme un isolant. Cette différence de comportement entre les sites LA4 et LA7 se traduit également par une dispersion, plus forte à LA7, des valeurs de gradient selon la température de l'air (fig. IV-23). En l'absence de manteau neigeux, le gradient thermique du site LA4 apparaît plus dépendant de la température de l'air qu'au site LA7.



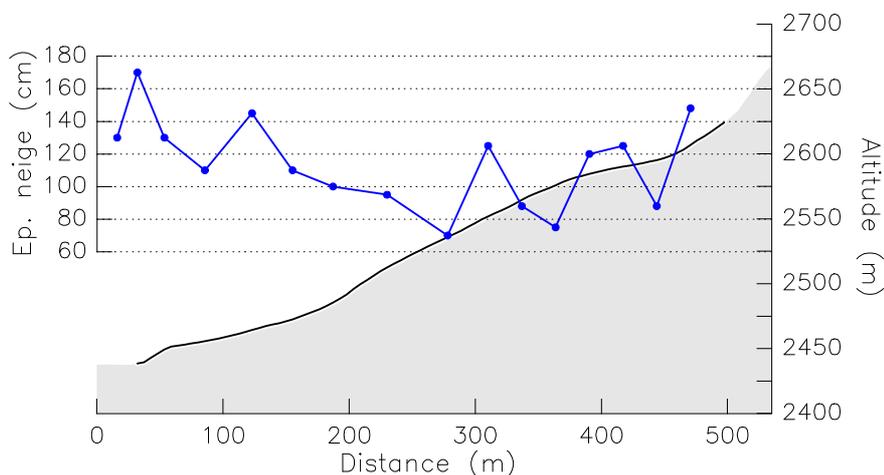
**Figure IV-23 :** Relation entre le gradient thermique journalier dans le premier mètre de la couche active de RGL1, aux sites LA4 (2600m) et LA7 (2451m), et la température de l'air moyenne journalière (TM) à la station de Laurichard. Relationship between the thermal gradient within the first meter of the RGL1 active layer at sites LA4 and LA7 and the air temperature at Laurichard station.

### 3. Spatialisation des WEqT (Winter Equilibrium Temperature) à la surface du glacier rocheux 1 de Laurichard

Nous utilisons ici les données recueillies par la méthode BTS (« Basal Temperature of winter Snow cover »; cf. chap. III, § 2.3) entre mars 2004 et avril 2007 afin de caractériser l'état thermique sur l'ensemble de la surface de RGL1 à la fin de l'hiver, en relation essentiellement avec l'enneigement.

#### 3.1. Un hiver de référence : l'équilibre thermique de 2003-2004

Comme exposé dans le paragraphe précédent (cf. § 2.1 et fig. IV-18 et IV-19), la saison hivernale 2003-2004 a été marquée par un enneigement précoce et abondant. Ainsi, dès le début du mois de novembre, plus d'un mètre de neige était présent sur la majeure partie du glacier rocheux (fig. IV-24) et a permis une bonne isolation thermique du sol tout au long de l'hiver.



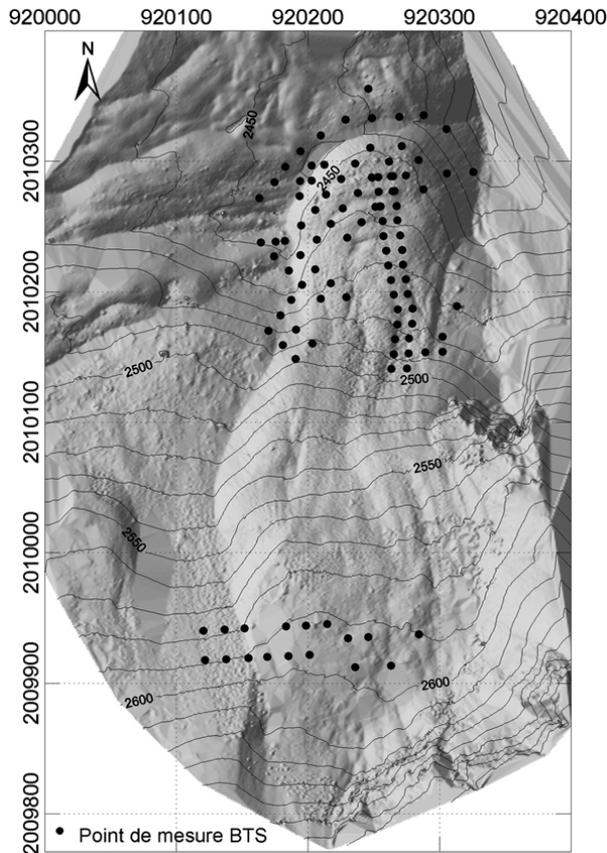
**Figure IV-24 :** Hauteurs de neige relevées sur un profil longitudinal de RGL1 (profil topographique en grisé; le glacier rocheux est délimité par la courbe noire) le 5/11/2003. Snow heights measured on a longitudinal profile of RGL1 on Nov. 5<sup>th</sup> 2003.

Les enregistrements thermiques en continu (cf. § 2.1) ont montré, *a posteriori*, que la saison hivernale 2003-2004 a vraisemblablement permis la réalisation d'un équilibre thermique hivernal (WEqT : Winter Equilibrium Temperature, cf [Delaloye, 2004]) durant la quasi totalité du mois de mars 2004.

Plus de 120 mesures BTS<sup>43</sup> ont été réalisées durant la 2<sup>nd</sup>e quinzaine de mars 2004 à la surface de RGL1, ainsi que dans ses environs immédiats. Pour des raisons nivométrologiques et logistiques évidentes,

<sup>43</sup> A chaque point, la température du sol et la hauteur de neige sont relevées.

l'échantillonnage n'est pas totalement homogène, mais fournit tout de même une vision fine (grâce à un maillage compris entre 10 et 20 m) des WEqT à la racine ainsi que sur la langue de RGL1 (fig. IV-25).



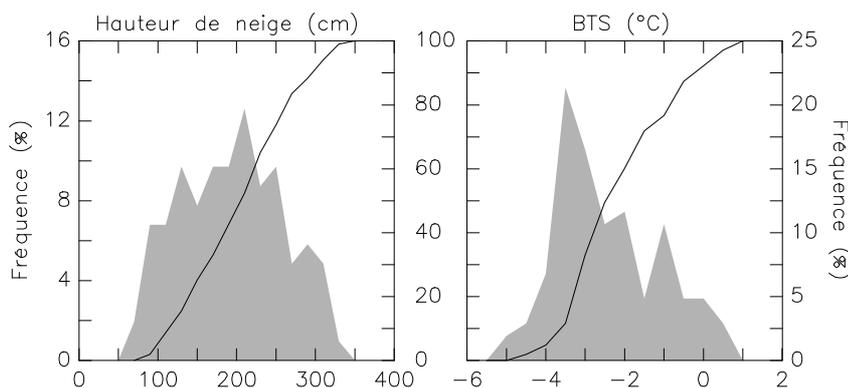
**Figure IV-25 : Localisation des mesures BTS effectuées à la surface de RGL1 en mars 2004.**  
*Location of the BTS measurement points performed on March 2004 at the RGL1 surface.*

La distribution des 103 mesures fiables<sup>44</sup> de hauteur de neige montre un pic principal (fig. IV-26), avec une moyenne et une médiane très proches (188 et 185 cm), pour un écart-type de 65. Les BTS sont distribuées autour de deux modes : un à  $-3,5^{\circ}\text{C}$ , rassemblant l'essentiel des mesures effectuées sur le glacier rocheux, et un autre, moins net, à  $-1^{\circ}\text{C}$ , incluant les mesures réalisées à l'extérieur du glacier rocheux, *a priori* plus proches de  $0^{\circ}\text{C}$ . La moyenne des BTS est de  $-2,7^{\circ}\text{C}$ , la médiane de  $-2,9^{\circ}\text{C}$ , pour un écart-type de 1,3, rejoignant ainsi les valeurs enregistrées par les capteurs LA1 à LA7, toutes comprises entre  $-0,5^{\circ}\text{C}$  et  $-4,5^{\circ}\text{C}$  durant la période des mesures BTS (cf. § 2.1).

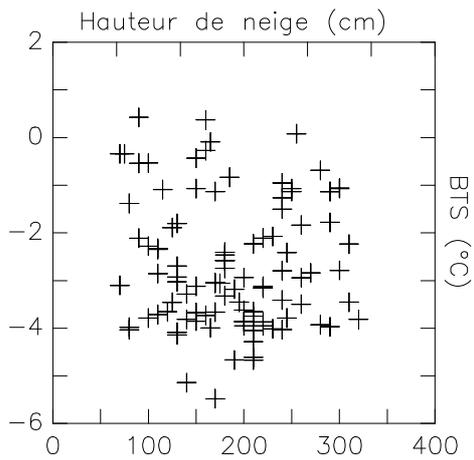
Comme le laissent supposer les mesures en continu montrant le découplage entre la température de l'air et la température du sol du fait du manteau neigeux (cf. § 2.1 et fig. IV-18 et IV-19), aucune relation n'apparaît entre les deux variables mesurées (fig. IV-27), BTS d'une part et hauteur de neige d'autre part.

Compte tenu de la précision des mesures BTS (estimée, toutes sources de biais confondues, à  $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ ), de la distribution relativement homogène des points et de la présence de discontinuités marquées (la limite du glacier rocheux), nous avons utilisé la méthode IDW (Inverse Distance Weighting, avec un rayon de recherche de 30 m) pour interpoler les champs de BTS à la surface du glacier rocheux et de ses environs (fig. IV-28).

<sup>44</sup> Après élimination des points aberrants ou douteux.

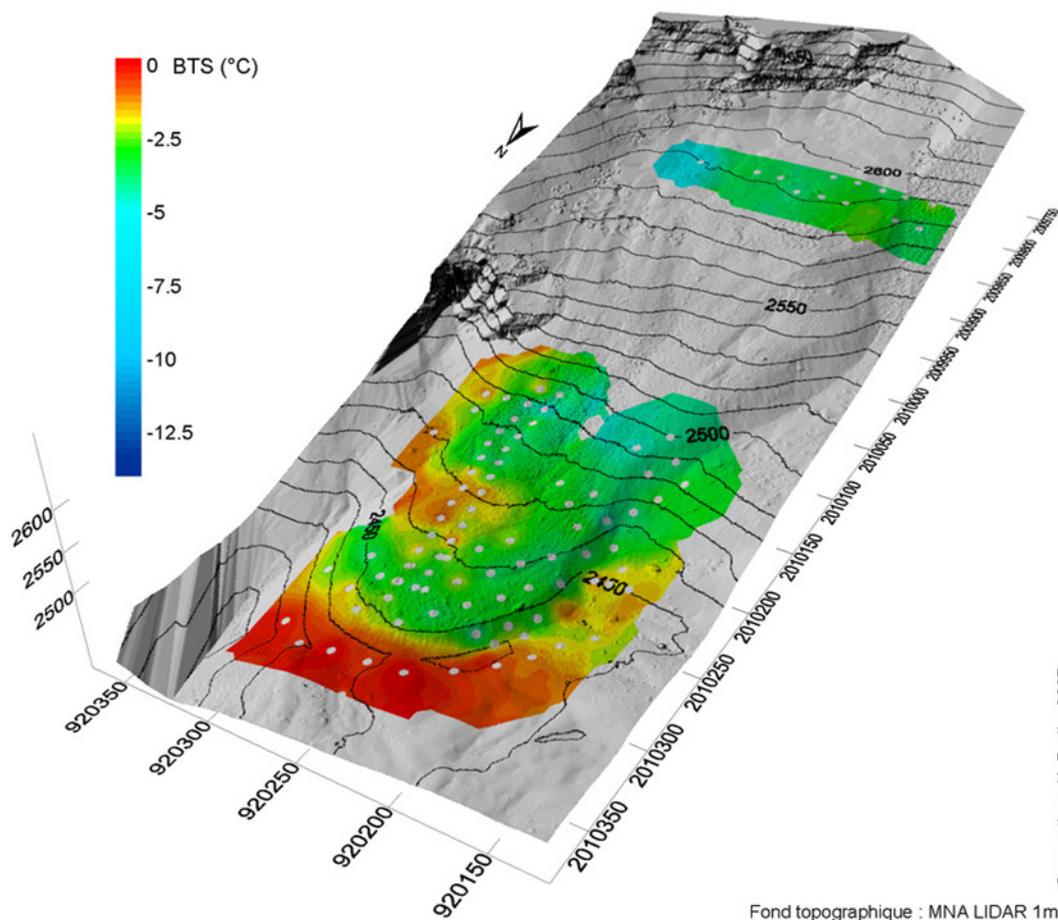


**Figure IV-26 : Distribution (fréquence relative et cumulée) des hauteurs de neige et des BTS mesurées à la surface de RGL1 en mars 2004.**  
*Distribution of snow height and BTS measured on March 2004 at the RGL1 surface.*



**Figure IV-27 : Relation entre les hauteurs de neige et les BTS mesurées en mars 2004, à la surface de RGL1.** *Relationship between snow height and BTS measured on March 2004 at the RGL1 surface.*

La structure spatiale des BTS interpolées constitue une remarquable « empreinte thermique » du glacier rocheux dans la Combe, qui se détache du reste de la forme par des températures de 2 à 5°C plus froides. L'influence thermique du sol, prépondérante sur celle de l'air, occultée depuis plusieurs mois par le manteau neigeux, apparaît clairement : en contexte de sol non gelé, la chaleur estivale et le flux de chaleur issu du noyau terrestre, bien que très modestes (quelques W/m<sup>2</sup>), amènent et maintiennent la base du manteau neigeux proche du point de fusion. Ces facteurs voient cependant leur influence bloquée là où le corps froid que constitue le pergélisol abaisse la température de surface et permet l'établissement d'une phase d'équilibre thermique hivernal (WEqT).

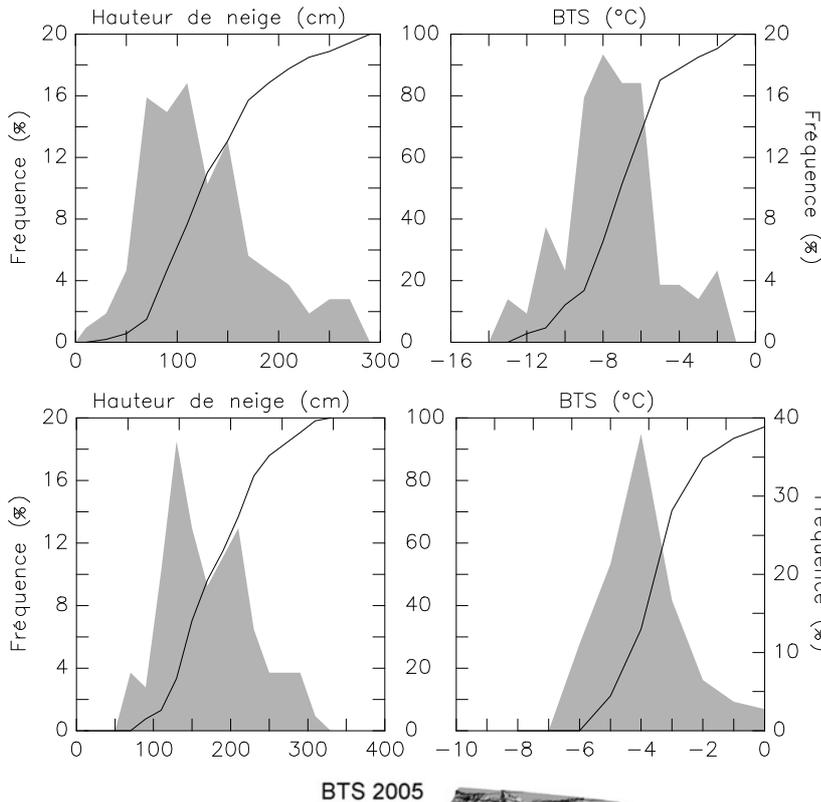


**Figure IV-28 : BTS interpolées (méthode IDW : Inverse Distance Weighting) à la surface de RGL1 à partir des mesures de mars 2004. Coordonnées Lamb. 2.** *Interpolated BTS at the RGL1 surface based on measures done on March 2004.*

### 3.2. Les hivers 2004-2005 et 2005-2006 : absence d'équilibre thermique hivernal et refroidissement marqué

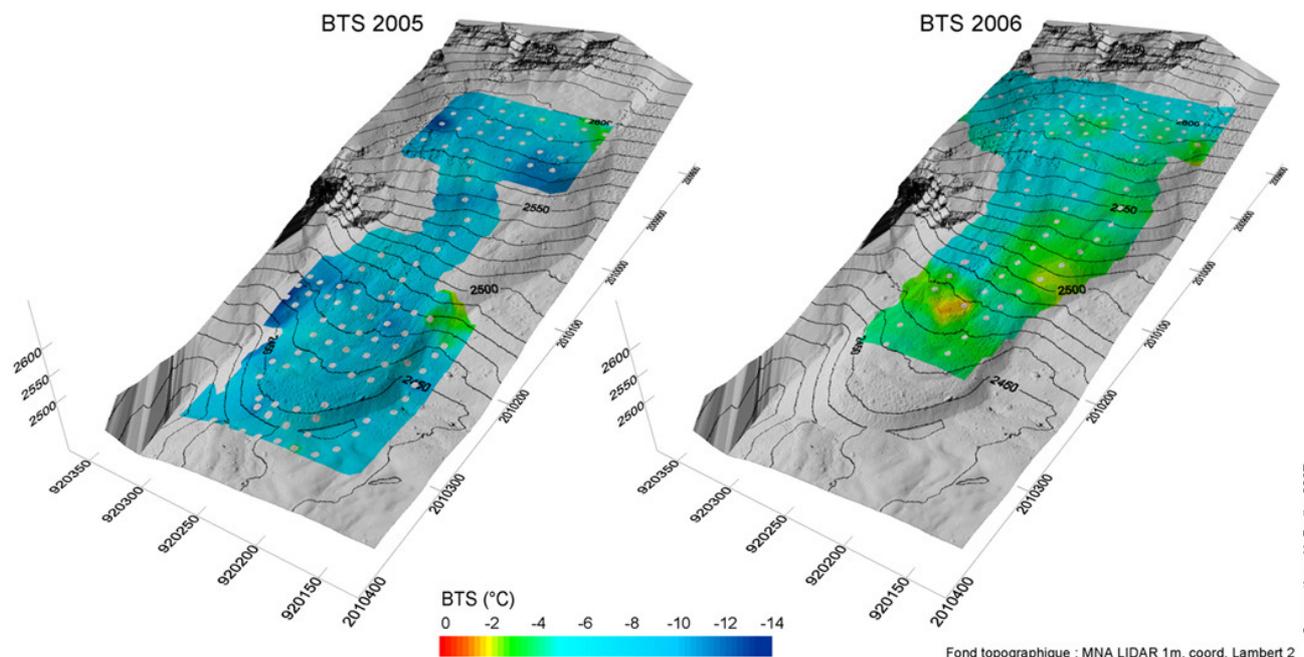
Les mesures BTS de l'hiver 2004-2005 (fig. IV-29), réalisées le 5 mars, montrent un couvert neigeux peu épais, avec une moyenne de 118 cm ( $\sigma=57$ ) sur RGL1 et ses pourtours, ainsi

qu'une température moyenne du sol de  $-8,0^{\circ}\text{C}$  ( $\sigma=2,4$ ), soit plus de  $5^{\circ}\text{C}$  inférieure à celle de 2003-2004. Les capteurs LA1 à LA7 indiquent, aux environs du 5 mars 2005, des températures comprises entre  $-6,2^{\circ}\text{C}$  et  $-13,2^{\circ}\text{C}$ , confirmant les données BTS et l'absence totale de phase de WEqT durant cette saison 2004-2005.



**Figure IV-29 :** Distribution (fréquence relative et cumulée) des hauteurs de neige et des BTS mesurées à la surface de RGL1 en mars 2005. *Distribution of snow height and BTS measured on March 2004 at the RGL1 surface.*

**Figure IV-30 :** Distribution (fréquence relative et cumulée) des hauteurs de neige et des BTS mesurées à la surface de RGL1 en avril 2006. *Distribution of snow height and BTS measured on March 2004 at the RGL1 surface.*



**Figure IV-31 :** BTS interpolées (méthode IDW) à la surface de RGL1 à partir des mesures de mars 2005 et d'avril 2006. *Interpolated BTS at the RGL1 surface based on measures done on March 2005 and April 2006.*

Conception : X. Bodin, 2007

Les mesures BTS de l'hiver 2005-2006 (fig. IV-30), effectuées le 4 avril, indiquent une hauteur de neige moyenne de 165 cm ( $\sigma=56$ ) pour une température moyenne de  $-4,4^{\circ}\text{C}$  ( $\sigma=1,4$ ). Toutefois, l'observation des courbes du suivi en continu montre clairement que la surface du sol était déjà en cours de réchauffement à ce moment-là, annonçant la fonte du manteau neigeux, et confirmant ici aussi l'absence de phase WEqT.

L'interpolation des températures à la surface de RGL1 (fig. IV-31) montre, pour ces deux années de mesures, une image très différente de celle de la saison 2003-2004, et affirme, une nouvelle fois, l'importance primordiale de l'histoire nivo-météorologique dans l'état thermique de la surface du sol.

Par ailleurs, ces résultats démontrent qu'en fonction des objectifs visés, l'utilisation et l'interprétation des mesures BTS doivent être faites avec précaution. L'idéal est bien évidemment de croiser les méthodes entre elles, particulièrement les mesures ponctuelles, couvrant d'importantes surfaces, avec les mesures continues, restreintes aux quelques sites équipés.

### 3.3. Spatialisation de l'évolution des températures du sol à la surface de RGL1 au cours de l'hiver 2003-2004

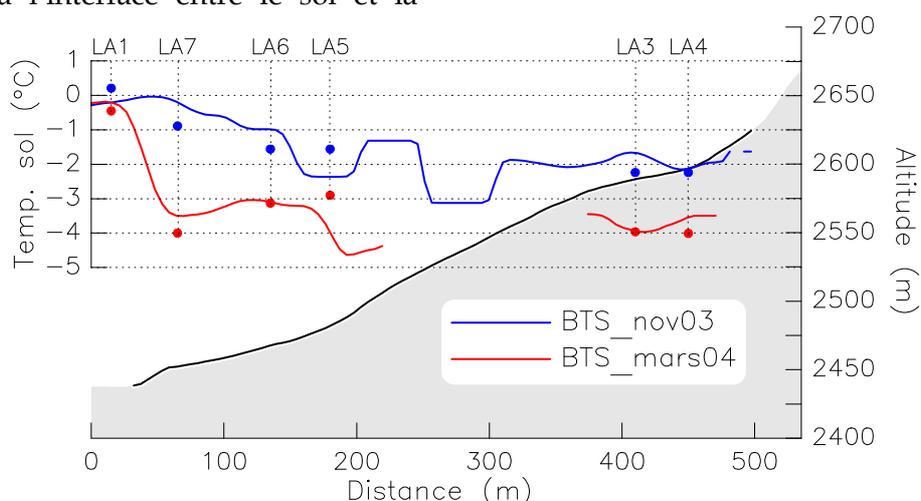
Afin de reconstituer l'évolution de la température à l'interface entre le sol et la

neige au cours d'un hiver correctement enneigé, durant lequel la WEqT a pu être réalisée, nous proposons ici une reconstruction des champs de températures à la surface de RGL1 au cours de l'hiver 2003-2004. Délicate à valider expérimentalement, cette approche est néanmoins permise par une variabilité réduite des températures de surface et par des hypothèses de fonctionnement thermique inspirées des résultats précédemment présentés (§ 2).

#### 3.3.1. Analyse de la variabilité spatiale des températures du sol

La méthode BTS se fonde classiquement sur le fait que l'isolation procurée par le manteau neigeux, lorsqu'elle est suffisamment longue et intense, permet l'établissement d'un équilibre thermique, que Delaloye [2004] a dénommé WEqT (cf. chap. III, § 2.3.1). Ce même auteur précise qu'étant donné le type de terrain généralement prospecté, le maillage des mesures doit être compris entre 15 et 20m, faute de quoi une partie de la variabilité, atteignant parfois  $5^{\circ}\text{C}$ , risque de ne pas être prise en compte.

Sur RGL1, les mesures BTS recueillies en novembre 2003 et en mars 2004 permettent d'apprécier l'évolution de la température du sol sous un manteau neigeux bien constitué (fig. IV-32).



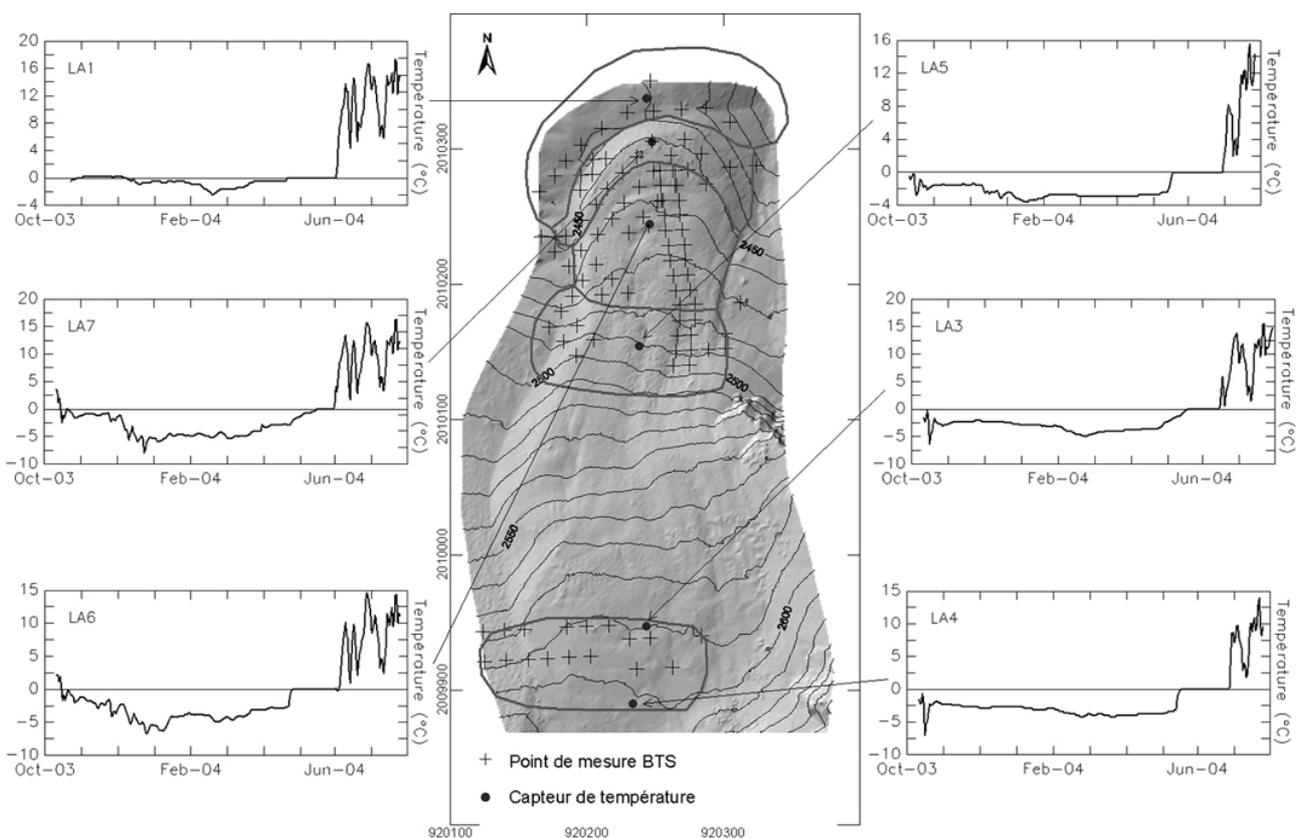
**Figure IV-32 : Profils thermiques relevés lors de campagnes BTS en novembre 2003 et en mars 2004 à la surface de RGL1, et comparaison avec les valeurs moyennes (des 15 jours précédents la mesure BTS) du suivi thermique sur 5 sites du glacier rocheux (profil topographique en grisé ; le glacier rocheux est délimité par la courbe noire). Thermal profiles from BTS campaigns on Nov. 2003 and Mar. 2004 on RGL1, and comparison with mean values (15 days before the BTS measurements) recorded by thermal monitoring on 5 sites.**

Etant donné les différences d'échantillonnage entre les mesures de novembre 2003 (16 mesures en une seule ligne) et celles de mars 2004 (un semis de plus de 120), il est dans ce cas difficile d'évaluer l'évolution de la variabilité des températures du sol. Néanmoins, nous pouvons en avoir un ordre de grandeur en calculant l'écart entre la température moyenne mesurée dans un rayon de 25m autour des capteurs de température et la température moyenne sur l'ensemble du secteur homogène (explications dans la section suivante) autour du capteur :  $-1,6^{\circ}\text{C}$  en novembre 2003,  $1,6^{\circ}\text{C}$  en mars 2004. Ces écarts sont liés avant tout aux différences d'enneigement et à la nature des terrains (glacier rocheux, blocs openwork ou à matrice fine), et s'inversent, entre les deux dates, du fait du comportement particulier de chacun des sites mesurés.

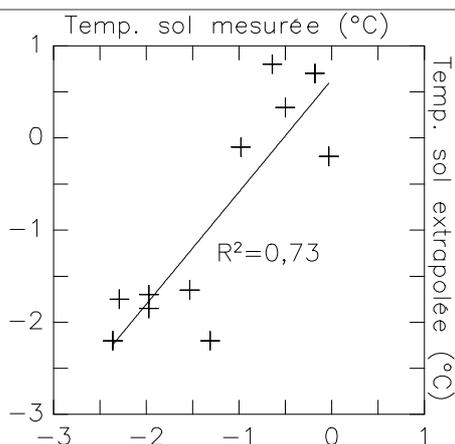
### 3.3.2. Evolution de la température de surface du sol au cours de l'hiver 2003-2004

A partir des données (BTS et suivis thermiques) recueillies au cours de l'hiver 2003-2004, nous proposons une méthode de visualisation de l'évolution des températures sous le manteau neigeux à la surface de RGL1.

Pour cela, six secteurs, dont on suppose que l'enneigement, et donc également leur comportement thermique, y sont homogènes, ont été définis autour de chacun des MTD (fig. IV-33).



**Figure IV-33 : Délimitation des secteurs homogènes (trait rouge) pour l'extrapolation des températures à la surface de RGL1 durant l'hiver 2003-2004. La localisation des points BTS (croix), celle des capteurs de température (point bleu), ainsi que l'évolution de cette dernière sont également représentées** *Delimitation of the homogeneous areas (red curve) for the ground surface temperature extrapolation at RGL1 during winter 2003-2004. BTS points, loggers' location and temperature records are also plotted.*



**Figure IV-34 : Relation entre températures du sol mesurées en novembre 2003 et les températures du sol extrapolées pour cette même période à la surface de RGL1.** Relationship between BTS measured on Sept. 2003 and extrapolated ground temperatures at the RGL1 surface.

Les principales variations thermiques enregistrées par les MTD entre octobre 2003 et juillet 2004 ont alors été simplifiées à des dates charnières<sup>45</sup> et appliquées (par ajout ou soustraction de la différence entre la température à  $t$  et la température à  $t+1$ ) de façon similaire à l'ensemble des valeurs BTS contenues dans le même secteur.

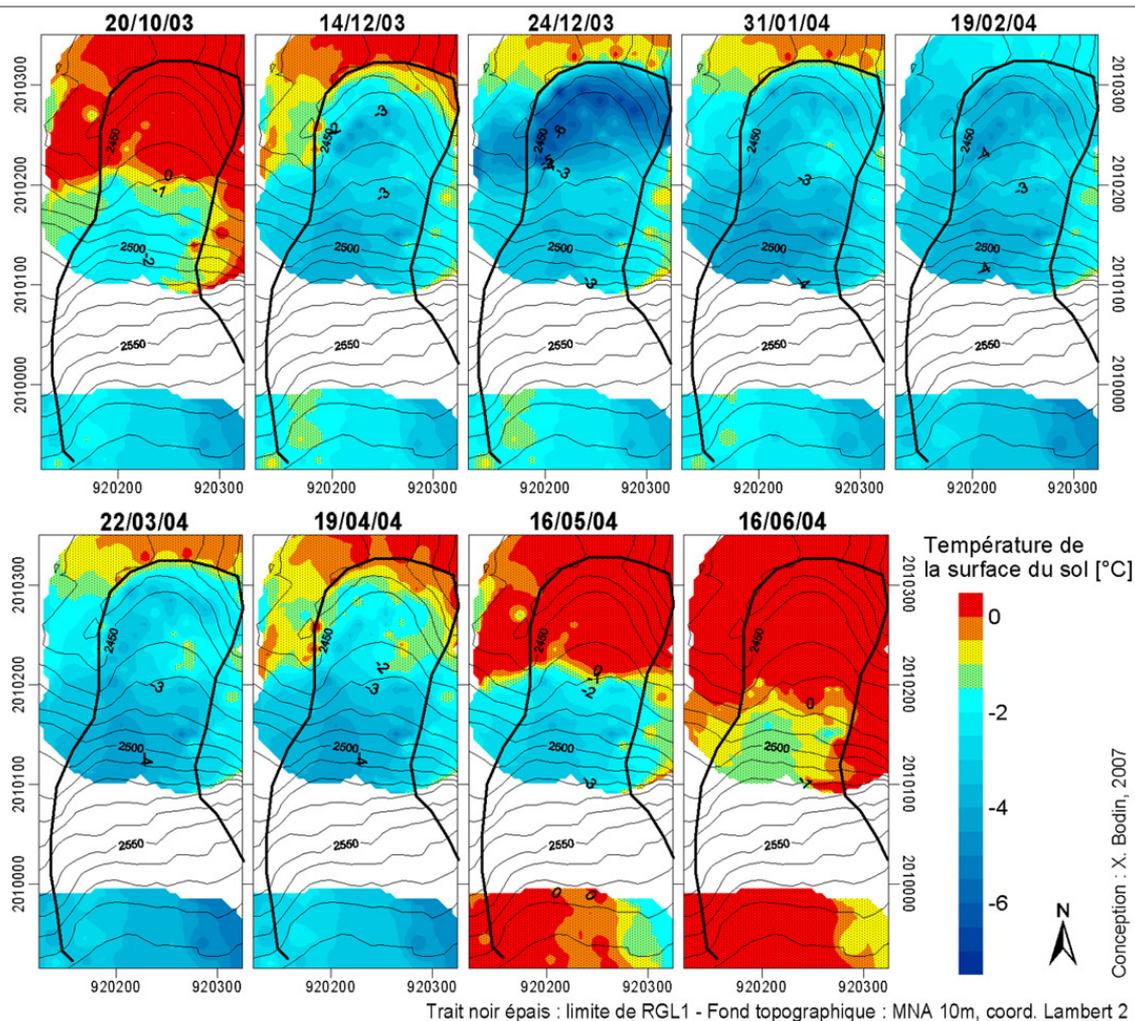
L'hypothèse est donc que chaque secteur connaît une évolution semblable à celle révélée par le MTD qui s'y trouve, et qui est essentiellement fonction de l'enneigement. Pour élevée que puisse être la variabilité spatiale (cf. valeurs de  $-1,6^{\circ}\text{C}$  et  $1,6^{\circ}\text{C}$  calculées précédemment), on suppose ici que, étant donné la relative homogénéité du manteau neigeux sur chaque secteur, l'évolution des températures est elle aussi homogène.

<sup>45</sup> Les dates sont les suivantes (en gras, les plus représentatives des principaux changements, représentées à la figure V-34) : **20/10**, 26/10, 28/10, 30/10, 01/11, 15/11, 24/11, 27/11, 04/12, 05/12, 06/12, 11/12, 12/12, **14/12**, 20/12, **24/12**, 26/12, 27/12, 02/01, 07/01, 08/01, 16/01, 24/01, 27/01, **31/01**, 04/02, 08/02, 16/02, **19/02**, 21/02, 26/02, 05/03, 18/03, **22/03**, 24/03, 01/04, 03/04, **19/04**, 21/04, 23/04, 26/04, 27/04, 04/05, 14/05, 15/05, **16/05**, 18/05, 19/05, 30/05, 31/05, 02/06, **16/06**, 28/06, 30/06.

Une validation partielle de la méthode proposée est effectuée par la comparaison des températures mesurées par la méthode BTS en novembre 2003 avec les valeurs extrapolées pour la même période et les mêmes sites (fig. IV-34). Avec un  $R^2$  de 0,73 et une moyenne des résidus égale à  $0,35^{\circ}\text{C}$ , la relation apparaît comme statistiquement significative ( $p = 0,0008$ ).

L'évolution des températures de la surface de RGL1 ainsi reconstituée (fig. IV-35) montre tout d'abord que la racine du glacier rocheux subit des variations beaucoup moins prononcées, en ampleur et en durée, que le reste de la forme durant toute la période enneigée. Par ailleurs, le contraste thermique entre le glacier rocheux lui-même et ses abords (en particulier le secteur en face du front) se met en place dès le mois de décembre pour se maintenir tel quel (sauf le mois de février qui a été précédé de quelques jours extrêmement froids dans la région, particulièrement les 30 et 31/01) jusqu'au mois de mai.

Etant donné les limites de validation de la démarche, il reste délicat d'aller plus avant dans l'exploitation des résultats en terme de fonctionnement thermique de la surface du glacier rocheux. Néanmoins, ces résultats révèlent l'intérêt d'étudier finement les champs de température à la surface des sols de montagne en présence du manteau neigeux, et, plus spécifiquement, de se pencher sur la question de la variabilité spatiale et temporelle de cette dernière. Ces approches seront néanmoins contraintes par les conditions nivo-météorologiques : seul un enneigement conséquent et précoce permet de produire le découplage entre le sol et l'air, nécessaire à l'observation de phénomènes liés à la nature topoclimatique ou géomorphologique des terrains.



**Figure IV-35 : Evolution des températures de la surface de RGL1, extrapolées d'après les mesures BTS de mars 2004 et le suivi thermique sur 5 sites du glacier rocheux (explications dans le texte). Evolution of the ground surface temperatures extrapolated after the BTS measurements and the thermal monitoring on 5 sites of the rock glacier (see text for explanation).**

Ce chapitre a permis de décrire, à différentes échelles, l'ambiance périglaciaire de la combe de Laurichard. Au niveau atmosphérique tout d'abord, où la localisation de l'isotherme 0°C et sa fluctuation saisonnière conditionnent largement le climat local. A la surface du sol ensuite, où la radiation solaire, couplée à l'enneigement, déterminent l'énergie disponible pour réchauffer ou refroidir le sol. A l'échelle des formes enfin, où l'association entre un suivi thermique en continu et une cartographie régulière de la température à l'interface sol/neige contribue à cerner les processus locaux qui gouvernent le régime thermique d'un glacier rocheux. Cet exposé de l'état et du fonctionnement thermique du pergélisol revêt une importance toute particulière dans la mesure où ces paramètres contrôlent en grande partie le comportement mécanique des accumulations détritiques riches en glace. L'étude des effets du réchauffement global en contexte de pergélisol de montagne gagne ainsi à combiner le suivi thermique du pergélisol à celui de son fluage. Ce type de mesure est effectué sur RGL1 depuis plus de 20 ans par la géodésie classique, à laquelle s'est ajoutée récemment la technique LIDAR qui permet une résolution spatiale extrêmement fine.

## Chapitre V – LA DEFORMATION DU PERGELISOL : SUIVIS GEODESIQUES DE LA SURFACE DU SOL

*En France, très peu de glaciers rocheux bénéficient, ou ont bénéficié, d'un suivi des vitesses d'écoulement, ce qui rend d'autant plus précieuses les 25 années de mesures du glacier rocheux 1 de la Combe de Laurichard. Le présent chapitre détaille les modalités et les résultats de ce suivi géodésique des vitesses de surface de RGL1, dont les dix dernières années de mesures ont révélé une accélération généralisée, aujourd'hui terminée. En outre, la technologie récente du LIDAR a permis de préciser, avec une résolution très fine, les caractéristiques morphométriques et la cinématique de la surface de ce glacier rocheux. Enfin, l'utilisation du GPS différentiel s'est révélée délicate à appliquer pour quantifier les déplacements annuels sur des accumulations détritiques au sein de deux autres vallons du massif du Combeynot.*

### 1. Suivi à long terme du glacier rocheux 1 (RGL1) de la Combe de Laurichard

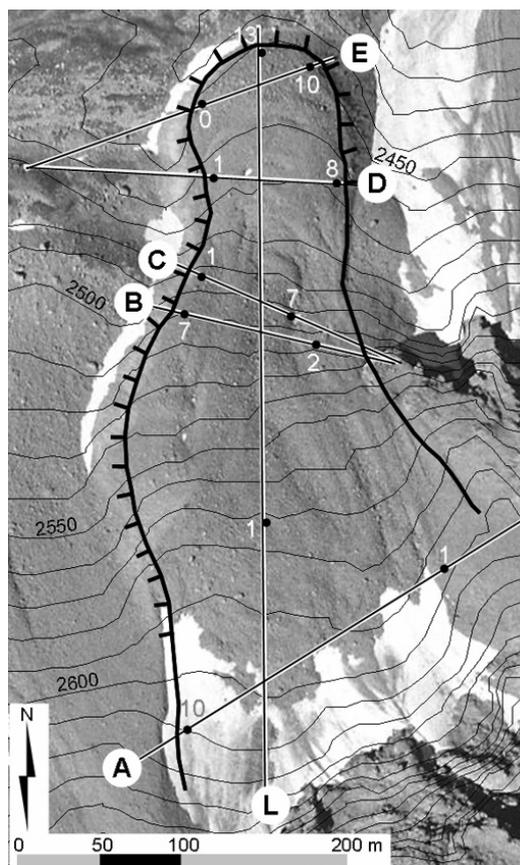
La quantification des transits sédimentaires le long des versants est de première importance en géomorphologie. Les vitesses relevées sur les glaciers rocheux, depuis maintenant plusieurs décennies pour les plus vieilles séries, sont généralement de l'ordre du décimètre à quelques mètres par an, ce qui en fait, au vu des volumes transportés, un agent non négligeable des géosystèmes de montagne (cf. chap. I, § 2.1.2).

Associant dès son origine le Parc National des Ecrins (PNE) sur le territoire duquel se situe le glacier rocheux, le suivi géodésique du glacier rocheux 1 de Laurichard s'intègre désormais dans le cadre des suivis à long terme des glaciers du PNE, ce qui en assure la continuité et la pérennité.

#### 1.1. Présentation du dispositif de suivi des vitesses de surface de RGL1

##### 1.1.1. Réseau à l'origine

S'intéressant à l'écoulement du glacier rocheux principal de la combe de Laurichard (RGL1), Francou & Reynaud [1992] y ont impulsé, dès 1979, un suivi géodésique annuel de blocs marqués (fig. V-1) composé d'une ligne longitudinale (ligne L) et de cinq lignes transversales (lignes A à E).



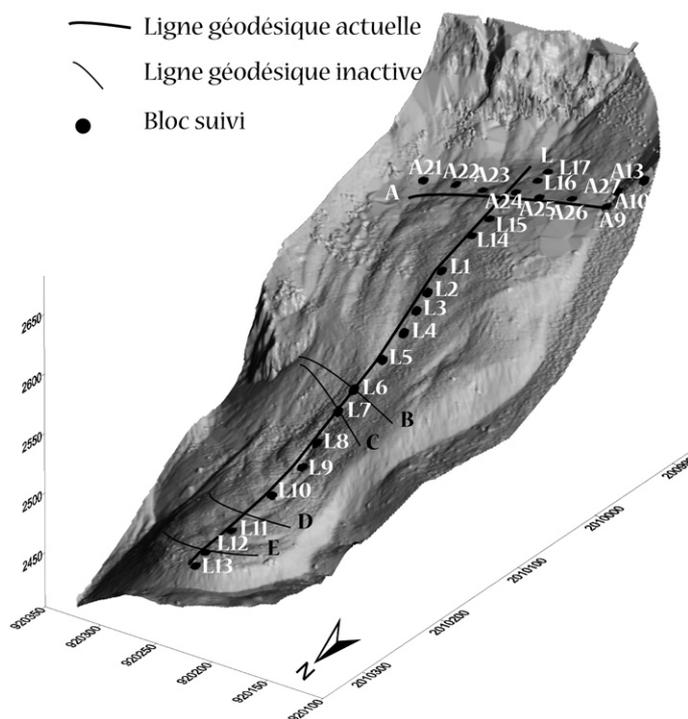
**Figure V-1 : Réseau géodésique initialement mis en place dans la Combe de Laurichard, pour le suivi des vitesses de surface de RGL1 (après 1986, seules les lignes L et A sont mesurées). D'après Francou [1988]. Initial geodetic network in the Combe de Laurichard for the monitoring of RGL1 surface velocities.**

Les mesures furent effectuées aux mois de septembre 1979, 1980, 1983, 1985 et 1986, à l'aide d'un théodolite DKM1 couplé à un distancemètre Zeiss, assurant une précision de +/- 0,05m au positionnement 3D [Francou, 1988].

### 1.1.2. Réseau actuel

Après 1986, seules les lignes L et A ont été conservées et le réseau totalise aujourd'hui 28 blocs marqués (fig. V-2).

Les mesures sont effectuées durant le mois de septembre, par les gardes-moniteurs du PNE et en une journée de terrain. Les coordonnées sont relevées, à l'aide d'une station totale (Sokkia Set C), depuis un seul emplacement (matérialisé par une plaquette permettant un positionnement aisé), positionnée à 2521m d'altitude sur le versant E de la Pyramide de Laurichard. Les visées de contrôle sur les différents points fixes fournissent, pour 2005, une précision 3D de +/- 0,025 m [Thibert, 2005].



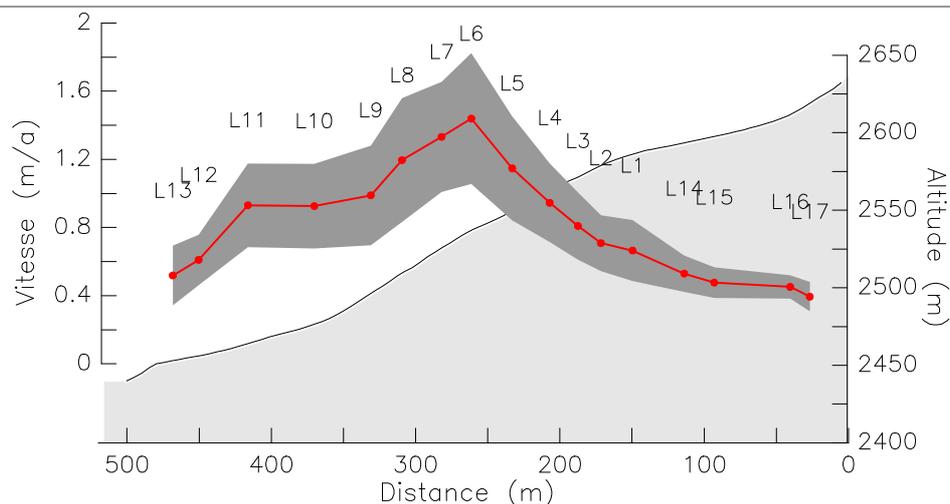
**Figure V-2 : Réseau géodésique actuellement en place dans la Combe de Laurichard pour le suivi des vitesses de surface de RGL1, emplacement des blocs et des anciennes lignes de mesures B, C, D et E. Localisation des blocs des lignes A et L d'après les mesures de [Thibert, 2005].** Present geodetic network in the Combe de Laurichard for the monitoring of RGL1 surface velocities, and location of the monitored blocks and of the old measurement lines.

## 1.2. La cinématique de RGL1 : 25 années de mesures

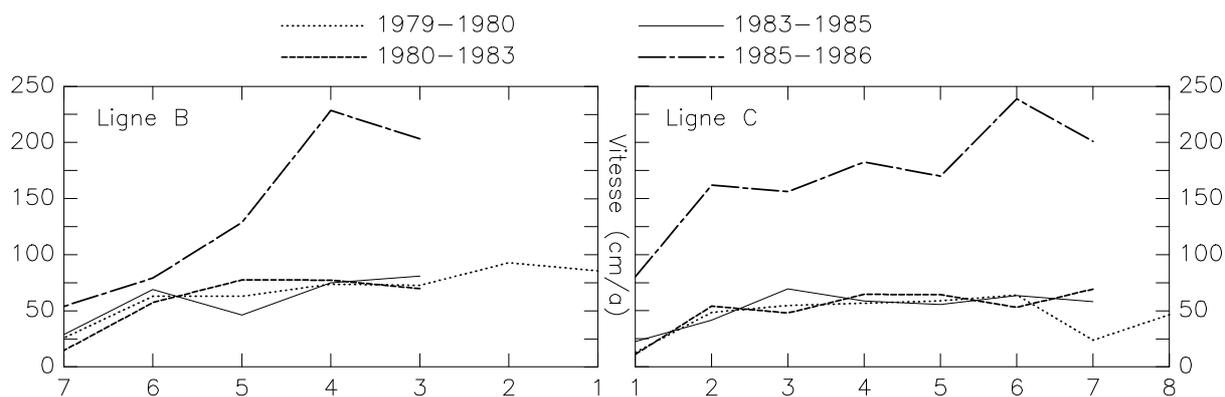
### 1.2.1. Caractéristiques principales de l'écoulement de RGL1

Les données du profil longitudinal (ligne L) expriment la dynamique générale de l'écoulement du glacier rocheux (fig. V-3). Les vitesses moyennes mesurées entre 1986 et

2006 sont comprises entre 0,39 et 1,44 m/an (pour  $0,07 < \sigma < 0,32$ ), et entrent dans la gamme des vitesses généralement admises pour l'écoulement du mélange glace/débris (typiquement 0,02 à 2 m/an, cf. chap. I, § 2.1.2) dont sont constitués les glaciers rocheux.



**Figure V-3 : Vitesses moyennes des blocs (courbe rouge ; en grisé sombre, l'intervalle  $\pm 1\sigma$ ), de 1986 à 2006 (sauf blocs L14 à L17 implantés en 2002, ce qui explique en partie la faiblesse des écarts-type), le long du profil longitudinal (ligne L ; cf. fig. V-2 pour la localisation du profil) du suivi géodésique (profil topographique en grisé ; le glacier rocheux est délimité par la courbe noire). Données non publiées de Francou, Reynaud et Thibert. Mean velocity of the blocks of line L from 1986 to 2006 (in greyish, the  $\pm 1\sigma$  interval).**



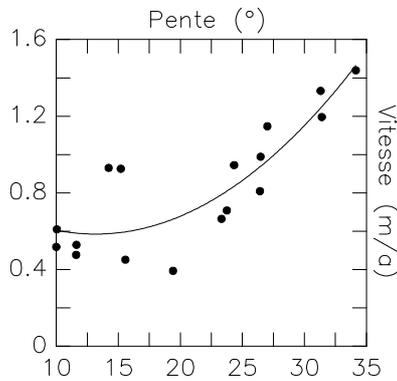
**Figure V-4 : Vitesses des blocs (numérotés de 1 à 7 pour la ligne B, et de 1 à 8 pour la ligne C ; le bord orographique gauche de RGL1 est situé à gauche des graphiques) le long des lignes B et C du suivi géodésique, entre 1979 et 1986. Données tirées de Francou [1988]. Mean velocity of the blocks along lines B and C between 1979 and 1986.**

Toutefois, le comportement de RGL1 peut connaître des variations brusques, qui ne sont pas nécessairement visibles dans les mesures de la ligne L. Ainsi, les données de Francou [1988] montrent clairement un événement particulier, survenu au cours de l'année 1985-1986, et enregistré par les lignes transversales B (blocs 3 et 4) et C (blocs 5 à 7), localisées dans la forte pente de la partie centrale du glacier rocheux (fig. V-4). Cette pulsation, que n'ont pas connu les points 4 à 9 de la ligne L, a affecté une partie restreinte du secteur le plus raide du glacier rocheux (pentes  $> 35^\circ$ ). Si elle est sans doute partiellement imputable à un décollement de

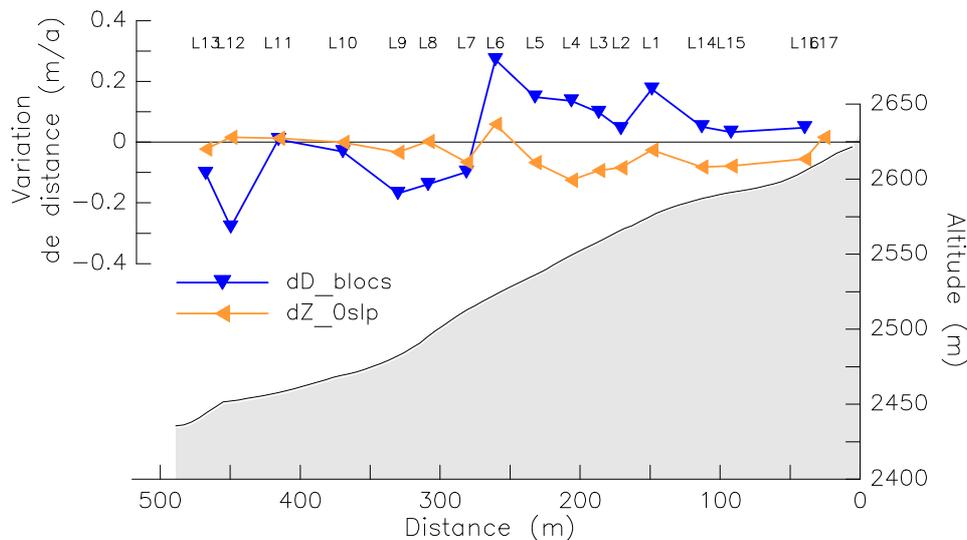
la couche superficielle de blocs, cette accélération a également été modérément enregistrée par les blocs 1 à 4 de la ligne C, sur un secteur moins raide. L'interprétation d'un tel événement reste délicate, et suggérerait la combinaison d'une augmentation localisée des vitesses de fluage et d'un « décoiffage » d'une partie de la couche de blocs superficielle dans la partie la plus raide du glacier rocheux.

En dehors de tels phénomènes très localisés, et sans doute restreints à la couche active, la dynamique du glacier rocheux est principalement contrôlée par la pente sur

laquelle il s'écoule. Ainsi, la relation (fig. V-5) entre cette dernière (considérée comme proche de celle de la surface topographique) et la vitesse moyenne de déplacement des blocs de la ligne L (1986 - 2006) est statistiquement significative ( $R^2 = 0,73$ ) lorsqu'elle est modélisée par un polynôme du second degré ( $Y = 0,93 - 0,052*X + 0,002*X^2$ ).



**Figure V-5 : Relation entre la vitesse de RGL1 (ligne L, moyenne sur la période 1986-2006) et la pente. Relationship between the surface velocity of RGL1 and the slope angle.**



**Figure V-6 : Moyenne (1986-2006) de deux quantités cinématiques calculées à partir des mesures géodésiques sur la ligne du suivi géodésique de RGL1 :  $dD\_blocs$ , variation de distance entre deux blocs successifs (dénommés L1 à L17), et  $dZ\_0slp$ , variation d'altitude de chaque bloc, indépendamment de la pente locale (profil topographique en grisé ; le glacier rocheux est délimité par la courbe noire). D'après des données non publiées de Francou, Reynaud et Thibert. Mean values of two kinematic quantities:  $dD\_blocs$ , interannual variation of distance between two successive blocks;  $dZ\_0slp$ , interannual variation of elevation of each block independently of the local slope.**

Par ailleurs, l'examen des variations verticales de la surface (paramètre  $dD\_blocs$ , fig. V-6), une fois retirée la composante liée à la pente locale (voir chap. VIII, § 1.2, fig.VIII-4 pour l'explication), montre que la

Cependant, le comportement visco-plastique du glacier rocheux individualise également des volumes relativement homogènes et indirectement dépendants de la pente. Les variations interannuelles de distance entre les blocs (paramètre  $dD\_blocs$ , fig.V-6) figurent ainsi clairement des secteurs en extension (L1 à L6,  $dD\_blocs > 0$ ) alternant avec des secteurs en compression (L7 à L9,  $dD\_blocs < 0$ ) et des secteurs peu déformés (L17 à L14 et L10 à L11).

compression de la langue du glacier rocheux, suggérée par le raccourcissement, ne se traduit pas par un soulèvement de la surface. L'étalement latéral d'une partie du flux, ainsi que la fonte de la glace, provoquée d'une part

par l'amincissement de la couche active lors de l'étirement dans la forte pente centrale et, d'autre part, du fait de conditions topoclimatiques plus douces qu'à la racine, expliquent sans doute cet abaissement relatif de la surface.

### 1.2.2. Fluctuation des vitesses de surface de RGL1

Il est nécessaire d'évaluer le comportement interannuel, très variable, de RGL1. Ainsi, les accélérations et décélérations du glacier rocheux ( $dV/dt = dX/dt^2$ ), lors des périodes où des mesures annuelles successives sont disponibles (1984-1986 et 2000-2006), varient entre -0,4 et 0,5  $m/a^2$  (fig. V-7) et sont nettement plus amples que l'accélération principale subie par le glacier rocheux entre 1986 et 2001, qui n'est que de 0,1  $m/a^2$ .

Néanmoins, la variabilité interannuelle élevée des vitesses indiquée par ces résultats suggère déjà que le glacier rocheux de Laurichard réagit sensiblement aux forçages

climatiques, seuls, parmi les paramètres influençant la rhéologie du glacier rocheux, à posséder une variabilité similaire à celle des vitesses mesurées. Nous reviendrons plus en détail, dans le chapitre VIII, sur la cinématique de surface de RGL1, son accélération au cours des années 90 et 2000 et ses liens avec les contextes géomorphologiques et climatiques locaux, qui expliquent l'état actuel du glacier rocheux et son évolution au cours des dernières décennies.

Le suivi géodésique de la surface de RGL1, par sa durée et sa régularité, a donc permis de mettre en évidence les principales caractéristiques de l'écoulement du glacier rocheux. Toutefois, des approches plus précises et à des échelles spatiales plus fines, telles que l'utilisation du LIDAR (cf. chap. II, § 4.2), sont nécessaires pour quantifier certaines modalités du comportement du glacier rocheux que le suivi classique, restreint essentiellement à l'axe d'écoulement principal, ne prend pas en compte.

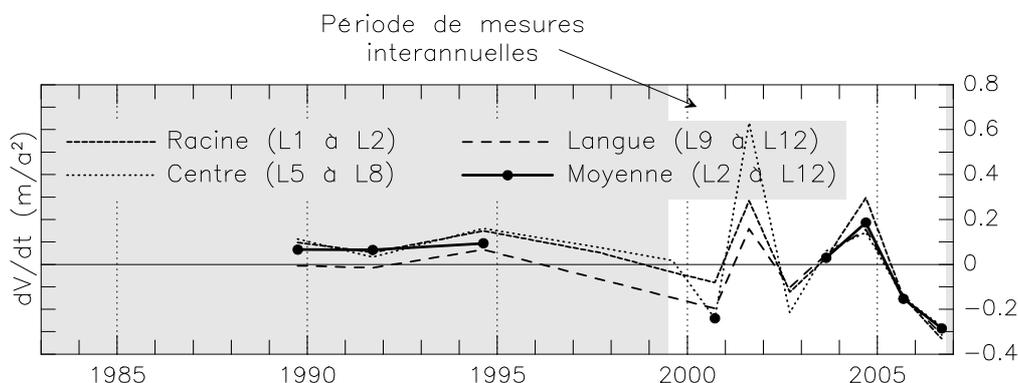


Figure V-7 : Variation interannuelle des vitesses (en blanc, les périodes durant lesquelles des mesures annuelles sont disponibles) des blocs de la ligne L entre 1989 (les années précédentes, qui sont discontinues car les données de certains blocs sont manquantes, n'ont pas été incluses dans le calcul) et 2006, sur le glacier rocheux 1 de Laurichard. Sont indiquées les moyennes de l'ensemble de la ligne (moyenne L2 à L12), de la portion haute (L1 à L2), de la portion centrale (L5 à L8) et de la langue (L9 à L12). Données non publiées de Francou, Reynaud et Thibert. *Rate of change of the velocity of RGL1 along the geodetic line L (on the root, L1-L2; on the central part, L5-L8; on the tongue, L9-12; and average of line L, L2-L12) between 1984 and 2006.*

## 2. LIDAR et topographie haute résolution de RGL1

La complexité morphologique des glaciers rocheux est liée à leur dynamique, que vient encore modifier le contexte topographique ou géomorphologique dans lequel il s'insère. Le glacier rocheux 1 (RGL1) de Laurichard possède ainsi, sur une surface restreinte, tous les caractères morphologiques typiques d'une masse détritique riche en glace s'écoulant par fluage (cf. chap. VI, § 1.1) : rebords latéro-frontaux nets, bourrelets transverses de compression et sillons longitudinaux d'extension.

Afin de préciser à la fois les caractéristiques morphologiques de RGL1 et celles de son écoulement, nous avons réalisé deux campagnes (septembre 2005 et 2006) de mesures topographiques au LIDAR terrestre (cf. chap. III, § 4.2). Les deux MNA à haute résolution (0,5 m et 1 m) ainsi extraits décrivent, avec une précision centimétrique et une résolution décimétrique, la surface du glacier rocheux, et ce à une année d'intervalle.

La suite logicielle PolyWorks (cf. chap. III, § 4.2) permet de réaliser une large gamme de mesures topométriques et volumétriques à partir des données brutes ou maillées. Les possibilités d'analyses étant vastes, mais peu

en rapport avec notre problématique (car la complexité morphologique de l'objet étudié, le glacier rocheux, implique une approche moins ponctuelle), nous n'en donnons ici qu'un aperçu rapide au travers d'un exemple de mesure de la paroi rocheuse qui jouxte la rive droite du glacier rocheux (fig. V-8).

Par ailleurs, PolyWorks permet également d'effectuer des comparaisons, automatisées et spatialisées, de modèles polygonaux<sup>46</sup>, conduisant à des cartes de différences sur une année. Toutefois, du fait de la rugosité très forte de la surface du glacier rocheux, nous avons choisi de conduire les différentes analyses (statique et diachronique) de la topographie de RGL1 essentiellement sur la base de profils topométriques, à partir des valeurs brutes (l'altitude) ainsi que de différents paramètres adaptés.

<sup>46</sup> Les procédures de comparaison sont basées sur le calcul de la distance entre un point d'un premier modèle et le point le plus proche du second modèle, situé sur un vecteur spécifié ayant pour origine le premier point. Toute analyse des différences entre deux MNT sera donc contrainte par la direction du vecteur choisi. Ceci, dans le cas d'une dynamique complexe telle que celle d'un glacier rocheux, nécessite de très nombreuses directions de comparaison. Par ailleurs, à fine échelle, cette approche fournit une image très bruitée par la forte rugosité de la surface.

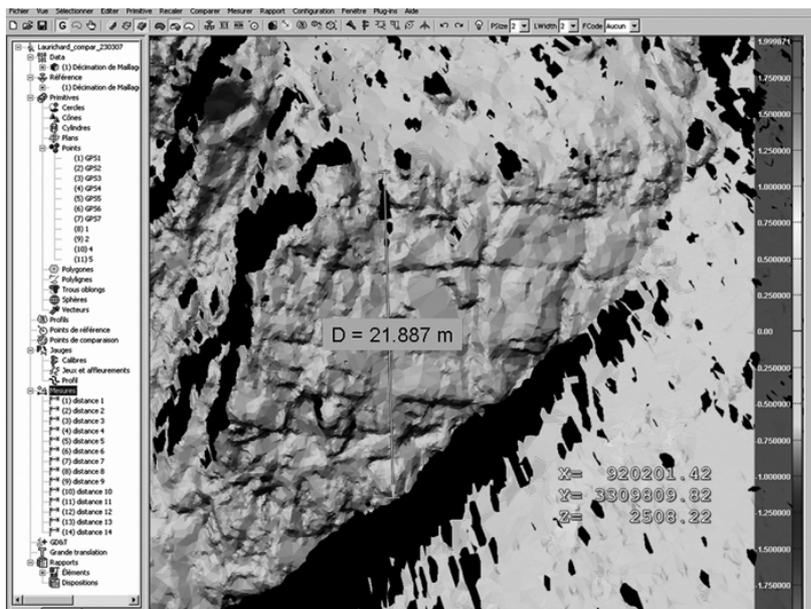


Figure V-8 : Exemple de mesure topométrique (ici, la hauteur de la paroi rocheuse en rive droite du glacier rocheux : 21,88m) réalisée avec le logiciel PolyWorks sur le modèle maillé de 2005. *Example of topometric measurement performed with the PolyWorks software from the 2005 polygonal model.*

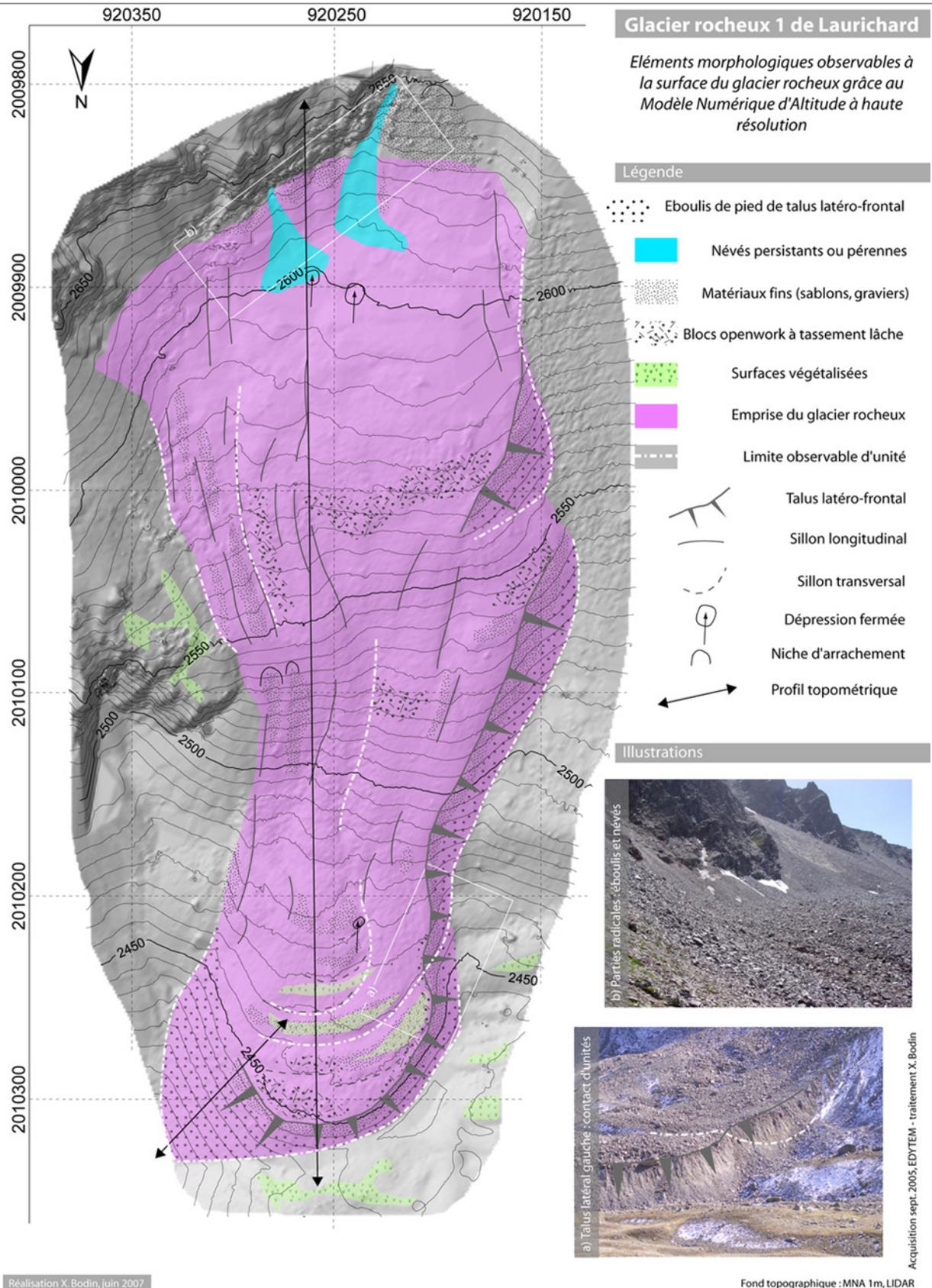


Figure V-9 : Eléments morphologiques du glacier rocheux 1 de Laurichard d'après le MNT haute résolution (2005, résolution 1m) et localisation des deux profils topométriques. *Morphological characteristics of RGL1 as interpreted from the high resolution DTM and location of the two topometric profiles.*

## 2.1. Topométrie à haute résolution de RGL1

Du fait de la présence de neige sur la partie radicale du glacier rocheux en septembre 2006, seules les données de 2005 sont utilisées ici.

### 2.1.1. Cartographie morphologique de la surface du glacier rocheux

A partir du relief ombré et des courbes de niveau, l'interprétation de la morphologie de surface permet de cartographier précisément (fig. V-9) les terrains concernés par le fluage de la glace sous-jacente, formant le corps du glacier rocheux. Les surfaces constituées de blocs sans matrice (« openwork »), constituant la majeure partie de la couverture du glacier rocheux, sont également distinguables des secteurs à granulométrie plus fine, marquant certains bourrelets de compression de la langue ainsi que l'amont des talus latéro-frontaux.

Le MNA haute résolution (1m) vient également confirmer les observations de terrain concernant la présence possible de sous-unités distinctes du corps principal du glacier rocheux, dont il reste néanmoins délicat de préciser l'origine, purement dynamique ou reliée à des fluctuations climatiques.

### 2.1.2. Topométrie fine du glacier rocheux

Outre la cartographie détaillée de la surface du glacier rocheux, nous avons cherché à extraire différents paramètres topométriques afin de caractériser la surface de RGL1 à plusieurs échelles, à partir de deux profils topographiques extraits du MNT à 0,5m et établis dans le sens de la pente générale de la forme (leur localisation est indiquée sur la fig. V-9) :

- La *pente* est calculée à partir de la formule suivante :

$$\tan \alpha_n = \frac{z_{n-1} - z_n}{x_{n-1} - x_n}$$

où  $\alpha$  est l'angle que forme le terrain avec l'horizontale (négalif pour les contre-pentes, par rapport à la pente générale du versant),  $z$  est l'altitude et  $x$  la distance horizontale le long du profil. Afin de donner une image moins bruitée par la présence de blocs grossiers, une valeur de pente lissée sur une portion de profil de 15m est également fournie (moyenne mobile sur une fenêtre de 30 valeurs).

- La *micro-topographie* est appréciée à l'aide de la formule suivante, inspirée de Käab [2005] :

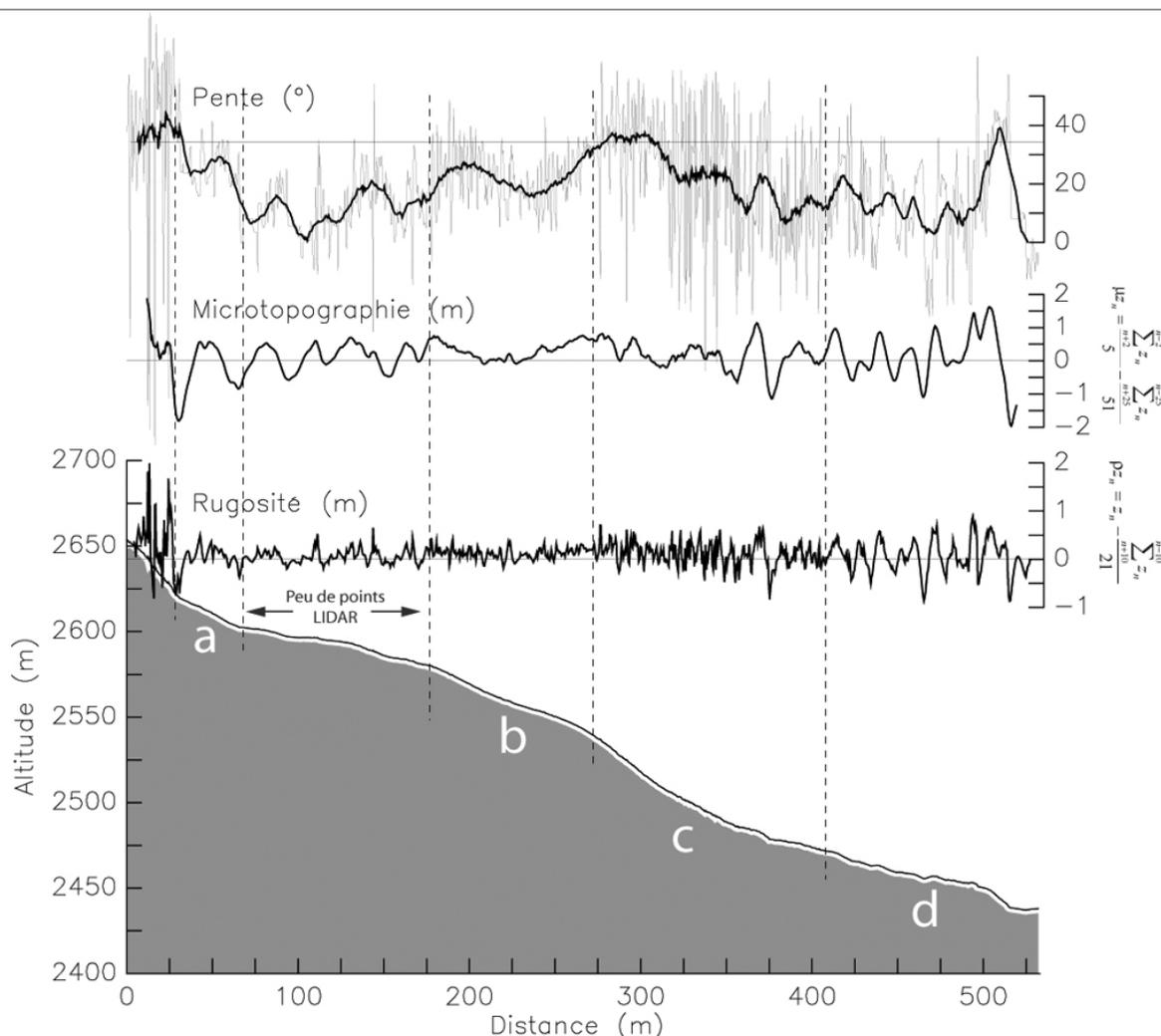
$$\mu z_n = \frac{\sum_{n-2}^{n-2} z_n}{5} - \frac{\sum_{n-25}^{n-25} z_n}{51}$$

Il s'agit de la différence entre l'altitude moyenne locale (sur une portion de 2,5m de longueur) et l'altitude moyenne sur 25m de profil. La taille des fenêtres de calcul tient compte des dimensions moyennes des éléments micro-topographiques à la surface de RGL1 et de l'orientation du profil par rapport à ces derniers.

- La *rugosité* est estimée à l'aide de la formule suivante :

$$\rho z_n = z_n - \frac{\sum_{n-10}^{n-10} z_n}{21}$$

Il s'agit de la différence entre l'altitude d'un point et l'altitude moyenne sur 10m de profil. Cet indice, s'il est délicat à interpréter dans certains contextes topographiques (fortes pentes) et lorsque la couverture LIDAR est insuffisante, fourni néanmoins une approximation de la variabilité de la surface à l'échelle fine (dans tous les cas supérieure à la résolution du MNT, 0,5m).



**Figure V-10 : Profil topométrique en long (localisation sur la fig. V-9) du glacier rocheux 1 de Laurichard d'après le MNA haute résolution (maille de 0,5m) et valeurs topométriques mesurées le long du profil (les sections a, b, c et d sont discutées dans le texte). Longitudinal topographical profile of RGL1 after the high resolution DEM and topometric parameters values along the profile.**

L'observation des valeurs de pente et des indices de micro-topographie et de rugosité calculées le long du profil longitudinal amène à distinguer différents tronçons (fig. V-10), aux caractéristiques topométriques relativement homogènes :

- a) le talus d'éboullis faisant la jonction entre la paroi et le glacier rocheux est marqué par la dynamique d'accumulation mixte, gravitaire et avalancheuse, avec une concavité distale assez prononcée, ainsi que par la dynamique de fluage, se traduisant par une concavité profonde au contact avec la paroi, et qui constitue en

quelque sorte la « rimaye » du glacier rocheux ;

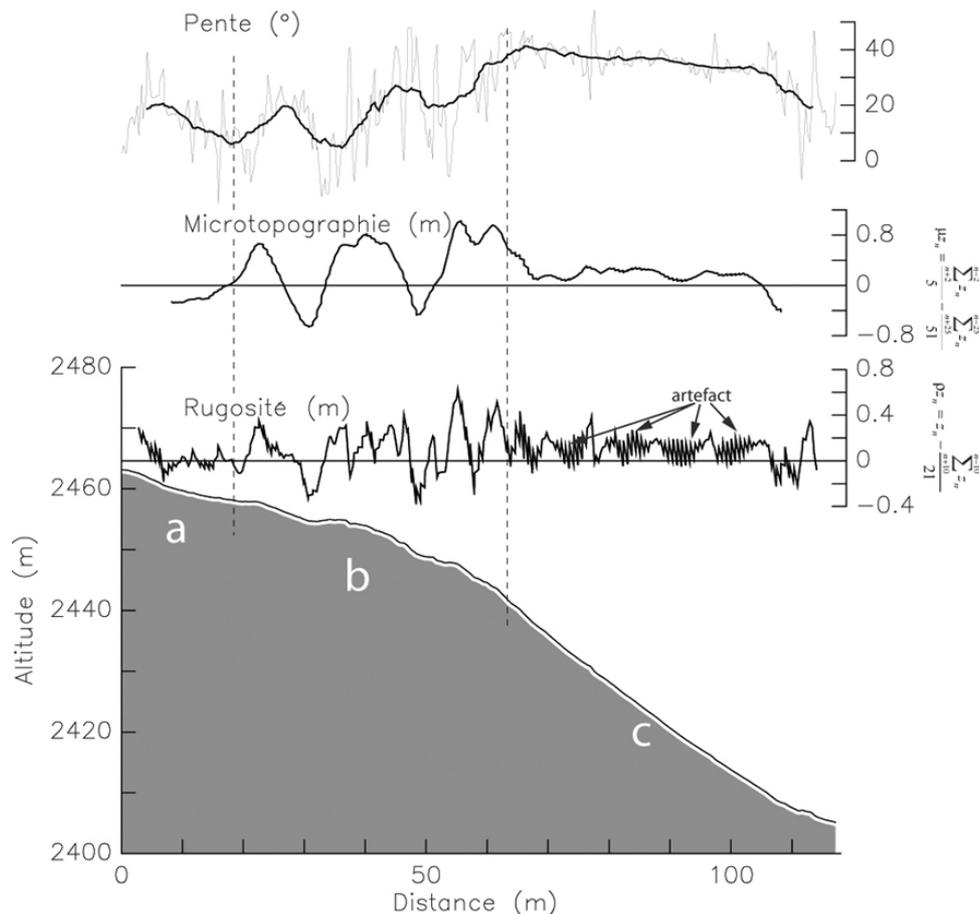
- b) la partie directement en amont de la forte pente centrale du glacier rocheux est constituée d'une surface peu rugueuse (sur le terrain, on observe effectivement une large proportion de blocs de diamètre inférieur à 40cm), et sans micro-relief. La topographie est ici, en réalité, orientée longitudinalement, donc peu visible dans le profil, du fait de l'étirement que subit la zone (cf. § 1.2.1) ;
- c) cette partie affiche une rugosité calculée plus élevée,

traduisant la présence abondante de blocs très grossiers (diamètre fréquemment > 0,5 m). La concavité générale de la section est combinée, vers sa partie inférieure, à l'apparition du couple morphologique bourrelet/sillon, exprimant clairement la dynamique compressive de cette portion du profil ;

- d) la topographie de la langue du glacier rocheux est dominée par la présence de bourrelets compressifs, bien traduite par les oscillations de l'indice de microtopographie. Les valeurs

de rugosité présentent une variabilité moins élevée (en terme de fréquence, et non pas d'amplitude) que dans la section précédente et suggèrent la présence de matériaux moins grossiers.

Un profil topométrique similaire a été établi pour le talus latéro-frontal, très développé, en rive droite du glacier rocheux (fig. V-11). Ceci permet d'observer précisément les caractéristiques d'une accumulation issue d'une dynamique complexe associant l'éboulissement de la couronne supérieure du front, l'advection du corps du glacier rocheux et l'enfouissement des débris à la base du talus.



Ici également, différents tronçons se distinguent :

- a) un secteur amont, localisé au centre de la langue du glacier rocheux, peu rugueux et sans micro-relief important, qui est constitué du dos d'un bourrelet de compression à matériaux fins ;
- b) une section à bourrelets compressifs, similaire à la section D du profil longitudinal, à profil globalement convexe, qui se raidit progressivement vers l'aval, mais sans rupture nette du profil ;
- c) le talus frontal marqué par une pente concave très régulière, et constitué de matériaux peu rugueux, sauf vers sa base, où la concavité s'accroît et la rugosité augmente.

## 2.2. La cinématique fine et multi-échelle de RGL1

### 2.2.1. Les contraintes liées aux données et à l'objet d'étude

La réalisation, à un an d'intervalle, de deux MNA haute résolution de la surface de RGL1 à l'aide du LIDAR devait théoriquement permettre une comparaison extrêmement riche. Un certain nombre de contraintes, logistiques et techniques, ont toutefois limité quelque peu le travail :

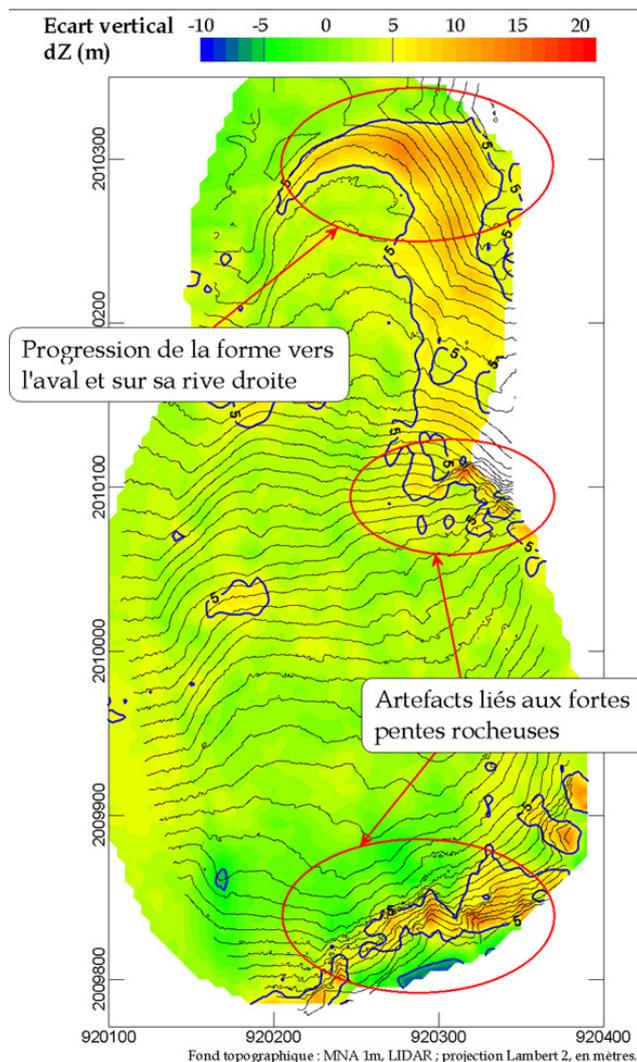
- la rugosité et la grande complexité de la surface (qui est de plus souvent tangentielle aux visées du LIDAR) à l'échelle étudiée ici, qui limitent les possibilités de comparaisons bloc à bloc et compliquent les procédures automatisées ;
- la présence de neige sur la partie haute du glacier rocheux en septembre 2006, qui, par ailleurs, ne reçoit que peu de points du LIDAR du fait de sa position par rapport aux stations de visée (cf. fig. III-7) ;

- les limites de l'alignement de scènes d'une même campagne, parfois trop peu recouvrantes entre elles. Ceci est particulièrement problématique pour l'alignement de scènes prises depuis les stations 1 et 4, qui concernent les faces opposées des blocs couvrant le glacier rocheux ;
- la précision du géoréférencement d'un nuage de points sur les points GPS, calage nécessaire au minimum pour déterminer l'horizontale réelle du système de projection du modèle polygonal (précision moyenne des points GPS : +/- 0,008 m en altimétrie, +/- 0,007 m en planimétrie, dans le système de projection Lambert 3) ;
- la précision du recalage (qui consiste à aligner les zones fixes d'un modèle non calé sur les zones fixes du modèle calé) du nuage de points d'une année sur le nuage de points d'une autre année (erreur moyenne 3D du nuage de points recalé : +/- 0,09m, avec  $\sigma=0,03$ ).

### 2.2.2. Modifications topographiques sur le long terme

Afin de quantifier les modifications du glacier rocheux au cours des trois dernières décennies, en s'affranchissant des contraintes liées à la rugosité du glacier rocheux, le MNA1 obtenu grâce aux mesures LIDAR de 2005 a été comparé au MNA10 extrait de la carte IGN 3436ET, réalisée à partir de photographies aériennes de 1975.

Malgré l'imprécision élevée du MNA10 (estimée à +/- 5 m), la durée de la période d'observation offre la possibilité d'évaluer les caractéristiques de la progression du glacier rocheux (fig. V-12).



**Figure V-12 :** Cartographie des variations verticales de la surface de RGL1 entre 1977 et 2005 (données : MNA1, levé LIDAR sept. 2005 ; MNA10, d'après carte IGN 3436ET). *Vertical changes of RGL1 surface between 1977 and 2005.*

Ainsi, exceptés certains artefacts liés à la raideur de quelques pentes rocheuses (où une

faible variation horizontale s'y traduit par une forte variation verticale), à la présence de blocs très grossiers (mais trop restreints pour être représentés sur le MNA10) ou à des erreurs diverses (procédure photogrammétrique, digitalisation des courbes de niveaux ...), les changements les plus significatifs ont eu lieu sur les rebords latéro-frontaux du glacier rocheux : le front a progressé de 11 m vers l'aval, alors que le bord droit s'est décalé horizontalement de 14 m. Cette progression se marque par un épaissement de 8 à 15 m, correspondant à un transfert approximatif de 50000 m<sup>3</sup> de matériaux (roche et glace) en 30 ans. A l'opposé, le flanc gauche de la langue du glacier rocheux semble lui ne pas s'être étendu, et confirme l'inflexion général de l'écoulement du glacier rocheux vers le NE, dans le talweg de la combe.

### 2.2.3. Comparaison interannuelle des MNA haute résolution

A l'échelle interannuelle, une première comparaison a été effectuée avec le logiciel PolyWorks, en mesurant sur les deux nuages de points la distance séparant un même bloc. Ceci a permis de confirmer des valeurs proches de celles du suivi géodésique (cf. § 1.2 ; entre 0,5 m/a et plus d'un mètre par an), et d'observer, par exemple, les conséquences de la chute d'un bloc métrique, depuis la couronne frontale, au pied du talus latéro-frontal du flanc gauche du glacier rocheux (fig. V-13).

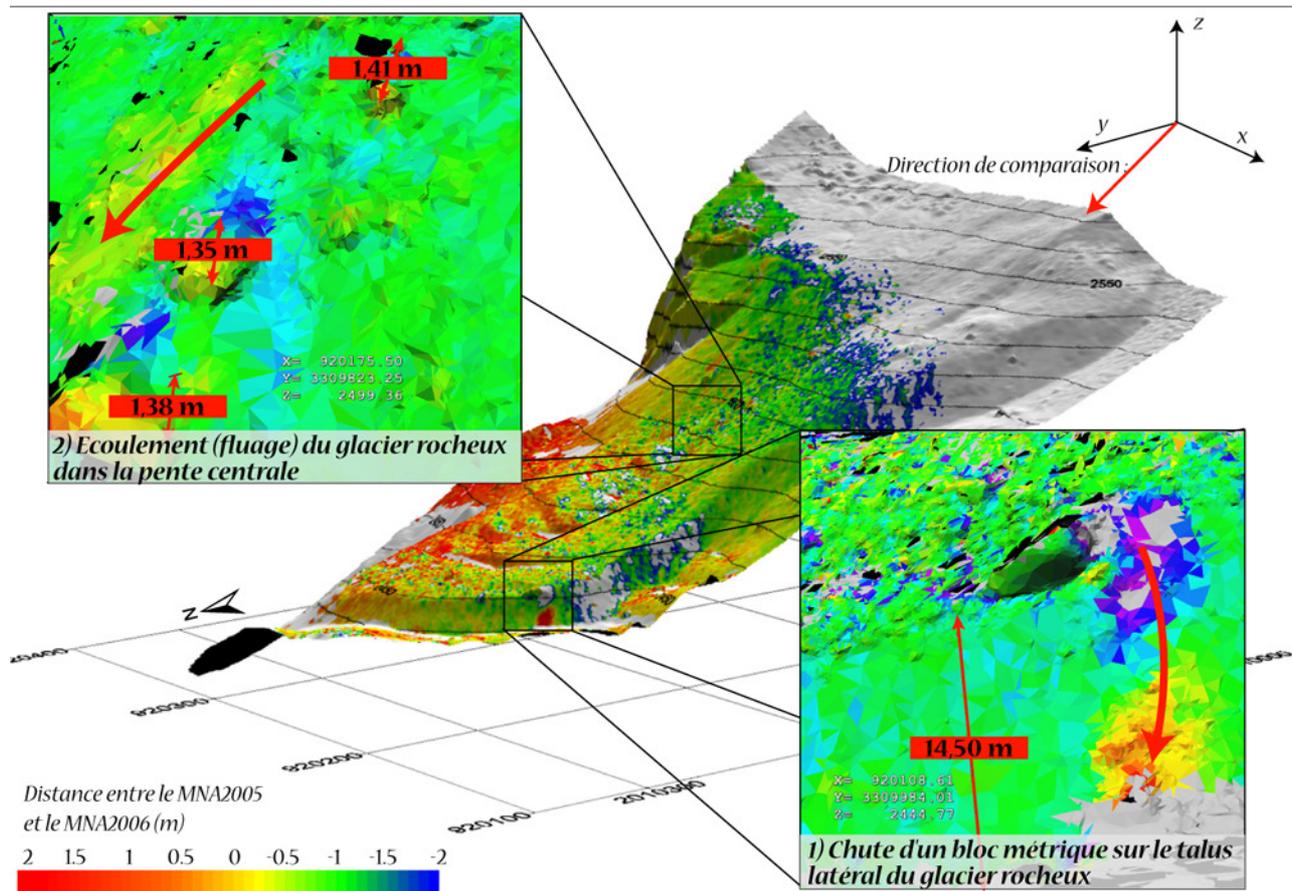


Figure V-13 : Cartographie des modifications de la surface de RGL1 entre 2005 et 2006, provoquées 1) par la chute d'un bloc au pied du talus latéro-frontal ; 2) par le fluage du glacier rocheux dans sa partie la plus raide. RGL1 surface changes between 2005 and 2006 caused 1) by the fall of a metric block on the lateral talus; 2) by the creep of the rockglacier in its steepest part.

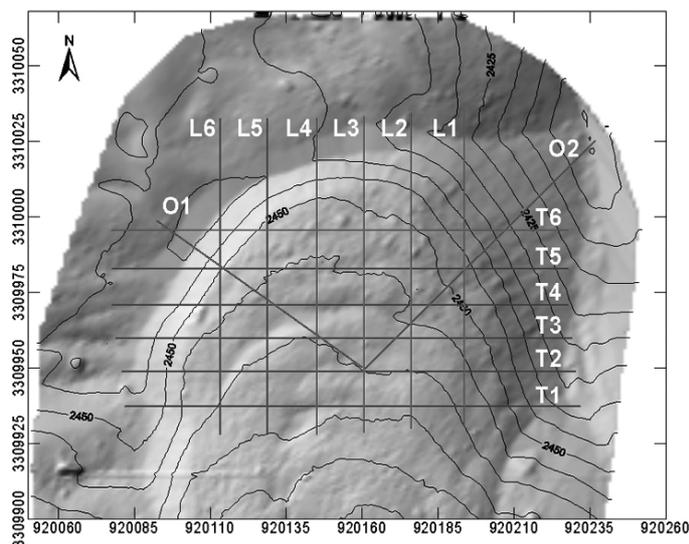


Figure V-14 : Localisation des profils topométriques (longitudinaux L, transverses T et obliques O) sur la langue du glacier rocheux RGL1 extraits des MNA haute résolution de 2005 et de 2006 en vue de leur comparaison. Location of the topometric profiles on RGL1 tongue extracted from high resolution DEM of 2005 and 2006.

Comme évoqué précédemment, nous avons choisi de comparer les modèles de données brutes de 2005 et 2006 par le biais de profils (fig. V-14), longitudinaux, transverses et obliques (par rapport à l'axe d'écoulement général du glacier rocheux), ce qui autorise

des interprétations plus précises (car moins bruitées par les effets de la rugosité de la surface) et plus aisées (qu'avec une comparaison purement 3D) à mettre en relation avec l'écoulement du glacier rocheux.

Les 14 profils topométriques permettent de quantifier les écarts verticaux ( $dZ$ ) et horizontaux ( $dX$  ou  $dY$ ) entre la surface de 2005 et de 2006, et de les interpréter en terme de déformation du glacier rocheux :

- Les profils longitudinaux (fig. V-15), L4 en particulier, situé dans l'axe principal du glacier rocheux, font apparaître les « ondulations » de  $dZ$  (fig. V-17) , reflétant la translation vers l'aval des bourrelets de compression (sur la face amont du bourrelet,  $dZ$  est négatif, car la surface de 2005 est comparée à une surface plus basse, qui s'est écoulée depuis l'amont).

- Les profils transversaux (T2, T4 et T6 ; fig. V-16) montrent que la moitié droite du glacier rocheux s'est élevée, suggérant un ralentissement d'une partie de la langue du glacier rocheux, se traduisant par une compression et une surrection locale de la surface. La moitié gauche présente des variations moindres, excepté au pied du talus latéral ( $X = 920090$  m) où le dépôt lié à la chute du bloc présenté précédemment (fig. V-13) est clairement perceptible.

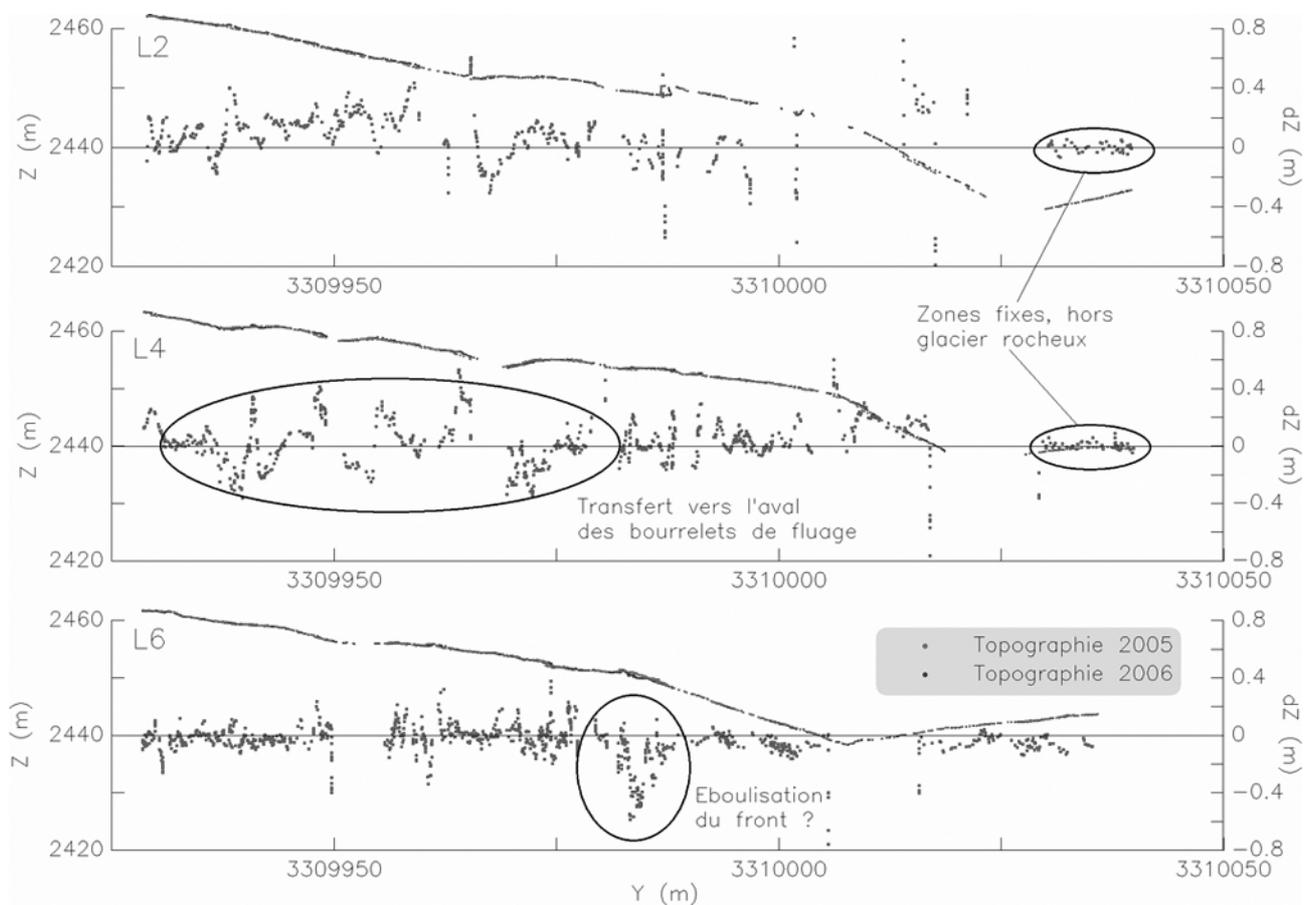
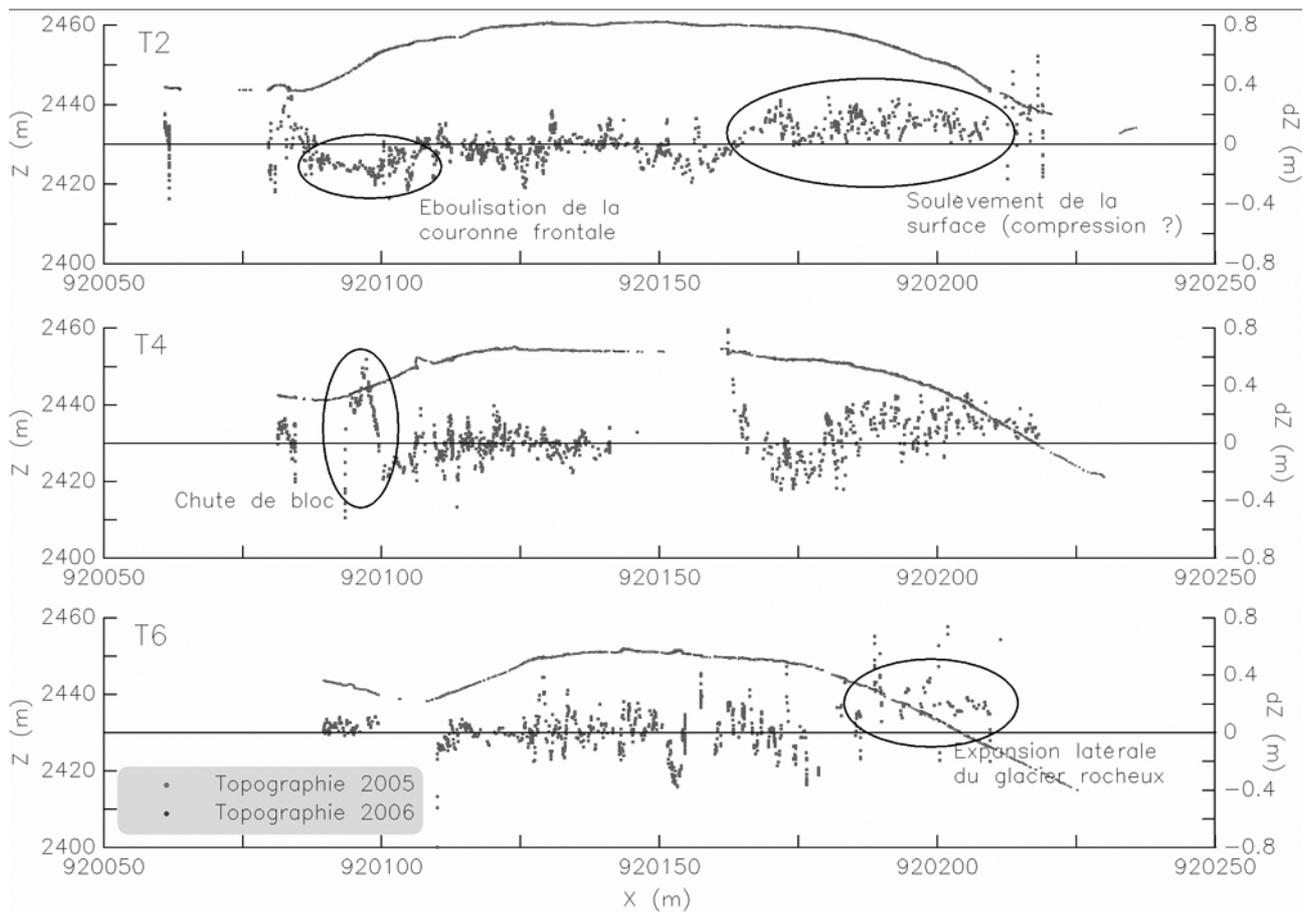


Figure V-15 : Ecarts verticaux entre les MNA haute résolution de 2005 et 2006 le long de trois profils longitudinaux. *Vertical differences between 2005 and 2006 high resolution DEM along three longitudinal profiles.*



**Figure V-16 :** Ecarts verticaux entre les MNA haute résolution de 2005 et 2006 le long de trois profils transversaux. *Vertical differences between 2005 and 2006 high resolution DEM along three transversal profiles.*

- Les profils L3, O1 et O2 (localisation sur la fig. V-14), tous orientés dans l'axe d'écoulement principal (pour L3) ou latéral (pour O1 et O2) donnent une image intéressante des modalités de l'étalement frontal et latéral du glacier rocheux. Rejoignant les observations de divers auteurs [Wahrhaftig & Cox, 1959 ; Haerberli, 1985 ; Käab & Reichmuth, 2005] (cf. chap. I, § 2.1.2), le profil vertical de

vitesse (fig. V-16 et V-17) montre des valeurs maximales en surface (entre 0,7 et 0,3 m/a), qui décroissent vers le bas du talus à des valeurs inférieures à 0,1 m/a (le pied du talus, recouvert de dépôts éboulisés depuis la couronne de blocs supérieure, n'a généralement pas été atteint par les mesures LIDAR car se trouvant trop encaissé).

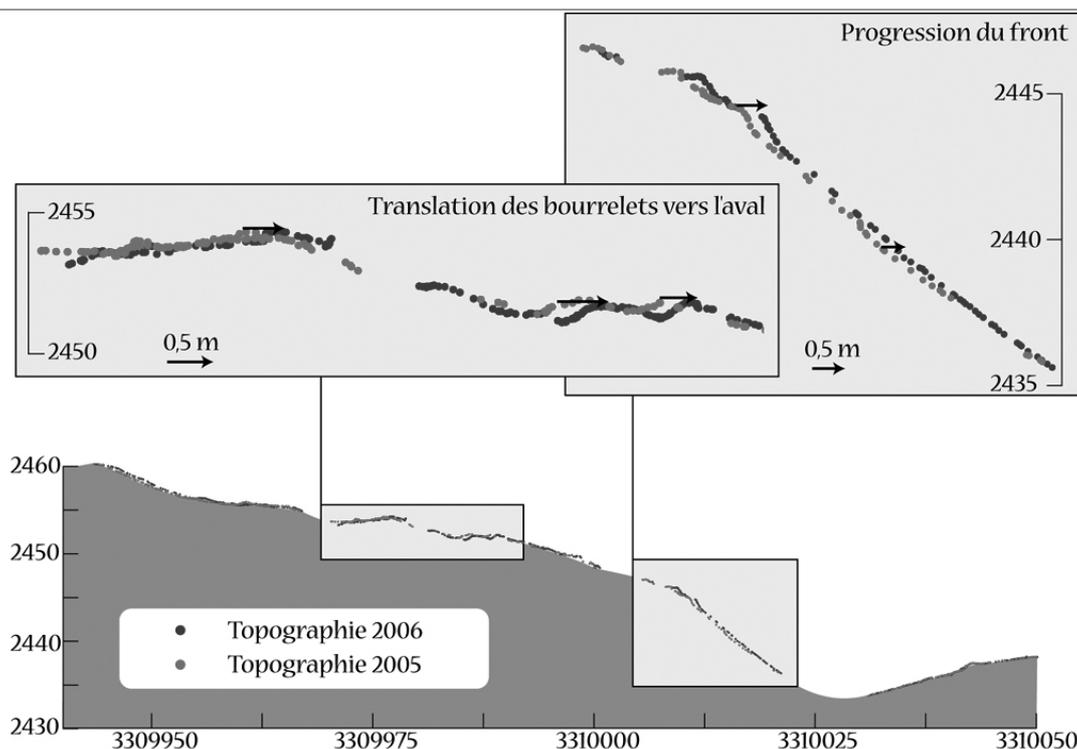


Figure V-17 : Comparaison interannuelle des surfaces topographiques (profil L3, voir fig. V-14 pour la localisation) à partir des MNT hautes résolution de 2005 et 2006. *Comparison between topographic surfaces (profile L3, see fig. V-12) from the 2005 and the 2006 high resolution DEM.*

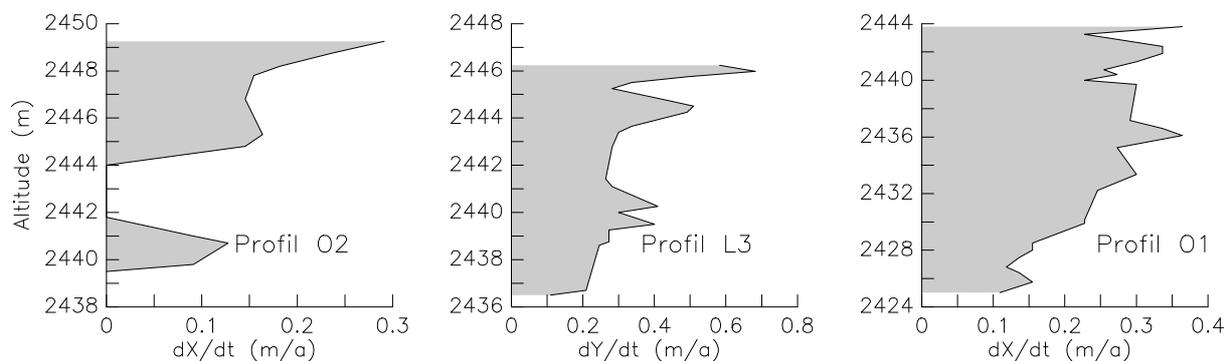


Figure V-18 : Profils de vitesses ( $dX/dt$  ou  $dY/dt$ ) sur les rebords latéraux (O1 et O2) et frontaux (L3) de RGL1, calculées pour trois des transects de comparaison des MNA haute résolution de 2005 et de 2006 (voir fig. V-12 pour la localisation des profils). *Vertical profiles of velocity on the lateral (O1 and O2) and frontal (L3) sides of RGL1, computed from 2005 and 2006 high resolution DEM.*

Les résultats des mesures LIDAR montrent donc, outre le degré élevé de complexité de la surface du glacier rocheux, que :

- l'écoulement du glacier rocheux est globalement maximal au centre de la forme et que les bourrelets s'y translatent de plusieurs dizaines de cm par an vers l'aval ;
- toutefois, certaines portions du glacier rocheux, comme la partie droite de la langue, peuvent connaître des

mouvements localement différenciés. Les valeurs de mouvement latéral moins élevées détectées sur cette partie, associées à un soulèvement, pourraient être liées d'une part à la raideur de la pente située directement en amont, et d'autre part à la présence d'unités morphodynamiques distinctes initiées plus en amont (cf. fig. V-9) ;

- le profil vertical de vitesse, à l'allure exponentielle (fig. V-17 et V-18), suggère une progression du glacier rocheux par « *overriding* », c'est-à-dire par le chevauchement puis l'incorporation des matériaux de surface tombés au pied du talus latéro-frontal.

En dépit d'une manipulation exigeante et de contraintes d'exploitation liées à la rugosité de la surface, les mesures par LIDAR de la topographie du glacier rocheux 1 de Laurichard apportent des données très fines et denses sur ses caractéristiques morphologiques et sur son écoulement. Cette méthode, rarement utilisée dans ce contexte, s'avère donc pertinente, et pourrait, à terme, être employée régulièrement (1 fois tous les 4/5 ans) pour mesurer précisément la cinématique du glacier rocheux et d'autres accumulations fluantes. Le LIDAR constitue en outre un complément à d'autres approches, telle que le DGPS, ou le théodolite, tant pour améliorer notre compréhension des mécanismes de

déformation et d'écoulement des sols gelés, que pour le suivi du pergélisol dans le contexte actuel du réchauffement climatique.

### 3. L'usage du GPS différentiel pour la connaissance de l'activité des formes fluantes

Des réseaux de points marqués sur des blocs dans deux vallons du massif ont été implantés et mesurés à l'aide de GPS différentiels mono-fréquence (cf. chap. IV, § 4.1) durant les étés 2005 et 2006. Le but était d'apprécier, à l'échelle d'un vallon, le dynamisme actuel d'accumulations détritiques présentant la morphologie typique des formes fluantes. Un réseau de points plus restreint a également été mis en place dans la combe de Laurichard, pour des besoins de recalage des différents dispositifs (réseau géodésique et levés LIDAR) dans le système Lambert 3.

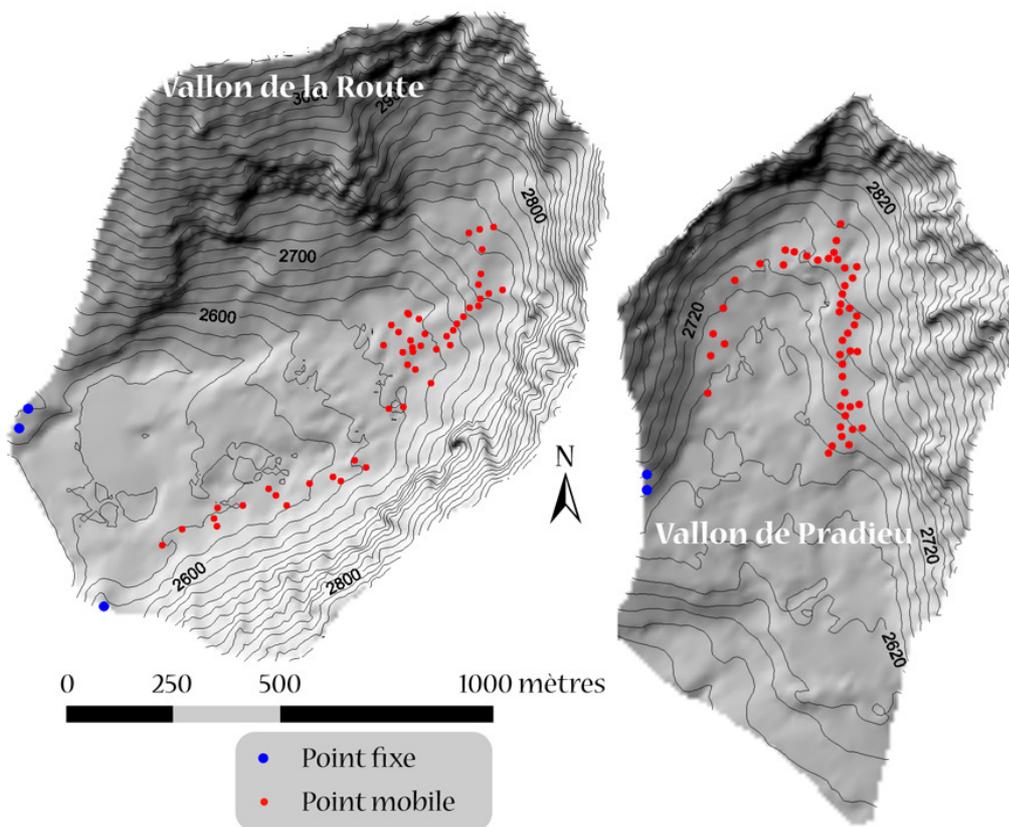


Figure V-19 : Emplacement des points fixes et mobiles des réseaux DGPS mis en place dans les vallons de la Route et de Pradieu (cf. fig. II-12 pour la localisation des vallons au sein du massif du Combeynot). *Location of the fixed and mobile points of the DGPS networks, on Vallon de la Route and Vallon de Pradieu.*

### 3.1. Objectifs, démarche méthodologique et contraintes

Des réseaux de points, incluant des blocs « mobiles » sur les formes fluantes et des blocs « fixes » sur de la roche en place ou sur des accumulations reliques, ont été marqués (chacun par un cairn et une croix à la peinture verte) et mesurés en juillet 2005 : 50 points mobiles et trois points fixes dans le vallon de la Route, 48 points mobiles et 2 points fixes dans le vallon de Pradiou (fig. V-19).

Les points se répartissent de manière homogène sur les secteurs où les indices morphologiques suggèrent la possibilité d'un fluage actif. Pour le vallon de Pradiou, il s'agit essentiellement des pieds de versants, marqués par la présence de bourrelets de fluage, alors que dans le vallon de la Route, le fluage paraît également affecter des glaciers rocheux plus conséquents (cf. chap. VII, § 3 et 4).

## 3.2. Résultats

### 3.2.1. Dans les vallons de la Route et de Pradiou

Les mesures de juillet 2005, effectuées lors de l'installation des réseaux DGPS, se sont révélées, après comparaison avec les relevés de 2006, trop imprécises pour être considérées comme fiables. L'utilisation de la méthode « stop-and-go » en 2005, plus rapide que la méthode « statique » mise en œuvre en 2006, a en effet conduit à une erreur de positionnement des points fixes de l'ordre de 0,45 m en planimétrie et 0,31 en altimétrie (pour une erreur 3D de l'ordre de 0,55m) en moyenne sur les deux réseaux. L'ampleur des mouvements attendue étant de l'ordre de quelques décimètres à moins de deux mètres sur une année, il n'a pas été tenu compte des résultats des deux années de mesures par

DGPS sur les vallons de la Route et de Pradiou.

Le protocole de mesure élaboré pour les DGPS mono-fréquence utilisés en 2006, selon le mode « statique », ayant toutefois fait ses preuves sur d'autres sites (avec des précisions centimétriques [Krysiecki, en cours]), de nouvelles campagnes seront dès que possible conduites pour relever les points des réseaux de la Route et de Pradiou.

### 3.2.2. Le réseau de la combe de Laurichard

Un réseau DGPS restreint (fig. V-20) a également été installé (en octobre 2006) dans la combe de Laurichard afin, d'une part de caler le réseau géodésique (cf. chap. V, § 1 ; lignes L et A, traitement en cours) dans le système Lambert 3 (grâce aux bornes IGN présentes au col du Lautaret), et d'autre part de géoréférencer les scènes acquises par la technique LIDAR (cf. chap. V, § 2).

La mise en œuvre de la méthode « statique » et, lors du post-traitement, l'utilisation des données des stations permanentes de Chambéry et de Villard-de-Lans<sup>47</sup> ont permis d'obtenir une précision satisfaisante, en moyenne inférieure à 0,07 m (intervalle de confiance à 95 %) sur les points fixes et mobiles. Pour trois points, localisés sur la langue du glacier rocheux 1 de la combe, la comparaison des mesures d'octobre 2006 avec des mesures acquises en août 2007 (fig. V-20) montre des déplacements cohérents avec les données du suivi géodésique (point L13) et des mesures LIDAR (points de calage 6 et 7).

---

<sup>47</sup> Ces stations appartiennent au Réseau Géodésique Permanent (RGP), dont les données sont gérées et mises à disposition sur Internet par l'IGN.

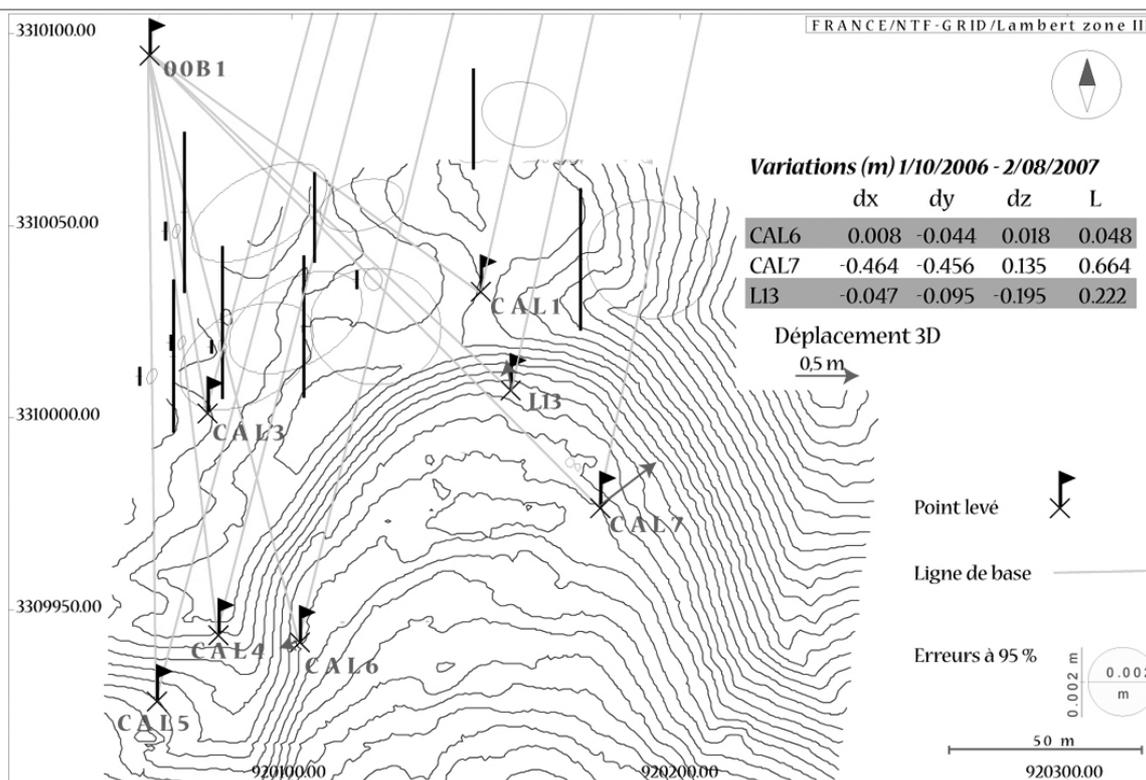


Figure V-20 : Réseau DGPS de la combe de Laurichard (à proximité de la langue de RGL1), avec l'emplacement du point fixe (00B1), des points mobiles (CAL1 à CAL7) et du bloc L13 (ligne L du suivi géodésique). Les déplacements mesurés entre 2006 et 2007 sont également indiqués (flèche rouge, et tableau) pour les points CAL6, CAL7 et L13. DGPS network on the Combe de Laurichard (in front, and on, RGL1), with fixed and mobile points. 3D displacements are also indicated for the points CAL6, CAL7 and L13 (arrow and table).

Les résultats de trois méthodes complémentaires de suivi des déplacements de la surface topographique ont été utilisés afin de caractériser l'écoulement d'accumulations détritiques riches en glace présentes sur le massif du Combeynot. La série de mesures du PNE, acquise depuis 1979 sur le glacier rocheux 1 de la combe de Laurichard, fournit une vision sur le moyenterme de la cinématique annuelle du glacier rocheux. L'alternance de secteurs en compression et en extension, révélée par la morphologie, est ainsi précisément quantifiée par les mesures géodésiques. Sur cette même forme, la réalisation, à un an d'intervalle, de deux levés topographiques à haute résolution par LIDAR apporte une dimension spatiale extrêmement riche, permettant de détailler tant les caractéristiques micro-topographiques de la surface que les modalités de déformation et d'avancée de la langue du glacier rocheux. Enfin, si la mise en place de réseaux de points, mesurés grâce à un GPS différentiel mono-fréquence, au sein de deux vallons n'a pas permis d'observer les déplacements de formes fluantes, les levés effectués par ailleurs dans la combe de Laurichard laissent toutefois espérer que les prochaines campagnes de mesures seront fructueuses.







« La montagne croule. Jour après jour, elle croule, elle s'écroule. Elle se délabre. Inéluctablement. »

E. Turri

*La nature même du pergélisol fait de l'étude de sa distribution un axe essentiel des recherches actuelles, qui nécessite des stratégies de détection multiples et de nombreux croisements méthodologiques. Les indices morphologiques, thermiques ou dynamiques sont les données les plus couramment utilisées pour déterminer ponctuellement la présence de pergélisol et ses caractéristiques en milieux alpins. A partir de là, des modèles spatiaux, de précision et de résolution variables, permettent de proposer des cartographies du pergélisol, fondées sur des approches désormais plus physiques du phénomène.*

*A l'échelle du massif du Combeynot, la cartographie des formes de fluage a permis de proposer une première vision relativement détaillée de la distribution probable du pergélisol. Cette démarche a été complétée par l'application d'un modèle spatial élaboré pour les Alpes du sud, puis par un modèle statistico-empirique plus fin visant à estimer l'état thermique du sol tel que défini par les principaux paramètres topoclimatiques. Les écarts aux deux modèles proposés permettent ici des réflexions sur les processus géodynamiques qui, à diverses échelles, contrôlent la répartition et l'état du pergélisol.*

*Par ailleurs, l'application de méthodes adaptées et complémentaires, à l'échelle des bassins versants, a permis de dégager les principales caractéristiques physiques et spatiales du pergélisol dans quatre contextes géomorphologiques variés. A ce niveau d'analyse, il ressort clairement que le rôle de paramètres locaux, tels que la proximité d'un glacier ou l'influence thermique des dépôts grossiers, doit être pris en compte afin de compléter les schémas établis à l'échelle du massif.*



## Chapitre VI – LE PERGÉLISOL A L'ECHELLE DU MASSIF : DE LA CARTOGRAPHIE GEOMORPHOLOGIQUE AUX MODELES SPATIAUX

---

*La répartition du pergélisol à l'échelle du massif du Combeynot a été abordée par différentes méthodes, dont sont présentées ici les synthèses. Tout d'abord, une cartographie exhaustive des formes périglaciaires associées au pergélisol a été réalisée, reflétant ainsi l'état de nos connaissances sur les relations entre les formes et les processus qui en sont à l'origine. Les caractéristiques topométriques des formes fluantes sont également présentées, et reliées avec le contexte topo-climatique afin de cerner, toujours à l'échelle du massif, l'importance des différents contrôles sur le développement du pergélisol. Par ailleurs, un modèle topo-climatique simple, élaboré pour les Alpes du sud françaises et reliant l'altitude limite inférieure du pergélisol à l'exposition, est appliqué au massif. De même, un modèle statistico-empirique plus fin a été élaboré afin d'estimer l'influence respective de l'ensoleillement, de la température de l'air et des formations grossières à blocs sur l'état thermique de la surface du sol. Ces modèles, s'ils restent délicats à valider, démontrent l'existence vraisemblable de bornes topo-climatiques contraignant la distribution du pergélisol telle qu'elle s'observe par la morphologie.*

---

### 1. La cartographie géomorphologique du massif du Combeynot

Au-delà d'une simple reconnaissance des formes reflétant la présence sous-jacente de pergélisol, nous avons cherché à distinguer, décrire et délimiter les environnements dans lesquels s'insèrent les unités cartographiées. Pour cela, une légende spécifique a été développée, fondée sur une approche morphodynamique des accumulations détritiques gelées et des autres formes présentes dans ces milieux. Par ailleurs, l'utilisation d'outils de représentation 3D facilite la lecture et la compréhension des paysages étudiés. Enfin, des analyses topométriques ont été effectuées sur les principaux versants afin d'isoler les morphoséquences typiques associées à la présence de pergélisol.

#### 1.1. Concepts et description de la légende de la carte géomorphologique

##### 1.1.1. Principes de reconnaissance du pergélisol alpin et de son contexte géomorphologique

La description des formes du relief et, autant que possible, l'explication de leur origine est un des principaux objectifs de la cartographie géomorphologique. Dans le contexte du pergélisol de montagne, les uniques preuves morphologiques de sa présence, rarement univoques, sont les accumulations détritiques déformées par leur propre écoulement sous l'effet de la présence de glace en leur sein. On trouvera des descriptions détaillées de leurs caractéristiques dans Haeberli [1985], Barsch [1996] et Monnier [2006], les principales étant, dans le contexte cristallin du massif du Combeynot (fig. VI-1) :

- la présence de rebords frontaux et latéraux liée à la progression de la masse gelée et dominés par une couronne de blocs grossiers, qui recouvrent une grande partie de la surface du glacier rocheux ;
- la présence de sillons longitudinaux, généralement dans les parties raides, provoqués par l'étirement de la masse ou par des cisaillement entre parties de glacier rocheux aux vitesses différentes ;

- la présence de bourrelets arqués concaves dans le sens de l'écoulement, souvent emboîtés les uns dans les autres et séparés de sillons transverses, et indicateurs de la décélération subie par le corps gelé.

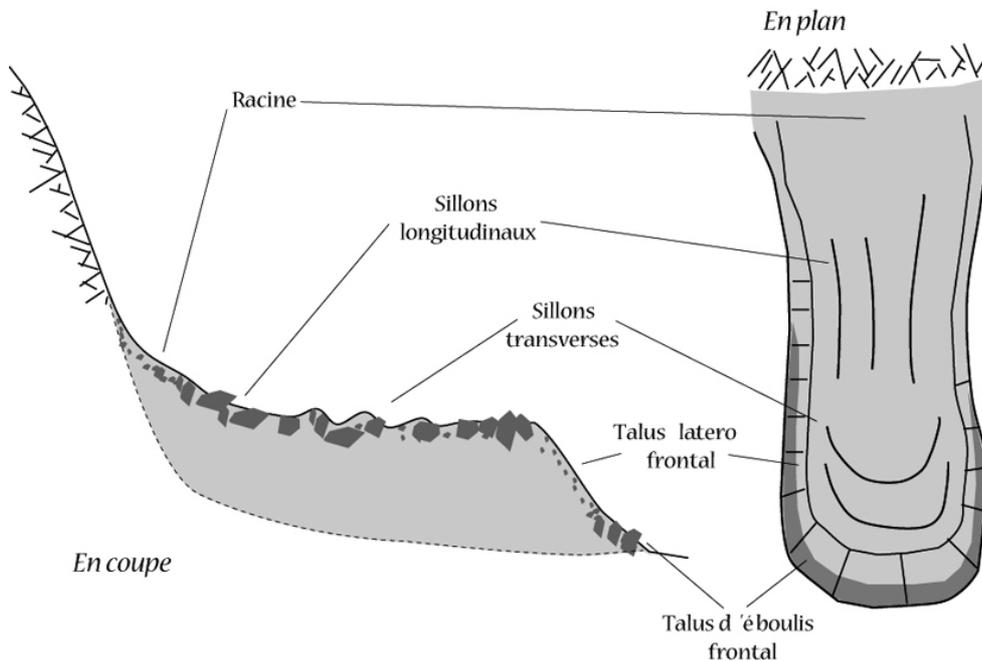


Figure VI-1 : Schéma de la morphologie typique d'une forme de fluage du pergélisol, en coupe et en plan. *Typical morphology of a flowing permafrost related landform.*

En complément de ces indices de surface, d'autres caractéristiques nous renseignent sur l'état de « fraîcheur » des formes fluantes, telles que :

- la netteté de l'angle supérieur du talus latéro-frontal, ainsi que la présence, à son pied d'un talus d'éboulis formé par la chute des blocs depuis la couronne supérieure ;
- l'instabilité de certaines zones, où les blocs de surface se tassent lorsque l'on marche dessus, indiquant la création récente de vides souterrains, liés soit à la fonte de la glace, soit à l'extension de la masse glace/débris ;
- la persistance de névés qui, outre qu'ils participent souvent à l'alimentation en eau du pergélisol, particulièrement dans les pieds de couloirs ombragés, peuvent indiquer la présence d'un sol froid<sup>48</sup> ;

- la circulation d'eau froide (<1°C), soit directement en aval des accumulations détritiques (aucun cas relevé dans le massif du Combeynot), soit par écoulement hypodermique (bruit perceptible depuis la surface).

Comme le suggèrent ces critères, certaines ambiguïtés peuvent gêner la reconnaissance des formes, tant récentes qu'anciennes, et de leur limites : les convergences morphologiques (par ex. entre moraine et glacier rocheux, ou entre mouvement de masse et glacier rocheux, cf. [Fort, 2003]), l'absence de signatures morphologiques claires (par ex. le contact entre un éboulis et un glacier rocheux), les secteurs de transition entre formes fraîches et formes reliques ... C'est pourquoi il nous est apparu indispensable, d'une part de préciser en détail les environnements géomorphologiques dans lesquels s'insèrent les formes de fluages, d'autre part d'utiliser d'autres approches (thermiques, géophysiques, géodésiques).

<sup>48</sup> Mais ils le favorisent également, ce qui gêne souvent l'interprétation de leur rôle dans le fonctionnement du pergélisol.

### 1.1.2. Organisation de la légende

La légende est organisée selon le domaine géomorphologique auquel se rattachent les formes : structural, périglaciaire, gravitaire, mixte, nivo-glaciaire, fluviatile et organogène (tabl. 9). Les formes sont identifiées sur la base de critères morphologiques, que l'on peut généralement rattacher à des processus (tabl. 10), et sont, ou non, liées au pergélisol (comme agent agissant sur son fonctionnement, ou comme unité découlant de sa présence). Afin de ne pas compliquer la lecture de la carte et de focaliser sur le rôle morphologique du fluage du pergélisol, les figurés linéaires ont été essentiellement utilisés pour tracer les bourrelets, sillons et

fronts impliquant la déformation des accumulations détritiques riches en glace (ainsi que pour représenter les crêtes morainiques les plus visibles, les trajectoires des avalanches et le ravinement).

La carte géomorphologique de l'ensemble du massif du Combeynot est fournie en annexe, à l'échelle 1 : 28000<sup>ème</sup> (format A3). Par ailleurs, les contextes géomorphologiques de quatre vallons du massif, où ont été effectués différents types de travaux de localisation et de caractérisation du pergélisol, sont présentés dans le chapitre VII.

**Tableau 9 : Légende utilisée pour l'établissement des cartes géomorphologiques, et description des critères morphologiques de reconnaissance des formes.**  
*Legend used for the geomorphological mapping, and description of the morphological criteria.*

Code	Domaine	Couleur	Nom	Critères morphologiques
RP	Structure		Roche en place	Roche massive, souvent fracturée et découpée de diaclases, fractures et couloirs
GR_ac	Périglacière		Forme fluante fraîche	Talus latéro-frontaux marqués, bourrelets gonflés
GR_in			Forme de fluage relique	Allure affaissée, rebords peu nets, végétalisation
VP_se			Versant périglacière sédimentaire	Versant en lithologie schisto-marneuse, souvent dominé par une corniche très entaillée mais peu raide
SF			Solifluxion	Coulées et nappes affectant les accumulations/sol argileux, transportant parfois en surface des blocs éboulés
EB	Gravitaire		Eboulis	Talus ou nappe au profil tendu ( $30^\circ < \text{pente} < 40^\circ$ ), avec un granoclassement longitudinal
EC			Eboulement / écroulement	Blocs, parfois très grossiers, disposés de façon hétérogène
EB_rp			Eboulis sur roche en place	Versant raide (jusque $40^\circ$ ) à chicots rocheux résiduels et nappes de débris peu épaisses
EB_av	Mixte		Eboulis mixte à avalanche	Marque surtout la partie distale des éboulis par une concavité prononcée et un faciès hirsute
EB_ru			Eboulis mixte à ruissellement	Partie amont parfois ravinée, tandis que le secteur distal s'aplatit et est parcouru de traces de laves
EB_ve			Eboulis végétalisé	Accumulation d'origine variable, colonisée par une végétation basse
MO	Nivo-glaciaire		Moraine (sans distinction d'âge)	Accumulation hétérométrique, à matrice fine, souvent marquée par une crête et ravinée
GL			Glacier	Glace stratifiée, présente en surface
GL_co			Glacier couvert	Glace affleurante ou visible sous une couche de blocs/graviers/sables
NV			Névé	Tâches de neige quasi pérenne en surface
CD	Fluviale		Cône de déjection	Accumulation grano-classée en éventail, profil longitudinal convexe, présence d'incisions et de levées
DF			Dépôt fluviale	Replat, souvent délimité par des terrasses fluviales
DE			Dépôt limoneux raviné	Micro-niche d'arrachement prolongé par du ravinement
SO_rc	Organogène		Sol sur roche cristalline en place	Sol humique avec végétation basse, plus ou moins développée
SO_rs			Sol sur roche sédimentaire en place	Idem, mais avec un sol plus argileux et une végétation adaptée
ZH			Zone humide à tourbière	Plan d'eau et végétation hygrophile
FO			Zone forestière	Cache les formes de relief de taille inférieure à l'hectare
AN			Anthropique	Carrière, dépôts de gravats, terrasses de culture, talus de route

**Tableau 10 : Processus à l'origine des formes cartographiées et liens éventuels avec le pergélisol.** *Processes involved in the genesis of the landforms and possible relationship with permafrost*

<b>Code</b>	<b>Processus impliqués</b>	<b>Lien avec le pergélisol</b>
RP	Contraintes tectoniques, relaxation gravitaire, gélifraction	Peut être gelée ; fourniture de débris rocheux
GR_ac	Fluage d'un mélange de glace et de débris, progression en cm/an à m/an	Formé par des terrains gelés
GR_in	Fusion avancée ou achevée du corps de glace	Plus de lien de nos jours
VP_se	Eboulisation, transport mixte (neige, eau, gravité) des débris	
SF	Déformation visco-plastique d'un sol saturé en eau, quelques cm/an	Glissement éventuel au toit du pergélisol
EB	Chute individuelle blocs	Fournit un milieu propice au stockage du froid et de la glace
EC	Chute en masse	Peut fournir un milieu propice au stockage de l'eau et de la glace
EB_rp	Chute depuis des corniches rocheuses très rabaissées	
EB_av	Transport par les avalanches de fond, qui récurent les couloirs	En début de saison, souvent couvert de névés, qui isolent le sol et apportent de l'eau
EB_ru	Transport fluvial concentré redistribuant les matériaux de l'éboulis	Peut être favorisé par la fusion du pergélisol
EB_ve	Amorce de phyto-stabilisation, mosaïque bio-rhéxistatique	
MO	Transport et dépôt glaciaires	Peut fournir un milieu propice au stockage de l'eau et de la glace ; peut contenir de la glace
GL	Compaction de la neige, bilan de masse, écoulement visco-plastique	Isole le sol en le préservant du gel ; fournit de l'eau, de la glace, des matériaux rocheux
GL_co	Ablation importante, peu de mouvements donc peu d'évacuation des débris	
NV	Sur-accumulation par les avalanches, conditions thermiques localement froides	Isole le sol, en le protégeant de la chaleur ; fournit de l'eau
CD	Transport fluvial ralenti, dépôt granoclassé, ruissellement souvent concentré	
DF	Dépôt de galets et matrice, lité, lié à un blocage du cours d'eau	
DE	Dépôt limoneux très localisé, raviné	
SO_rc	Pédogenèse lorsque suffisamment de matériaux sont présents, infiltration aisée	
SO_rs	Pédogenèse ; présence de niveaux imperméables, liquéfaction des argiles	
ZH		
FO	Phyto-stabilisation évoluée, possiblement remise en cause par des événements extrêmes	
AN		

## 1.2. Apports de la cartographie 3D : l'exemple du vallon de Pradiou

Les fonctionnalités 3D du SIG raster Surfer ont ici été combinées à la délimitation des formes par le SIG vecteur MapInfo afin de fournir des représentations explicites des principaux bassins versants du massif. La légende utilisée est celle décrite précédemment, tant pour les figurés linéaires que surfaciques. Grâce à la multiplicité des points de vue offerts et la possibilité de jouer sur la direction de l'ombrage du relief, la 3D peut révéler certaines configurations topographiques difficilement perceptibles autrement. Par ailleurs, cette représentation se révèle être un outil très didactique<sup>49</sup>.

Ainsi, la cartographie 3D du vallon de Pradiou (fig. VI-2) fait clairement apparaître les éléments majeurs du contexte géomorphologique : un fond de vallon complètement empâté de dépôts périglaciaires, montrant des signes très nets de fluage (bourrelets emboîtés), et des versants qui, en dépit d'un ensoleillement d'adret, sont ourlés de bourrelets de fluage. De plus, la relation entre formes actives et formes inactives s'illustre ici de deux façons différentes :

- au pied du versant W, qui ne fait que 150-200m de hauteur et associe des corniches rocheuses réduites et des

cônes d'éboulis à l'apex très élevé, les bourrelets de fluage visiblement actifs (couverture rocheuse instable, sillons très marqués) viennent s'emboîter dans les générations plus anciennes, excluant la formation de talus latéro-frontaux (cette configuration morphologique se retrouve sur beaucoup de versants du massif : Route, Valleyssart) ;

- les bourrelets de fluage à l'est, dominés par un versant de 300m où persistent d'imposantes corniches rocheuses, sont plus volumineux, sans pour autant présenter de sillons transversaux nets (simplement une dépression), et viennent eux chevaucher les bourrelets reliques. La limite se marque très clairement par un talus frontal d'une vingtaine de mètres de hauteur, festonné voire dédoublé.

L'explication de ces contrastes morphologiques réside sans doute, pour partie, dans la différence d'alimentation en débris et en glace (la seconde découlant probablement en partie de la première), contrôlée par la géométrie, la composition et l'exposition des versants dominants. Toutefois, des considérations rhéologiques sont également à prendre en compte, dépendantes notamment de paramètres tels que la proportion glace/débris, la teneur en fine, la teneur en eau liquide, l'épaisseur de l'accumulation ...

---

<sup>49</sup> Le mode de représentation 3D a ainsi été utilisé pour compléter certaines fiches de l'Inventaire du patrimoine géologique et géomorphologique du Parc National des Ecrins, auquel nous avons participé pour le massif du Combeynot.

## Contexte géomorphologique du vallon de Pradiou

Massif du Combeynot, Hautes Alpes

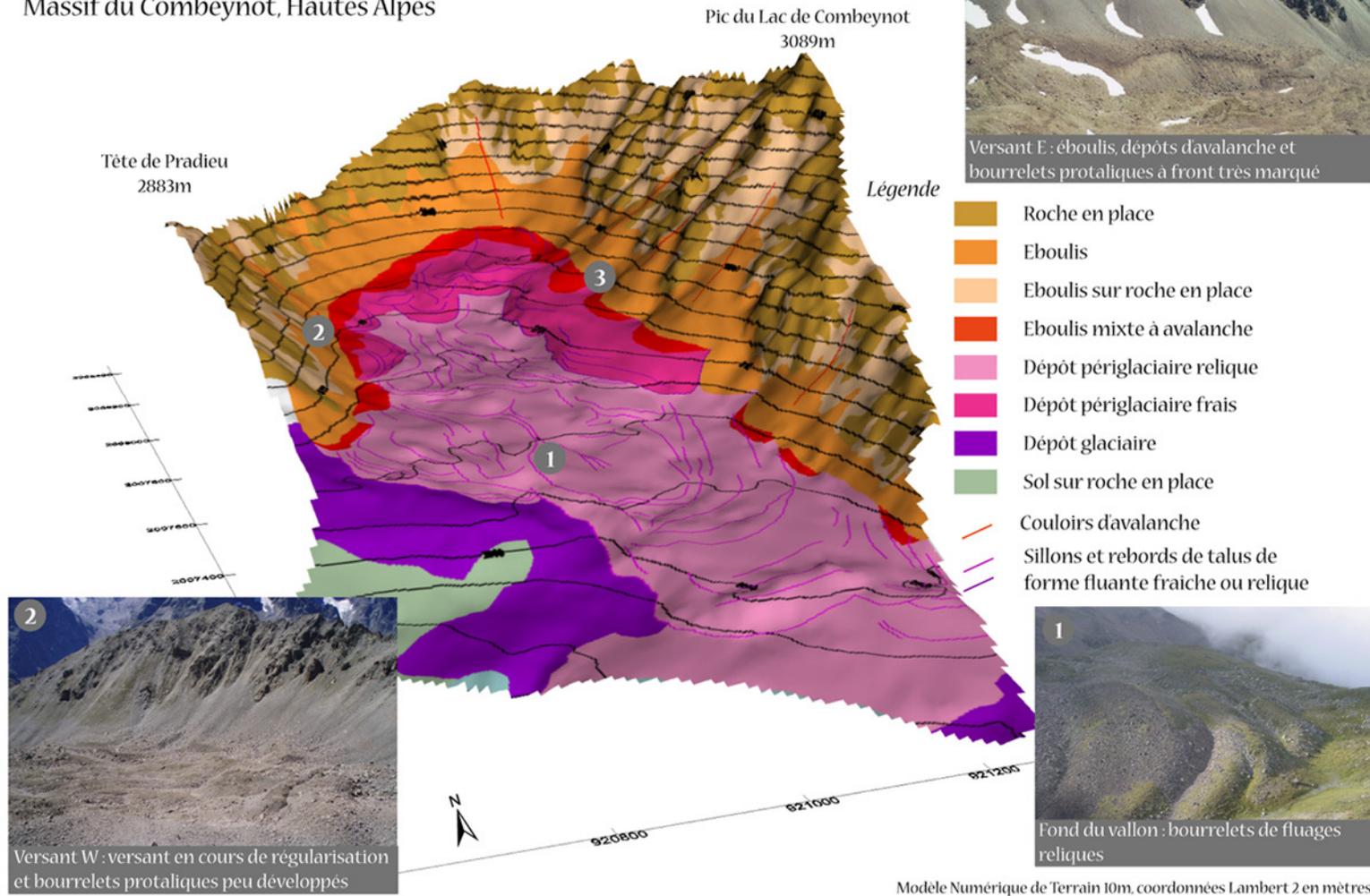


Figure VI-2 : Représentation 3D du contexte géomorphologique du vallon de Pradiou. 3D representation of the geomorphological context of the Pradiou catchment.

### 1.3. Analyses topométriques des formes de fluage du pergélisol

Afin de déterminer les principaux caractères morphométriques des formes de fluage du pergélisol et leur lien avec l'environnement géomorphologique et topoclimatique, 26 profils ont été extraits des MNT10. Le but était d'une part de quantifier la morphologie des bourrelets de fluage et des glaciers rocheux frais et celle de la topographie dans laquelle ils s'insèrent, et d'autre part de relier ces variables morphologiques aux variables topométriques et topoclimatiques. Ceci a permis de dégager des contrôles environnementaux probables sur le développement des formes fluantes.

Chaque transect (fig. VI-3) est constitué, de l'amont vers l'aval, de la paroi rocheuse (dénommée  $r$  dans les indices), dominant un talus d'éboulis, qui constitue la « zone source » ( $s$ ) de la forme fluante, et de cette dernière ( $rg$ ) dont l'extension est limitée par son front ( $rg\_inf$ ).

#### 1.3.1. Principales caractéristiques morphométriques des formes fluantes

A partir des variables topométriques (par ex.  $Zr\_inf$ ,  $Zrg\_inf$  ...) et topoclimatiques (par ex.  $PSIR\_s$ ,  $MAAT\_rg\_inf$ ) extraites des divers MNT10 (altitude, pente, radiation solaire potentielle, température de l'air ...), un certain nombre de paramètres

morphométriques peuvent être calculés (fig. VI-4).

La morphologie générale (sans inclure les paramètres de microtopographie, tels que la hauteur du front, la taille des bourrelets ...) des formes fluantes sur le massif du Combeynot (incluant des formes d'âges, et donc de développement, variables) est ainsi fournie par les moyennes suivantes :

- longueur  $Lrg$  : 205 m ( $\sigma = 80$ ) ;
- largeur  $lrg$  : 160 m ( $\sigma = 43$ )
- dénivelée  $dZrg$  : 73 m ( $\sigma = 32$ )
- rapport  $lrg/Lrg$  : 0,9 ( $\sigma = 0,4$ )
- pente  $SLP\_rg$  :  $20^\circ$  ( $\sigma = 6$ )
- longueur réelle  $Drg$  (tenant compte de la pente moyenne de la forme) : 216 m ( $\sigma = 84$ ) ;

Par ailleurs, la distribution statistique des variables topométriques d'altitude (fig. VI-5) montre clairement l'étagement de la corniche rocheuse ( $Zr\_sup \rightarrow Zr\_inf$ ), du talus d'éboulis ( $Zr\_inf \rightarrow Zs\_inf$ ) et de la forme fluante ( $Zs\_inf \rightarrow Zrg\_inf$ ), alors que l'ensoleillement de ces trois éléments est beaucoup moins contrasté. Les valeurs de radiation solaire potentielle (PSIR) les plus élevées se trouvent en effet, et assez paradoxalement à première vue, sur les talus d'éboulis ( $PSIR\_s$ ) constituant la source des formes fluantes.

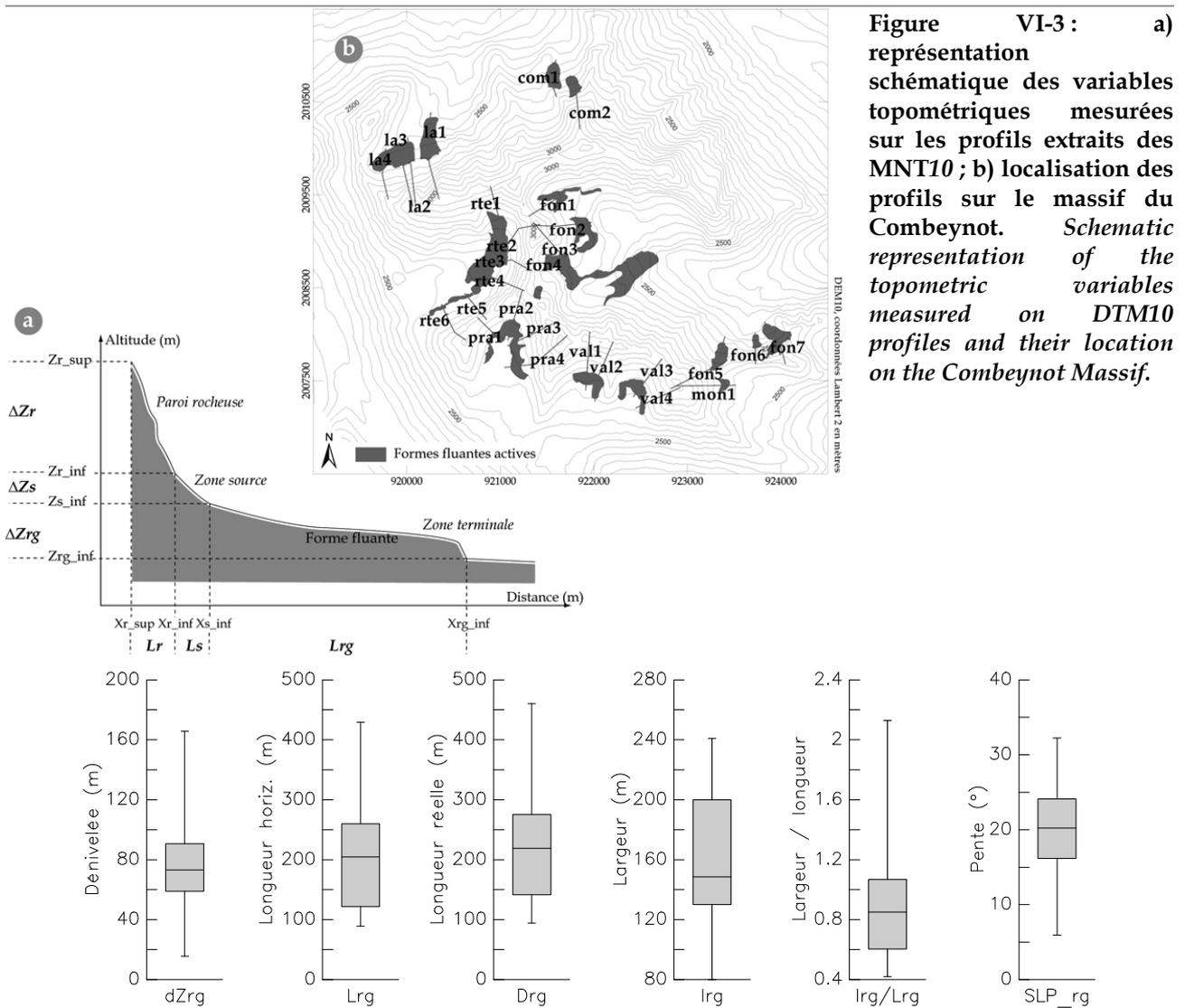


Figure VI-3 : a) représentation schématique des variables topométriques mesurées sur les profils extraits des MNT10 ; b) localisation des profils sur le massif du Combeynot. Schematic representation of the topometric variables measured on DTM10 profiles and their location on the Combeynot Massif.

Figure VI-4 : Valeurs statistiques (min., max., 1<sup>er</sup> et 3<sup>ème</sup> quartiles, médiane ; signification des paramètres dans le texte) représentatives des principaux paramètres morphométriques des formes fluantes du massif du Combeynot. Statistical values of the main morphometric parameters for the rockglaciers of the Combeynot Massif.

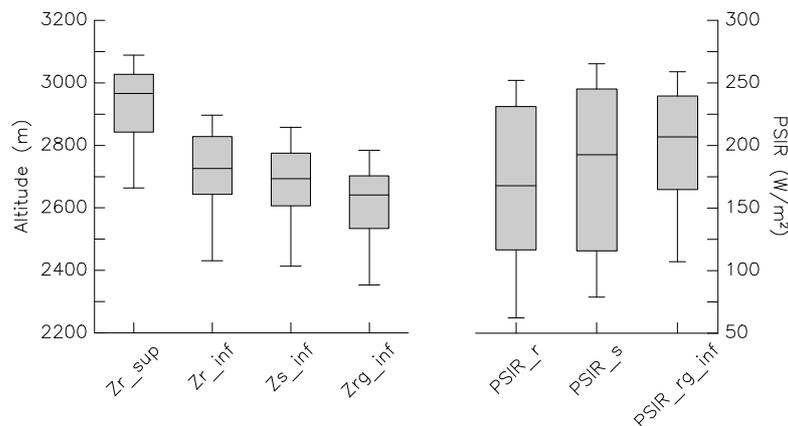


Figure VI-5 : Valeurs statistiques types (sur une population de 26 formes fluantes) des paramètres morphométriques d'altitude (min., max., 1<sup>er</sup> et 3<sup>ème</sup> quartiles, médiane ; voir fig. VI-3 pour la définition des paramètres) et de la radiation solaire potentielle reçue : PSIR<sub>r</sub>, sur la paroi rocheuse ; PSIR<sub>s</sub>, sur la zone source ; PSIR<sub>rg\_inf</sub>, au front du glacier rocheux. Typical statistical values for 26 active permafrost-related landforms of the Combeynot Massif.

### 1.3.2. Relation entre les paramètres et localisation des formes fluantes

En réalité, il est nécessaire de prendre en compte ici la combinaison entre l'altitude des glaciers rocheux, reflétant la TAMA, et l'insolation du lieu. Cette relation (fig. VI-6) confirme que les glaciers rocheux tendent à se localiser dans des sites au topoclimat froid, soit à cause de l'altitude élevée, soit à cause d'un ensoleillement réduit.

Ce lien MAAT/PSIR est statistiquement plus élevé au front des formes fluantes ( $R^2 = 0,77$ ) qu'à leur racine ( $R^2 = 0,59$ ), et suggère que la localisation des zones sources des formes

fluantes est moins fortement déterminée par le contexte topoclimatique, et qu'elle est donc influencée par d'autres paramètres. Alors que le front de la forme descend vers des terrains climatiquement de moins en moins favorables, et donc accentue de fait sa sensibilité aux paramètres topoclimatiques, l'initiation de la forme sera également conditionnée par des éléments de l'environnement géomorphologique, tels que la présence de névés pérennes procurant isolation et humidité, d'une paroi fournissant des débris rocheux ou d'un glacier au rôle variable (cf. chap. VII, § 1).

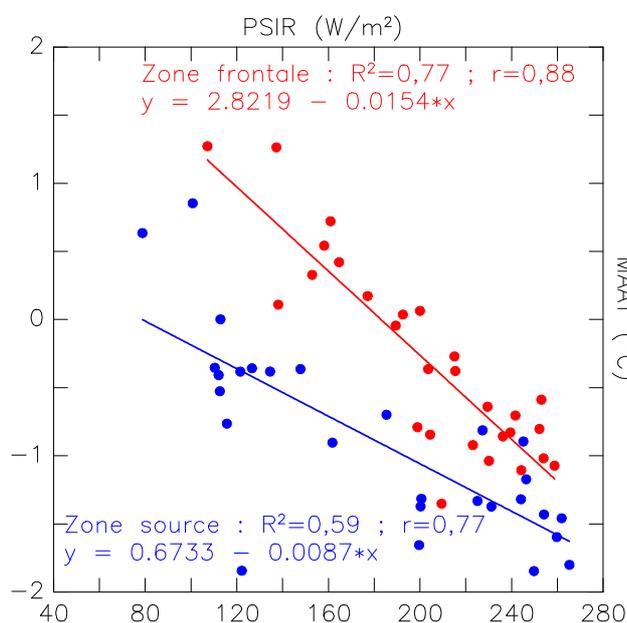


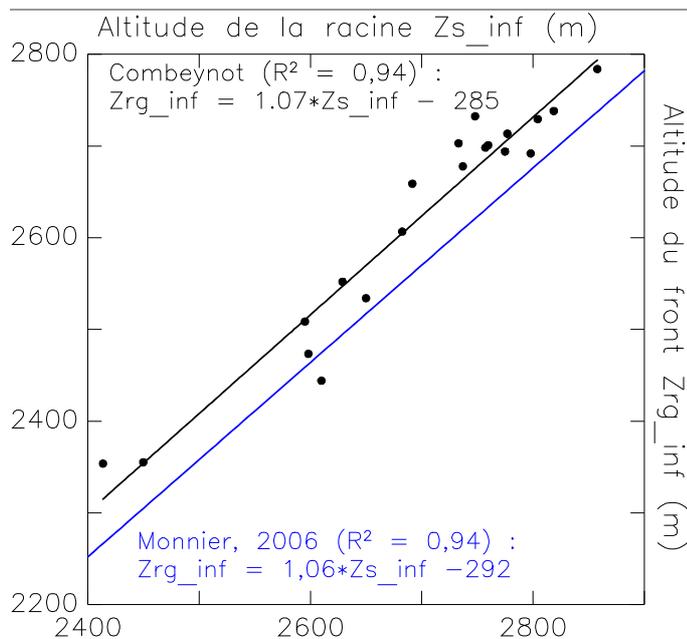
Figure VI-6 : Relation (régression linéaire) entre la radiation solaire potentielle reçue au sol (PSIR) et la température annuelle moyenne de l'air (MAAT) au niveau de la zone source (points bleus) et de la zone terminale (points rouges) des glaciers rocheux du massif du Combeynot. *Linear relationship between MAAT and PSIR at the rooting zone (blue points) and frontal zone (red points) of the rockglaciers of the massif.*

### 1.3.3. Relation entre les paramètres et la mise en place des formes fluantes

Reprenant partiellement, et sur un échantillon plus réduit ( $n = 26$  ici,  $n = 157$  pour la Vanoise), les approches morphométriques de Monnier [2006] sur les glaciers rocheux de la Vanoise, nous constatons également que la relation la plus forte ( $R^2 = 0,94$ ) est celle qui lie l'altitude de la racine des glaciers rocheux à celle de leur front (fig. VI-7). En revanche, contrairement à ce que trouve Monnier [2006], il n'est pas permis, à partir de cette relation et de notre échantillon (de taille plus réduite), de relier statistiquement les résidus du modèle de régression aux autres paramètres

morphométriques. Ainsi, la hauteur de la paroi et sa surface contributive ne semblent pas déterminer le développement des glaciers rocheux qui peuvent se former à leur pied.

Par ailleurs, une relation semble exister *de visu* entre la pente moyenne des glaciers rocheux et les résidus : la pente des glaciers rocheux à résidus négatifs, c'est-à-dire plus bas que ce que fournit le modèle, est de  $23^\circ$ , contre  $19^\circ$  pour les glaciers rocheux à résidus positifs, beaucoup plus nombreux. Reprenant les conclusions de Monnier [2006], cela suggère que les vitesses de progression plus élevées sur les pentes fortes peuvent expliquer les altitudes basses atteintes par certains fronts de glaciers rocheux.



**Figure VI-7 : Régression linéaire entre l'altitude de la racine des glaciers rocheux du massif du Combeynot (n = 26) et l'altitude de leur front. La relation similaire trouvée par Monnier [2006] dans la Vanoise est également indiquée en bleue (n = 157). Linear regression between root elevation and front elevation of the Combeynot Massif rockglaciers, and similar relationship as resulting from the work of Monnier [2006].**

## 2. Le modèle topoclimatique des Alpes du sud appliqué au massif du Combeynot

### 2.1. Formalisation de la relation entre l'altitude des glaciers rocheux dans les Alpes du sud, leur exposition et la distribution du pergélisol

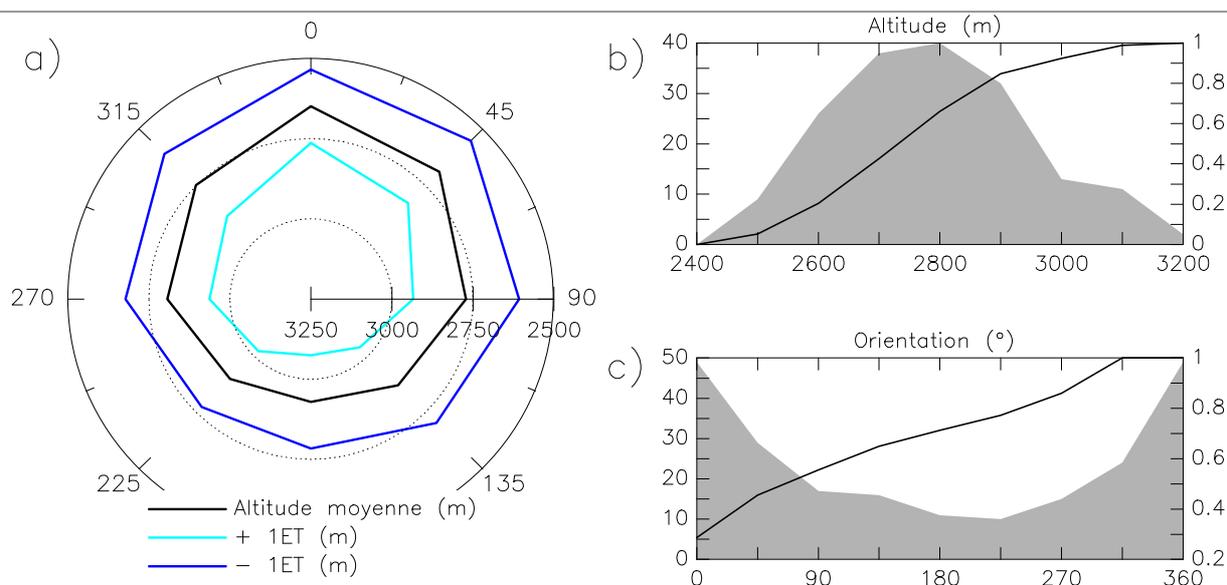
De nombreux chercheurs ont utilisé les glaciers rocheux actifs comme indicateurs de la présence de pergélisol de montagne, et ont proposé des modèles permettant de régionaliser la distribution de ce dernier à partir des conditions d'existence des glaciers rocheux, généralement appréciées au travers de l'altitude (qui traduit la température de l'air) et de l'orientation (qui traduit l'ensoleillement).

Suivant la démarche adoptée par Haerberli [1975], nous avons élaboré un premier modèle topoclimatique de distribution du pergélisol dans les Alpes du sud, basé sur un inventaire des indicateurs de pergélisol [Bodin, 2005b] et traité selon un protocole informatique fourni par P. Schoeneich (non publié). Cette base de données combine 141 indications de formes fluantes fraîches, relevées entre autres par Francou [1988] dans le Briançonnais, et 30 sondages électriques,

effectués principalement par Fabre et Evin (données tirées de [Evin, 1987a ; Fabre *et al.*, 1987 ; Fabre *et al.*, 1995 ; Assier *et al.*, 1996 ; Evin, 1996] et données non publiées de D. Fabre) sur les glaciers rocheux des Alpes du sud. Les données plus récentes, en particulier celles acquises par la méthode BTS [Bodin, 2003], n'ont pas été incluses car elles restent généralement délicates à interpréter, sans les croiser avec d'autres données, et ne sont de plus pas assez bien distribuées en terme de gamme d'altitude et d'orientation.

En dépit de l'hétérogénéité des données en terme de nature, d'altitude et d'exposition (fig. VI-8, b & c), cet inventaire couvre une large gamme de situations géomorphologiques pour lesquelles la présence de pergélisol est attestée, entre 44° et 45°N.

L'intérêt de cette approche réside dans l'exploitation de données éparses en vue de fournir une première idée de la distribution du pergélisol dans les Alpes du sud, et doit inciter à améliorer nos connaissances en matière de prospection du pergélisol de montagne.



**Figure VI-8 :** a) diagramme polaire (orientation en ° par rapport au N) des altitudes moyennes, et à  $\pm 1\sigma$ , des indicateurs de pergélisol (voir le texte pour les références) inventoriés dans les Alpes du sud ; b) fréquence relative (%) et cumulée des indicateurs selon leur altitude ; c) fréquence relative (%) et cumulée des indicateurs selon leur orientation. a) Polar diagram of the mean, and  $\pm 1\sigma$ , elevation of the permafrost indicators in the French Southern Alps; b) relative and cumulated frequency of the indicators according to their elevation; c) relative and cumulated frequency of the indicators according to their aspect.

## 2.2. Application au massif du Combeynot : quelle signification ?

Pour le territoire du Parc National des Ecrins, sur lequel nous disposons<sup>50</sup> du MNT50 (issu de la BDAlti de l'IGN) et de la cartographie des glaciers (à partir de la carte IGN TOP100, mise à jour à la fin des années 70), il apparaît, grâce au modèle topoclimatique, que la superficie totale probable du pergélisol (hors terrains dont la pente est supérieure à 40°, considérés comme rocheux et donc moins bien représentés par le modèle topoclimatique, et hors terrains englacés) atteint 112 km<sup>2</sup>. Cette approximation, mise en parallèle avec les 69 km<sup>2</sup> qu'occupaient les glaciers du PNE à la fin des années 70, donne une idée de l'étendue potentielle du pergélisol dans cette partie des Alpes, et incite également à améliorer nos connaissances dans la prospection du pergélisol, particulièrement dans le contexte actuel de fonte des glaciers alpins.

<sup>50</sup> Ces données nous ont été fournies par le service scientifique du PNE, dans le cadre du travail de thèse et de la réalisation des fiches d'inventaire du patrimoine géologique et géomorphologique.

En outre, l'application du modèle topoclimatique « Alpes du sud » au massif du Combeynot (fig. VI-9) fournit l'occasion d'une réflexion sur la notion d'échelle, spatiale essentiellement, dans les processus contrôlant la présence de pergélisol et dans la modélisation de sa distribution.

En dépit du choix arbitraire des statistiques altitudinales représentatives de la limite inférieure potentielle du pergélisol (très probable = [altitude moyenne des indicateurs -  $1\sigma$ ]; probable = [altitude moyenne des indicateurs]; possible = [altitude moyenne des indicateurs +  $1\sigma$ ]), la comparaison des résultats du modèle et de la répartition des formes fluantes fraîches appelle un certain nombre de remarques :

- Tout d'abord, il convient d'exclure les surfaces rocheuses de l'interprétation de la carte, le modèle ayant été conçu à partir d'observations de pergélisol affectant des formations superficielles. Or, comme mentionné précédemment (cf. chap. I, § 1), le régime thermique de ces dernières est contrôlé par des mécanismes différents de celui des parois rocheuses, principalement soumises à des échanges conductifs.

L'écart entre la limite inférieure du pergélisol de paroi (valeurs tirées de [Gruber *et al.*, 2004b]) et celle du pergélisol des formations superficielles semble ainsi varier entre 200 et 1000 m, selon l'exposition, le contexte topographique et géomorphologique.

- Ensuite, alors que les zones sources des glaciers rocheux observées se situent globalement dans, ou sont très proches de, l'emprise des limites du modèle, la plupart des formes fraîches observables sur le terrain s'étalent hors des limites du modèle, et ce pour toutes les orientations, exceptée l'est. Si les données d'altitude incluses dans le modèle concernent rarement la limite inférieure des glaciers rocheux (en prenant cet écart en compte, l'altitude de cette dernière devrait sans doute être abaissée d'une centaine de mètres), les glaciers rocheux du massif du Combeynot semblent tout de même localisés à des altitudes entre 100 et 200 m plus basses que celles proposées par le modèle. Les écarts se creusent surtout pour les glaciers rocheux orientés au sud (sites 2, 3 et 4 sur la carte), pour le glacier rocheux 1 de Laurichard (site 5) et pour le complexe glacier/glacier couvert/glacier rocheux du vallon du Fontenil (site 6).
- Par ailleurs, il existe des terrains, aux conditions topoclimatiques favorables à la présence de pergélisol d'après le modèle (sites 7 à 13), qui ne sont pas occupés par des glaciers rocheux. Certains sites sont, ou ont été jusqu'à peu, en partie couverts par des glaciers (sites 7 à 10). Ces derniers ont pu empêcher la formation de glaciers rocheux, soit par l'isolation thermique

qu'ils ont procurée au sol, soit par l'exportation des débris rocheux hors des secteurs où ils peuvent accumuler de la glace (sauf pour le cas du complexe du Fontenil, puisqu'un glacier rocheux semble prolonger le glacier et ses dépôts morainiques). Pour les autres secteurs, il faut faire appel à d'autres paramètres, tels que, sans doute, une litho-structure moins productrice de dépôts détritiques grossiers (site 13, dans les porphyroïdes et les grauwackes des versants E et NE du massif), ou une topographie et des processus défavorables (sites 11 et 12 : rôle de l'activité avalancheuse ?).

Enfin, ces remarques montrent nettement que l'application telle quelle du modèle « Alpes du sud » à un massif de taille modeste se heurte à la variété des conditions qui, à des échelles plus ou moins fines, modifient la distribution du pergélisol. L'ajout de données nouvelles (en complétant les inventaires de glaciers rocheux et de formes fluantes sur les secteurs, encore nombreux, où ils n'ont pas été effectués) au modèle topo-climatique, en augmentant la variété des contextes de présence du pergélisol, rapprochera évidemment le modèle d'une « réalité moyenne », tout en accroissant les gammes altitudinales représentatives.

L'utilisation de méthodes adaptées, statistiques (par ex. régression multiple ou logique floue) ou empiriques (par ex. formalisme type système-expert), pourrait permettre de surmonter la question de l'influence des paramètres locaux, mais exigera, quoi qu'il en soit, l'incorporation de données locales pour calibrer le modèle et valider ses résultats.

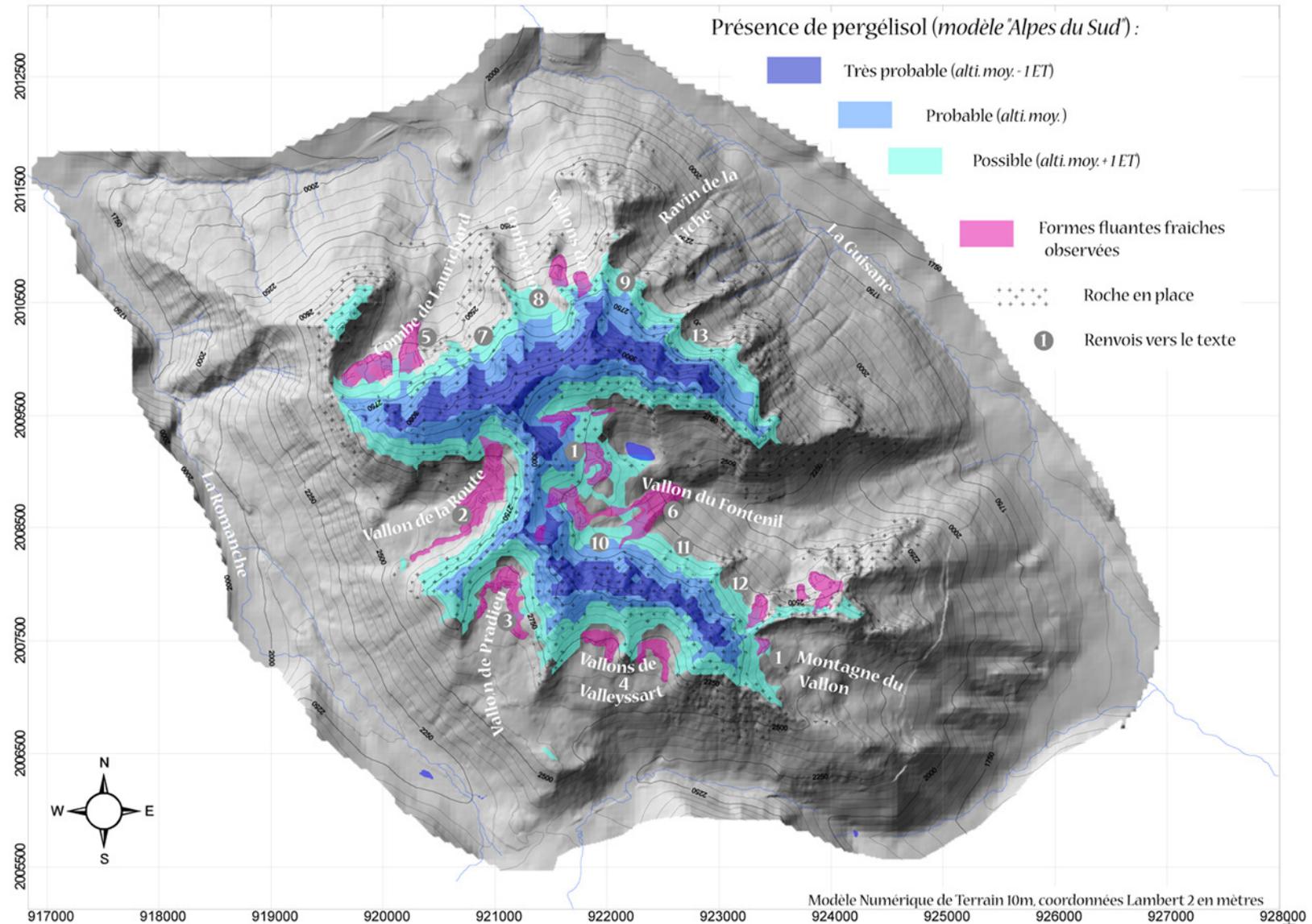


Figure VI-9 : Distribution potentielle du pergélisol sur le massif du Combeynot, d'après le modèle topoclimatique « Alpes du sud », et localisation des formes fluantes fraîches observées. *Potential permafrost distribution over the Combeynot Massif after the topoclimatic model of the Southern French Alps, and observed active creeping landforms.*

### 3. Une approche nouvelle pour reconstituer la WEqT (Winter Equilibrium Temperature) à l'échelle du massif

Il est courant d'utiliser les valeurs de la WEqT comme indicateurs de la présence potentielle de pergélisol. C'est sur ce principe que se basent la méthode BTS (cf. chap. III, § 2.3) et certaines méthodes de modélisation spatiale courantes qui en découlent [Hoelzle *et al.*, 1993 ; Gruber & Hoelzle, 2001 ; Janke, 2005]. Toutefois, comme on a pu le voir précédemment (cf. chap. IV, § 2), cet équilibre thermique nécessite des conditions nivo-météorologiques particulières qui, dans le cadre de notre étude, n'ont été rencontrées que durant l'hiver 2003-2004. Par ailleurs, l'élaboration d'un modèle de régionalisation requiert des données de terrain (mesures BTS) obtenues sur une gamme complète de situations topoclimatiques (c'est-à-dire à des altitudes et des orientations variées) et géomorphologiques (glaciers rocheux, bourrelets de fluage, roche en place, pied de versant ...). Or, les conditions nivo-météorologiques de l'hiver 2003-2004 (risque d'avalanche fréquent) et la configuration topographique du massif du Combeynot n'ont pas permis l'acquisition de telles mesures. Nous présentons donc ici une approche nouvelle<sup>51</sup> qui, passant outre ces limitations, vise à reconstruire la température de surface à l'équilibre sous le manteau neigeux (WEqT) à partir d'un jeu de données thermiques et d'hypothèses de similarité spatiale.

#### 3.1. Calibration d'un modèle statistico-empirique de la WEqT : principes et démarche méthodologique

##### 3.1.1. Hypothèses de départ

On cherche ici à quantifier l'état thermique moyen du sol au moyen de la température

relevée à l'interface sol/neige, lorsqu'un équilibre thermique suffisant a permis une bonne isolation thermique du sol par rapport à l'atmosphère.

Reflétant alors la température du sol dans ses premiers mètres sous la surface, la WEqT est essentiellement dépendante du bilan radiatif, c'est-à-dire de :

- l'insolation, particulièrement durant l'été ( $PSIR_{smr}$ ) où l'angle d'incidence du Soleil et la durée du jour sont importants (par ailleurs, l'influence de la PSIR est réduite le reste de l'année du fait de la présence de la neige) ;
- la température de l'air à une altitude donnée ( $MAAT_z$ ).

Par ailleurs, comme l'ont montré de nombreux travaux (cf. chap. I, § 1.3), le microclimat des éboulis grossiers produit un écart thermique négatif par rapport à l'air, qui contribue également à abaisser la température moyenne du sol.

Afin de quantifier la WEqT à la surface du massif du Combeynot, et d'estimer ainsi les conditions thermiques favorables à la présence de pergélisol lors de l'hiver 2003-2004, nous ferons les hypothèses de base suivantes :

1. L'influence thermique du rayonnement solaire sur le sol, c'est-à-dire la part, nécessairement positive, de la température du sol qui est due à l'énergie radiative solaire, est liée de façon linéaire à  $PSIR_{smr}$ . Soit  $a$  cette influence thermique, elle sera maximale lorsque  $PSIR_{smr} = PSIR_{max}$ , et est comprise entre 1 et 6°C [Marchenko *et al.*, 2006].
2. L'influence thermique des formations à blocs openwork (*thermal offset*), négative, est, en moyenne sur l'année et en présence d'un enneigement suffisant et homogène, constante et similaire en tout site de la tranche d'altitude considérée (2300-3200m). Cette influence, dénommée  $\beta$  dans le modèle et dont les valeurs fournies par la littérature fluctuent entre 3 et

<sup>51</sup> Mise au point grâce à une collaboration (stage de laboratoire, avril-juillet 2005) avec le *Glaciology and Geomorphodynamics Group* (dirigé par W. Haeberli), Université de Zurich, et aux conseils de certains de ses membres, M. Hoelzle et S. Gruber entre autres.

8°C (cf. chap. I, § 1.3), est estimée en considérant la situation où l'influence de l'insolation est faible.

3. Les valeurs de WEqT de deux sites sont d'autant plus proches que leurs caractéristiques topoclimatiques (PSIR, MAAT) sont similaires. Autrement dit, connaissant la WEqT d'un lieu, nous pouvons estimer celle d'un autre lieu aux conditions d'altitude et d'exposition identiques.

### 3.1.2. Elaboration d'un modèle de spatialisation de la WEqT

L'idée de ce modèle est donc de préciser l'influence relative des principaux paramètres qui contrôlent la WEqT, afin de reconnaître les terrains du massif susceptibles de présenter des WEqT négatives, révélatrices de la présence potentielle de pergélisol en profondeur.

#### 3.1.2.1. Structure du modèle

Ces hypothèses faites, nous établissons le modèle linéaire suivant :

$$WEqT = \alpha * \frac{\langle PSIR_{smr} \rangle}{PSIR_{max}} + \langle MAAT_z \rangle + \beta * \langle blocks \rangle + \varepsilon$$

Avec :

- $\varepsilon = WEqT_{mes} - WEqT_{mod}$ , et  $WEqT_{mes}$  = WEqT mesurée ;  $WEqT_{mod}$  = WEqT modélisée ;
- $\langle PSIR_{smr} \rangle$  = MNT10, insolation potentielle reçue au sol durant les mois de juin, juillet et août ;
- $\langle MAAT_z \rangle$  = MNT10, température annuelle moyenne de l'air ;
- $\langle blocks \rangle$  = MNT10, présence/absence de blocs grossiers en surface.

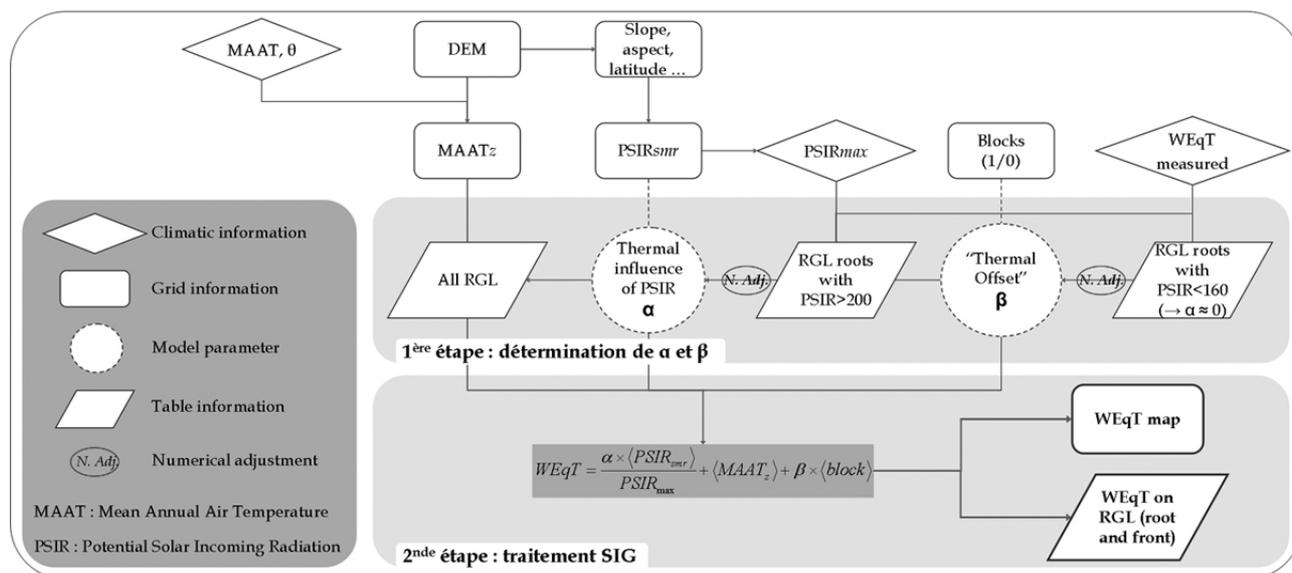


Figure VI-10 : Structure conceptuelle du modèle de spatialisation de la WEqT et description des étapes de calculs de la WEqT et de la cartographie associée (voir le texte pour la signification des termes). Source : Bodin *et al.* [2006], modifié. *Conceptual framework of the model of WEqT spatialisation and description of the procedure to compute WEqT.*

#### 3.1.2.2. Données de base

Les premières étapes (fig. VI-10) du modèle incluent la réalisation préalable :

- de la carte des températures moyennes annuelles de l'air

$\langle MAAT_z \rangle$ , avec l'application d'un gradient de 0,0062°C/m (cf. chap. II, § 3.1.3) sur la TAMA mesurée par les stations environnantes durant la

période 1975-2000, l'année 2003-2004 et l'année 2005-2006 ;

- de la carte d'insolation estivale  $\langle PSIR_{smr} \rangle$  (calculs du modèle TEBAL<sup>42</sup>, S. Gruber, Université de Zurich) et de laquelle se déduit la valeur de  $PSIR_{max}$  (= 275 W/m<sup>2</sup>) pour tout le massif du Combeynot ;
- de la carte des dépôts grossiers  $\langle blocks \rangle$ , déterminés sur la base des relevés de terrain et de l'orthophotographie aérienne de 1999 (carte binaire de présence/absence : 1/0).

Les données de terrain sont les mesures BTS effectuées à la surface de RGL1 (combe de Laurichard) au mois de mars 2004, lors d'un hiver bien enneigé, et dont les enregistrements thermiques ont montré qu'un équilibre thermique s'est effectivement mis en place à cette époque (cf. chap. IV, § 2.1). La moyenne des 17 valeurs BTS mesurées à la racine de RGL1, à l'altitude moyenne de 2587 m et pour une  $PSIR_{smr}$  moyenne de 161 W/m<sup>2</sup> ( $\sigma = 15$ ), s'élève à -3,44°C ( $\sigma = 0,64$ ), et à -3,54°C ( $\sigma = 1,40$ ) sur l'ensemble de RGL1.

Nous utilisons également les données recueillies durant l'hiver 2006, sur des formes fluantes fraîches de différents vallons du massif :

- combe de Laurichard (racine de RGL1, 40 points) : BTS moyenne = -4,90°C ( $\sigma = 0,88$ ) ;  $PSIR_{smr}$  moyenne = 165 W/m<sup>2</sup> ( $\sigma = 16$ ) ;
- vallon de Pradieu (pieds de versants adret, 26 points) : BTS moyenne = -3,77°C ( $\sigma = 0,83$ ) ;  $PSIR_{smr}$  moyenne = 231 W/m<sup>2</sup> ( $\sigma = 17$ ) ;

### 3.1.2.3. Calibration du modèle

La calibration du modèle ainsi défini passe par la minimisation (à l'aide d'un solveur numérique<sup>52</sup>) de la somme des résidus

$$\bar{\varepsilon} = \sqrt{\sum (WEqT_{mes} - WEqT_{mod})^2}$$
, en deux étapes utilisant deux jeux de données différents :

1. A partir des glaciers rocheux dont les racines sont localisées dans des conditions topoclimatiques (définies par  $PSIR$ ,  $MAAT$ ) proches de celle de RGL1 (c'est-à-dire peu ensoleillées, donc permettant de réduire l'influence de  $a$ ), nous utilisons les valeurs BTS effectuées en 2004 pour extraire l'influence thermique de la couche de blocs grossiers : pour 1975-2000,  $\beta = -3,90^\circ\text{C}$  ; pour 2003-2004,  $\beta = -3,95^\circ\text{C}$  ; pour 2005-2006,  $\beta = -4,54^\circ\text{C}$ . La somme des résidus s'élève à  $\bar{\varepsilon} = 0,23$  ;
2. A partir de glaciers rocheux dont les racines sont fortement ensoleillées, et pour lesquelles les mesures de 2006 à Pradieu donnent une idée des valeurs BTS, nous utilisons la valeur  $\beta$  de 2005-2006 pour calibrer l'influence thermique de l'insolation :  $a = 2,97^\circ\text{C}$ , pour des résidus  $\bar{\varepsilon} = 0,19$ .

## 3.2. Résultats : interprétations à différentes échelles

### 3.2.1. Les principaux résultats à l'échelle du massif

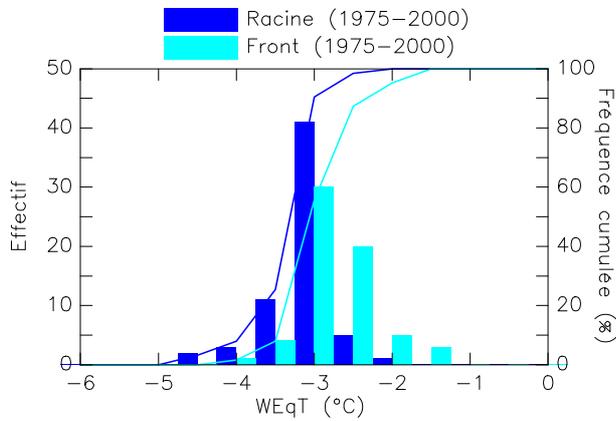
L'application du modèle ainsi calibré à l'ensemble du massif du Combeynot permet d'estimer les BTS moyennes à la racine et au front des glaciers rocheux frais (fig. VI-11) : respectivement -3,37°C ( $\sigma = 0,41$ ) et -2,99°C ( $\sigma = 0,49$ ).

Ces résultats indiquent que la plupart des glaciers rocheux d'allure fraîche semblent se trouver dans des conditions topoclimatiques favorables au maintien du pergélisol (fig. VI-11 et 12). Ainsi, les formes fluantes des vallons de la Route, de Pradieu ou de Valleyssart, très ensoleillés, restent dans des gammes de  $WEqT$  inférieures à -1°C, suggérant que l'influence thermique des formations superficielles à blocs peut effectivement compenser l'apport calorifique dû à l'ensoleillement.

<sup>52</sup> Solveur numérique, Microsoft ® Office Excel 2003, utilisant le code d'optimisation non linéaire « Generalized Reduced Gradient (GRG2) ».

En revanche, la localisation de certains fronts de glaciers rocheux (renvois 1, 2, 3 et 4, fig. VI-12) les place dans des ambiances thermiques plutôt chaudes et pose la

question des conditions ayant permis leur mise en place et leur maintien.



**Figure VI-11 : Distribution absolue et relative des WEqT modélisées à la racine et au front des glaciers rocheux, à partir des paramètres ajustés pour la période 1975-2000 ( $\alpha = 2,97^{\circ}\text{C}$  ;  $\beta = -3,90^{\circ}\text{C}$  ; voir le texte pour l'explication des paramètres). *Absolute and relative distribution of modelled WEqT on the root and the front of rockglaciers, with parameters adjusted from 1975-2000 datasets.***

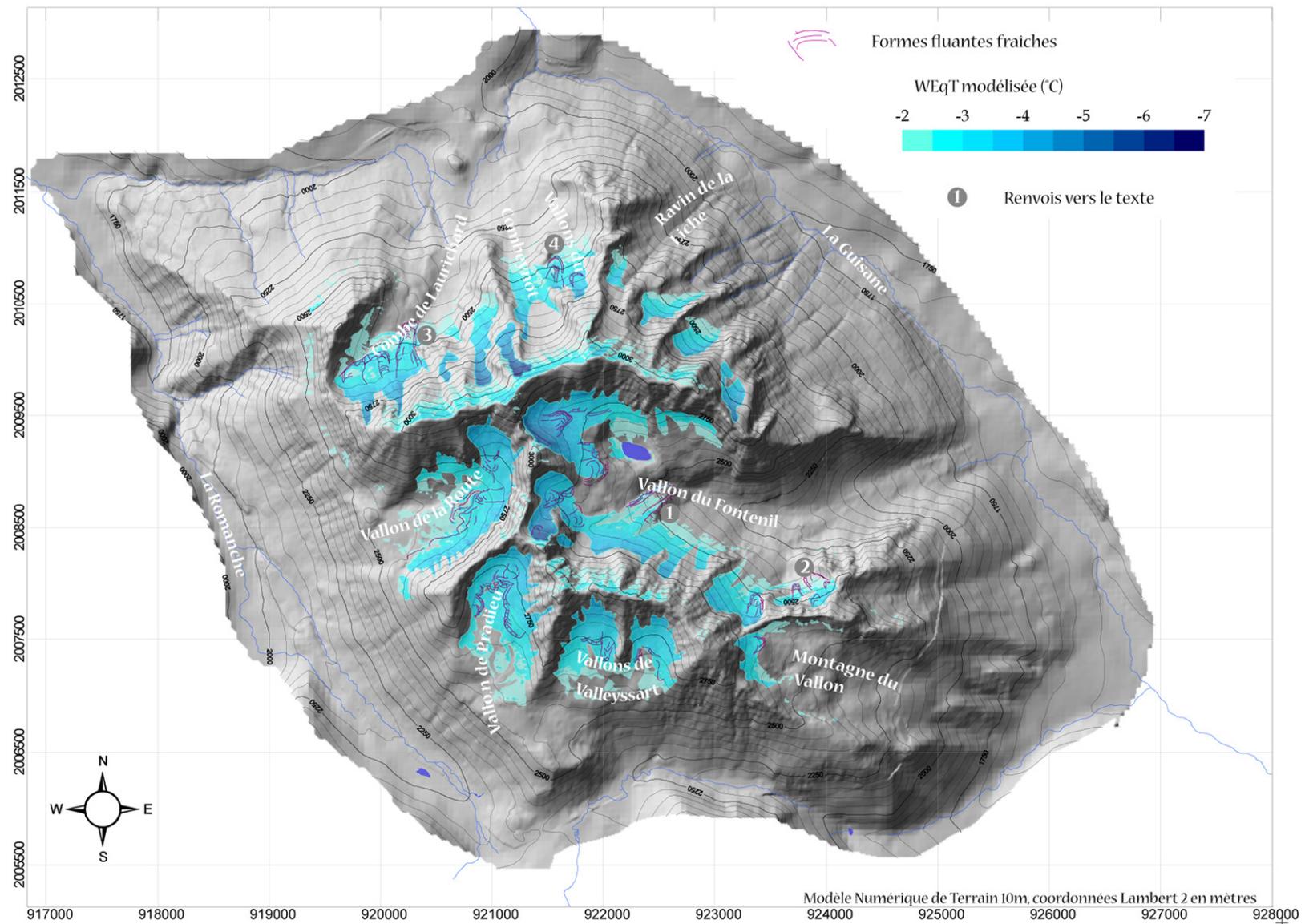


Figure VI-12 : Modélisation des WEqT à la surface du massif du Combeynot par une approche statistique ajustée sur les données thermiques acquises à la racine des formes fluantes actives. *Spatial modelling of the WEqT on the Combeynot Massif thanks to a statistical adjustment of the thermal data on the rooting zones of the active creeping landforms (red lines).*

### 3.2.2. Première validation du modèle : la distribution des WEqT dans la combe de Laurichard

La combe de Laurichard, au sein de laquelle plusieurs campagnes de mesures BTS (sur RGL1) ont été effectuées, permet de tester la validité de l'approche proposée ici. Le modèle ayant été calibré avec les valeurs de WEqT relevées à la racine de RGL1, une première validation est proposée en utilisant les données sur l'ensemble de la forme.

La comparaison des WEqT modélisées (fig. VI-13) et des WEqT mesurées (lors de la campagne BTS 2004, cf. chap. IV, § 3.1) à la surface de RGL1, montre ainsi une bonne cohérence ( $R^2 = 0,86$ ), satisfaisante dans l'ensemble (fig. VI-14). A l'échelle du versant, l'augmentation significative des WEqT réelles, bien reproduite par le modèle, est donc sans doute imputable pour partie à l'accroissement de l'insolation (les valeurs étant ensuite « coupées » à 0°C par le « *curtain effect* »).

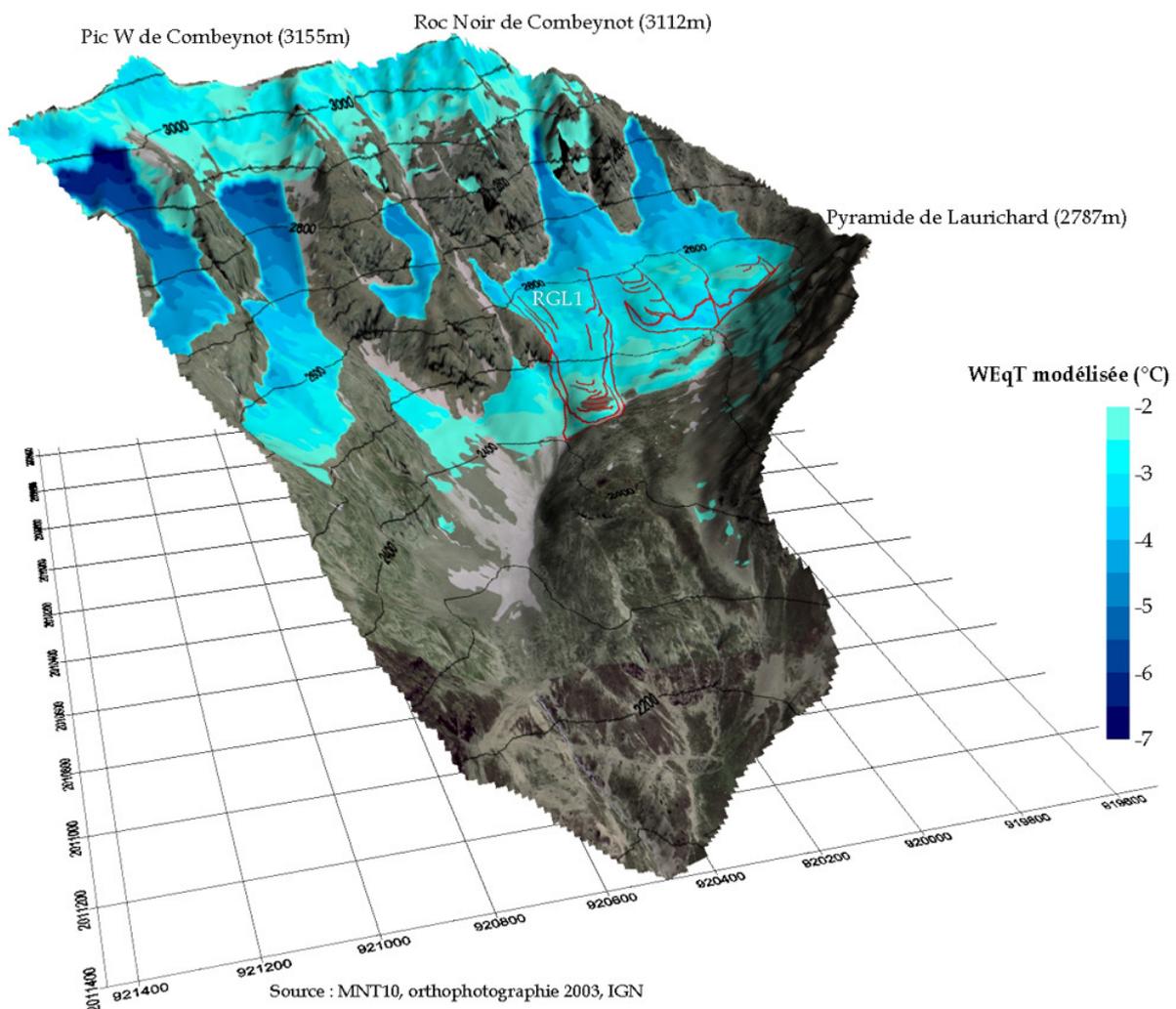
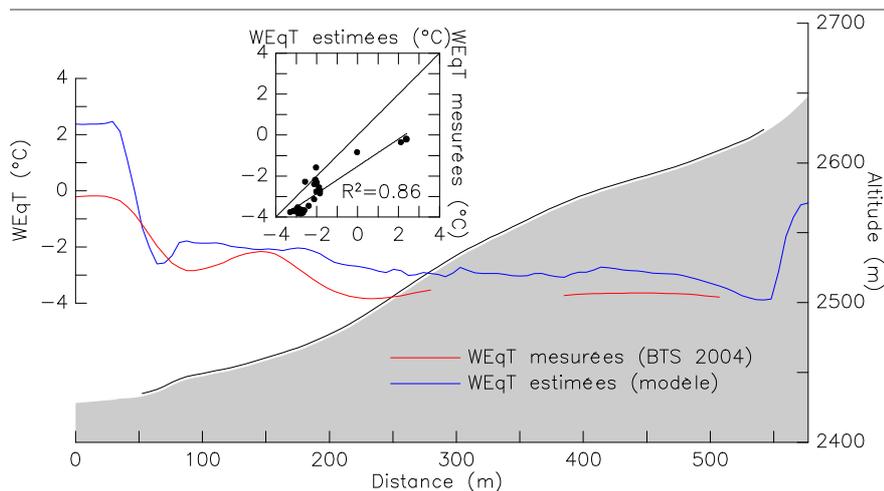


Figure VI-13 : Cartographie 3D des WEqT modélisées dans la combe de Laurichard, et limites des principales formes fluantes actives (trait rouge). *3D map of modelled BTS in the Combe de Laurichard, and delineation of the permafrost related landforms (red line).*



**Figure VI-14 : Comparaison entre les WEqT mesurées par la méthode BTS en 2004, et les WEqT modélisées à la surface de RGL1 (profil topographique en grisé ; le glacier rocheux est délimité par la courbe noire). Comparison between measured (BTS, winter 2004) and modelled WEqT on RGL1 surface.**

Le modèle semble donc apte à reproduire une partie des contrôles thermiques du sol, bien que dans le détail la variabilité réelle de la WEqT implique l'influence de paramètres locaux non pris en compte par le modèle. Ainsi, l'apport de pergélisol par le fluage du mélange glace/débris permet sans doute ici le maintien du pergélisol sur des terrains où le bilan thermique en surface est plutôt doux, avec des WEqT proches de 0°C (fig. IV-28 et VI-14).

### 3.2.3. Distribution des WEqT et écarts au modèle : le vallon du Fontenil

Dans le vallon du Fontenil, l'écart le plus important concerne le complexe glacier/glacier couvert/glacier rocheux (fig. VI-15). La morphologie de cet ensemble reflète toute la complexité des interactions spatiales et temporelles entre les dynamiques glaciaires et les dynamiques périglaciaires. Le couplage de ces deux dynamiques, au sein d'un secteur « mixte » (renvoi 2, fig. VI-15) où des moraines latérales s'élèvent au dessus de sillons longitudinaux de fluage, a sans doute permis la progression du front jusque sur des terrains dont les conditions topo-climatiques semblent défavorables au pergélisol (renvoi 3).

On peut supposer que l'apport important de glace depuis le bassin glaciaire (renvoi 1) s'est combiné à une abondante fourniture détritique, autorisant, à certaines époques, un

développement important de la forme et une compensation de la fonte de la partie inférieure de la langue. L'équilibre entre les deux dynamiques s'est vraisemblablement réalisé plus ou moins haut dans le bassin, comme semble l'indiquer la présence d'un front de glacier rocheux ancien légèrement en aval du front actuel (renvoi 4).

### 3.2.4. Distribution des WEqT et écarts au modèle : les vallons du Combeynot N

Nous retrouvons ici un exemple de relations entre un appareil glaciaire (renvoi 1, fig. VI-16), aujourd'hui moribond, et un ensemble de formes périglaciaires (renvois 3 et 4). L'important rempart morainique (renvoi 2) est par endroit noyauté de glace (sur son flanc gauche), ailleurs il est profondément raviné, tandis que son flanc droit côtoie deux glaciers rocheux superposés (renvoi 3).

Alors que la majorité des glaciers rocheux s'enracinent dans des terrains où la WEqT est comprise entre -3 et -4°C, comme c'est le cas du glacier rocheux localisé légèrement plus haut (renvoi 4), les deux formes décrites ci-dessus (renvoi 3) ne semblent pas bénéficier de telles conditions froides, particulièrement la plus récente. La modélisation des WEqT ajoute donc un argument aux indices morphologiques suggérant une mise en place et une évolution des formes conditionnées par la proximité de l'appareil glaciaire (cf. chap. VII, § 1).

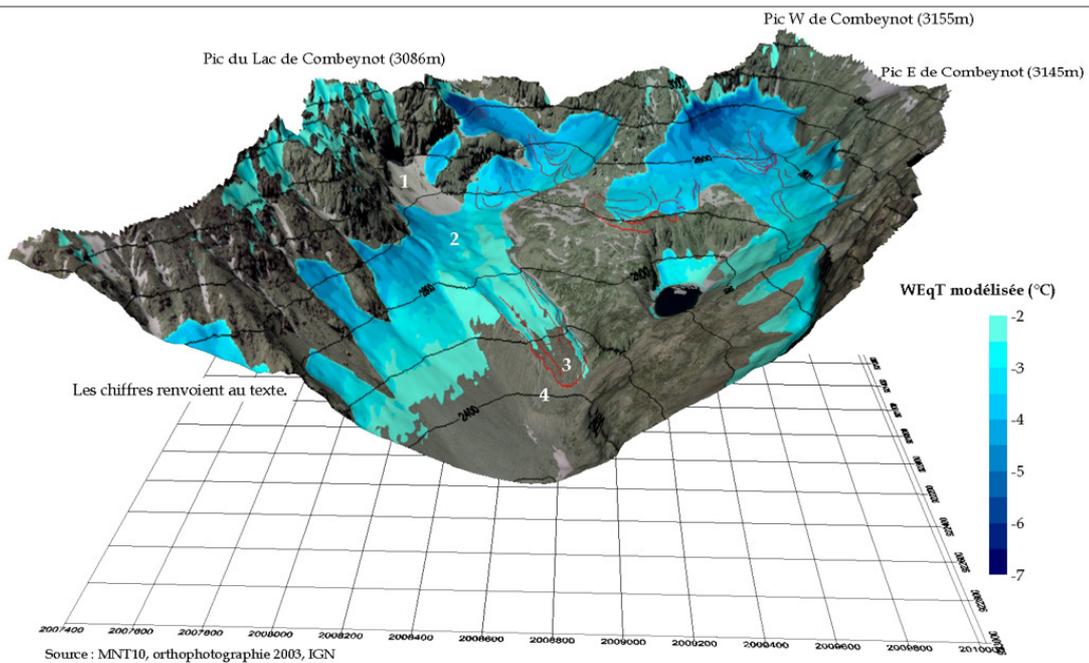


Figure VI-15 : Cartographie 3D des WEqT modélisées dans le vallon du Fontenil, et limites des principales formes fluantes actives (trait rouge). *3D map of modelled BTS in the Vallon du Fontenil, and delineation of the permafrost related landforms (red line).*

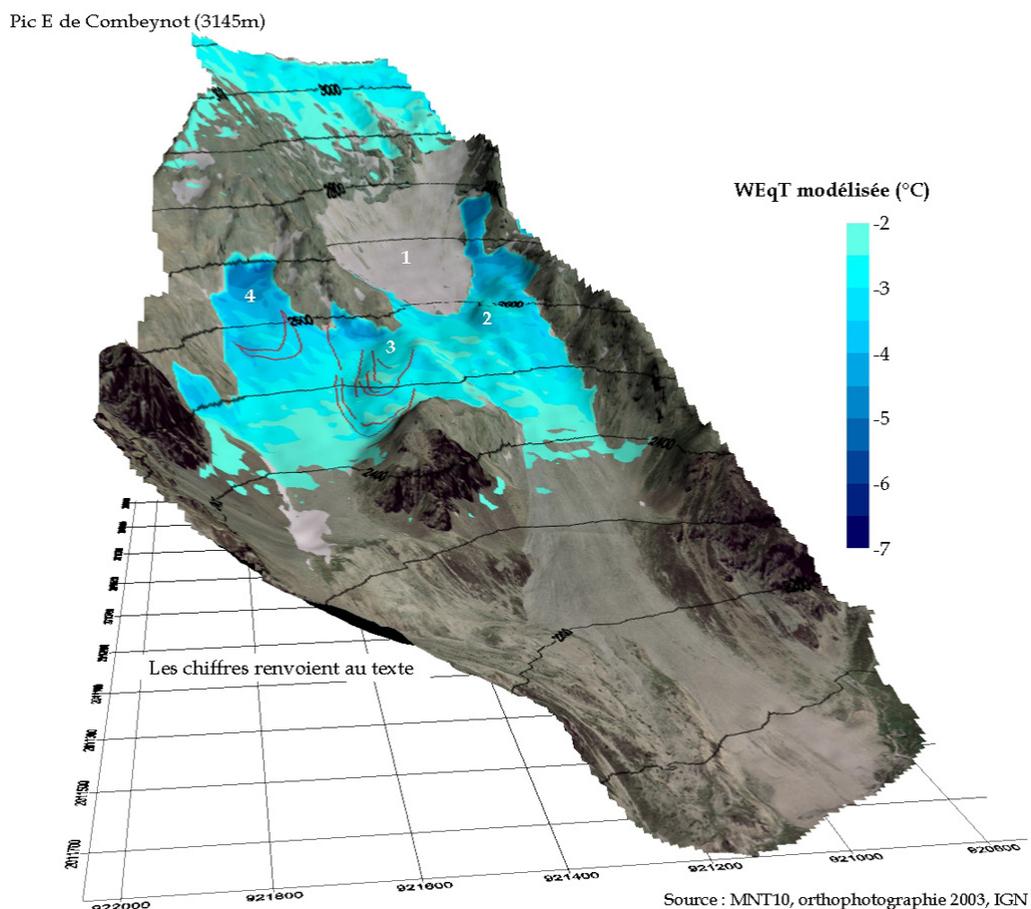


Figure VI-16 : Cartographie 3D des WEqT modélisées dans les vallons du Combeynot N (les n° renvoient à des sites discutés dans le texte), et limites des principales formes fluantes actives (trait rouge). *3D map of modelled BTS in the Vallons de Combeynot N, and delineation of the permafrost related landforms (red line).*

### 3.3. Intérêts, limites et améliorations souhaitables du modèle de spatialisation des WEqT

Sans prétendre fournir une quantification précise de l'état thermique de surface en période d'équilibre hivernal, le modèle présenté ici cherche avant tout à estimer les parts respectives de paramètres importants, et spatialisables à des degrés variables, dans la répartition du pergélisol. Ainsi, les différences d'insolation pourraient provoquer des écarts thermiques de presque 3°C, tandis que la présence d'une couverture détritique grossière abaisserait la WEqT de 4,5°C. Au final, à l'échelle du massif, la distribution des formes fluantes fraîches correspond relativement bien aux champs estimés de WEqT, et les limites inférieures du pergélisol peuvent ici être approchées par l'isotherme -2°C.

Toutefois, comme l'ont montré les exemples précédents, cette approche laisse de côté un certain nombre de processus locaux, passés ou actuels, qui peuvent modifier notablement

les contextes topoclimatiques et géomorphologiques. Les études de cas du chapitre suivant viendront encore confirmer cela, et doivent donc inciter d'une part à poursuivre la collecte de données de terrain, en particulier pour mieux cerner les contrôles topoclimatiques locaux, et d'autre part à recourir à des approches physiques plus élaborées.

Si le modèle présenté ici inclut une base physique (les calculs de PSIR), il ne prend évidemment pas en compte le bilan radiatif complet de la surface du sol, pas plus que l'influence du manteau neigeux sur ce dernier, le rôle des circulations d'eau et d'air ou l'influence rétroactive du pergélisol lui-même sur le bilan thermique en surface. De nouvelles approches à base physique incluant certains de ces processus sont aujourd'hui en cours de validation (par ex. [Gruber, 2005 ; Noetzli *et al.*, 2005]), mais restent pour l'instant délicates à appliquer sur des terrains où les données de base (climatiques, topoclimatiques entre autres) sont trop restreintes.

---

*La combinaison de la cartographie géomorphologique et de différents types de modèles spatiaux s'est révélée, sous plusieurs aspects, fructueuse pour l'étude de la distribution du pergélisol à l'échelle du massif du Combeynot. Ainsi, une correspondance entre la localisation des glaciers rocheux et les deux principaux paramètres topoclimatiques a pu être formalisée, suggérant que l'initiation et la progression des formes fluantes sont contraintes par l'insolation et la température de l'air. Reprenant cette idée, un modèle statistico-empirique permettant d'estimer les conditions thermiques en surface durant l'équilibre hivernal a été élaboré. Si la validation des résultats et l'appréciation de leur précision restent délicates, du fait entre autre de données peu abondantes car difficiles à acquérir, l'ajustement du modèle à des cas connus permet de constater les régularités de la distribution du pergélisol à l'échelle du massif, coïncidant avec l'isotherme WEqT -2°C. Evidemment, les écarts au schéma restrictif défini par le modèle montrent que la localisation du pergélisol est également soumise à des processus locaux interagissant entre eux et avec les conditions topoclimatiques plus générales. Des études plus détaillées, au niveau de la forme et de son environnement géomorphologique, sont donc nécessaires afin de préciser les modalités de ces emboîtements d'échelles et de dégager des représentations plus fines du fonctionnement et de l'état actuel du pergélisol.*

---



## Chapitre VII – LA DISTRIBUTION DU PERGÉLISOL DANS LES VALLONS DU MASSIF DU COMBEYNOT : QUATRE ETUDES DE CAS

---

*Afin de compléter l'approche spatiale à grande échelle et de distinguer les influences globales des contrôles locaux, des méthodes d'étude du pergélisol variées ont été combinées dans différents types d'environnement, avec pour objectif de déterminer où et comment s'y rencontre le pergélisol. Les analyses géomorphologiques et les modèles spatiaux préliminaires ont ainsi été généralement poursuivis par des mesures BTS et des sondages électriques, permettant, sur les quatre vallons prospectés, de compléter et de préciser les travaux de régionalisation précédents. L'originalité géomorphologique de chaque site a fourni par ailleurs des supports de réflexion variés sur les conditions de mise en place des paysages associés, de près ou de loin, au pergélisol. Ainsi, dans le vallon du Combeynot N se côtoient un glacier aux bilans très déficitaires et plusieurs glaciers rocheux en apparence actifs. La combe de Laurichard est, quant à elle, morphologiquement marquée par un fort contraste ubac/adret, que les nombreux travaux passés et actuels permettent de mieux cerner. Enfin, les vallons de la Route et de Pradieu constituent deux complexes de formes périglaciaires très développées dans des conditions d'ensoleillement important, où s'entremêlent les unités actives et les unités dégradées.*

---

### 1. Les vallons du Combeynot Nord

#### 1.1. Le contexte géomorphologique : quelles relations entre le glacier, ses moraines et le glacier rocheux ?

Le contexte géomorphologique des vallons du Combeynot Nord (fig. VII-1) en fait un site à la fois intéressant du point de vue géomorphologique, puisqu'une grande partie du cortège des formes glaciaires et périglaciaires typiques des hautes montagnes tempérées s'y retrouve, et du point de vue pédagogique, puisqu'il est directement observable depuis le col du Lautaret.

L'appareil glaciaire qui se développe entre 2575 et 2900 m d'altitude montre, par la quasi-absence de zone d'accumulation et de crevasses et par l'importance du recouvrement morainique, des signes évidents de déséquilibre par rapport aux conditions climatiques actuelles. La moraine latéro-frontale, édifiée par le glacier au Petit Age de Glace, occupe une place remarquable dans le paysage, d'une part par son volume important et d'autre part par la présence de

profondes cicatrices d'érosion provoquée par les déstockages d'eau de fonte. Par ailleurs, des observations de glace faites sur le flanc externe de la moraine en rive gauche ainsi que le contact avec un glacier rocheux en rive droite amènent à s'interroger sur la nature des relations entre le glacier et le pergélisol, et sur leur conséquences en termes de morphodynamique. C'est précisément pour répondre à ces questions que des mesures géoélectriques ont été mises en œuvre.

#### 1.2. L'apport des mesures géoélectriques

Situés à proximité d'un des deux principaux glaciers du massif (le second se trouvant dans le vallon du Fontenil), les sondages effectués dans les vallons du Combeynot N (fig. VII-2) visaient à déterminer la présence ou non de glace au sein du glacier rocheux qui jouxte la branche gauche de la moraine (photo 2, fig. VII-1). Cette unité, qui chevauche un second glacier rocheux de taille plus importante, présente une morphologie caractéristique faite de sillons et de bourrelets, et une texture

fermée en surface qui semble indiquer qu'elle s'est développée à partir de matériaux morainiques.

L'altitude du glacier rocheux (2450-2600m) et la faible insolation ( $<160\text{W.m}^{-2}$ ) qu'il reçoit pourraient laisser supposer que la forme est active, tout comme le glacier rocheux de Laurichard, localisé dans des conditions topoclimatiques très proches. Toutefois l'absence évidente de racines, la végétalisation amorcée de la forme et l'allure du talus latéro-frontal suggèrent plutôt l'inactivité du glacier rocheux, voire une absence de glace interne.

### 1.3. Le pergélisol à l'échelle des formes

Deux sondages verticaux transverses ont donc été réalisés en collaboration avec Denis Fabre en août 2006, l'un (*RGLCombN\_06\_1*) à 2520 m, l'autre (*RGLCombN\_06\_2*) 30m plus haut, à proximité du contact avec la moraine (fig. VII-2).

La dispersion des valeurs de *RGLCombN\_06\_1* montre de larges hétérogénéités latérales dans la structure du glacier rocheux, dues sans doute à la ligne de sondage, qui, pour des raisons matérielles (longueur de la ligne de mesure), recoupe

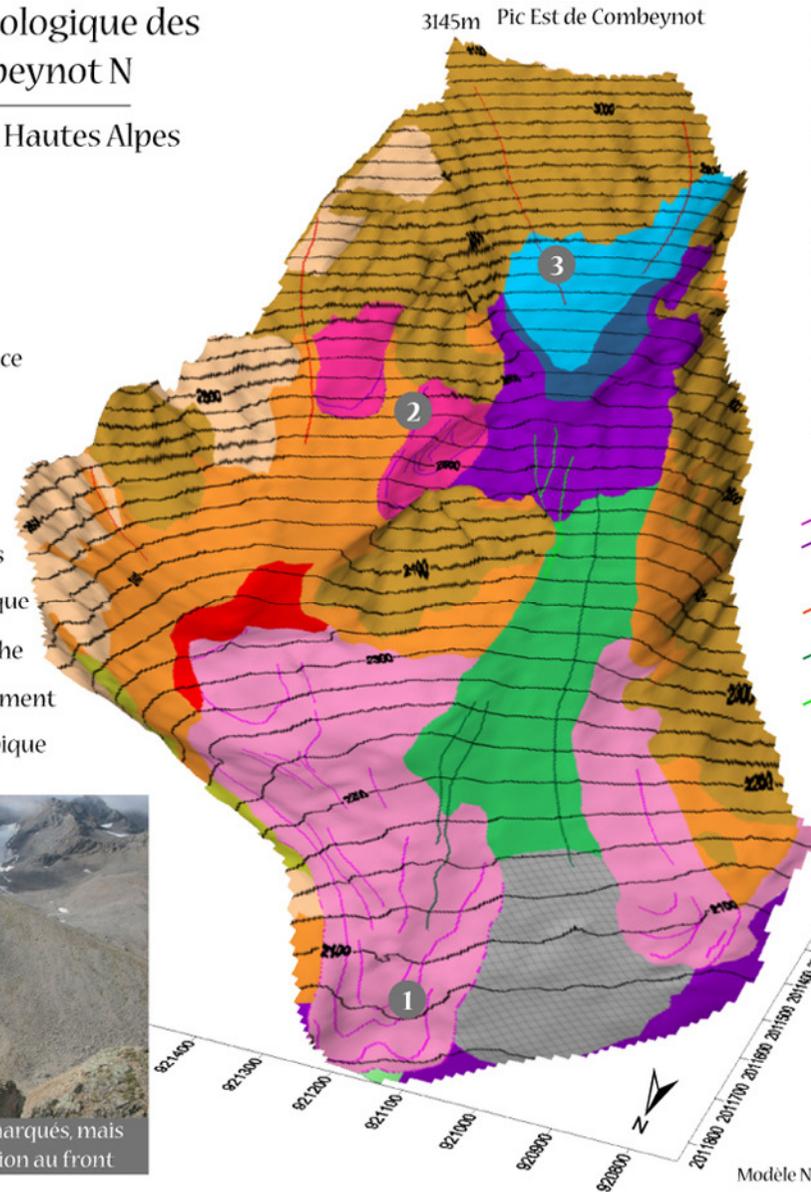
trois bourrelets différents. En revanche, les valeurs maximales mesurées sont peu élevées ( $\rho_a^{max} = 25 \text{ k}\Omega\cdot\text{m}$ ), et sont toutes très proches de la surface, ce qui, en utilisant un modèle tri-couches, suggère une absence vraisemblable de glace en profondeur. Plus en amont, *RGLCombN\_06\_2* affiche des valeurs de résistivité également faibles, bien que la couche 3, avec une résistivité interprétée de  $38 \text{ k}\Omega\cdot\text{m}$ , pourrait contenir une très faible proportion de glace tempérée. Toutefois, la profondeur de cette couche (entre 3 et 6 m) rend cette hypothèse peu crédible, et nous conduit à interpréter cette valeur comme un niveau de matériaux grossiers (faibles contacts entre les blocs). Ces derniers peuvent correspondre soit aux blocs éboulés du front du glacier rocheux et recouverts par son avance (effet de « tapis roulant »), soit à la couche superficielle du glacier rocheux relique recouvert par la forme prospectée. Excepté ce niveau grossier, la faiblesse générale des résistivités (en particulier par rapport aux autres sondages réalisés dans le massif, granitique, du Combeynot) est cohérente avec l'hypothèse d'un corps sédimentaire composé de matériaux morainiques qui, contenant une fraction fine suffisamment importante pour permettre le stockage d'eau, abaissent la résistivité apparente.

## Contexte géomorphologique des vallons du Combeynot N

Massif du Combeynot, Hautes Alpes

### Légende

- Roche en place
- Eboulis
- Eboulis sur roche en place
- Dépôts morainiques
- Glacier
- Glacier couvert
- Dépôt périglaciaire frais
- Dépôt périglaciaire relique
- Eboulis mixte à avalanche
- Eboulis mixte à ruissellement
- Aménagement anthropique

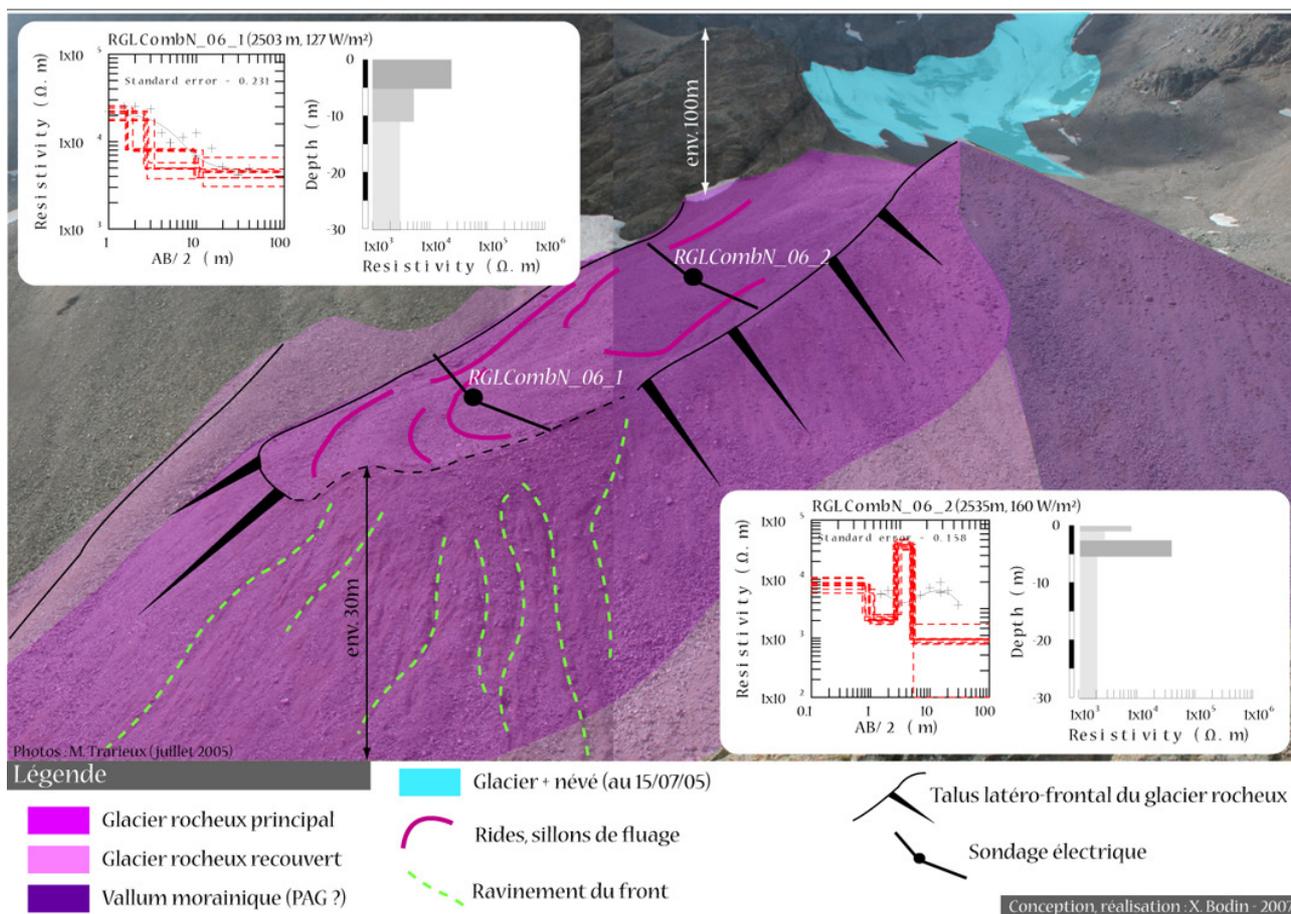


- Sillons et rebords de talus de forme fluante fraîche ou relique
- Couloirs d'avalanche
- Lave torrentielle
- Incision fluviale



Modèle Numérique de Terrain 10m, coordonnées Lambert 2 en mètres

Figure VII-1 : Contexte géomorphologique des vallons du Combeynot N (le glacier rocheux étudié figure sur la photographie n°2). *Geomorphological context of the Vallons du Combeynot N.*



**Figure VII-2 : Les différentes unités géomorphologiques en présence dans le haut vallon du Combeynot Nord et les deux sondages géoélectriques. *Geomorphic units within the upper Combeynot N catchment and the geoelectrical soundings.***

#### 1.4. Le pergélisol à l'échelle du vallon : un glacier rocheux sous la dépendance des fluctuations glaciaires

Le profil topographique du complexe glacier/moraine/glacier rocheux (fig. VII-3) montre clairement que la surface du glacier rocheux est située 40 m au dessus du niveau du glacier actuel. Or, l'allure et l'altitude de la crête morainique, là où cette dernière n'a pas été détruite, suggèrent que le glacier a atteint, durant son maximum du PAG, un niveau probablement équivalent à la surface du glacier rocheux supérieur.

Or, si l'on considère une vitesse de progression du glacier rocheux supérieur de 0,1 à

0,3 m.a<sup>-1</sup>, il apparaît que l'ampleur de la forme (approx. 240 m x 120 m x 30 m) nécessite un temps de mise en place compris entre 2400 et 800 ans. Au temps requis pour la construction du glacier rocheux doit en outre s'ajouter la durée nécessaire à sa

dégradation (plusieurs décennies à plusieurs siècles), rendant très improbable une mise en place du glacier rocheux durant le PAG (entre le XIV<sup>ème</sup> et le XIX<sup>ème</sup> s.).

Ces considérations nous amènent à proposer une mise en place du glacier rocheux durant une période antérieure au PAG (fig. VII-4). Le glacier et sa moraine latéro-frontale, stationnant alors sur un replat où les conditions topoclimatiques étaient favorables au pergélisol, ont alimenté en glace et en débris une forme fluante, profitant de la pente pour se développer sur le dos d'un ancien glacier rocheux. Par la suite, l'abaissement de la Ligne d'Equilibre Glaciaire a provoqué un gonflement du glacier qui s'est traduit, au niveau du contact avec le glacier rocheux, par une diminution du volume de matériaux morainiques disponibles pour ce dernier. Cette

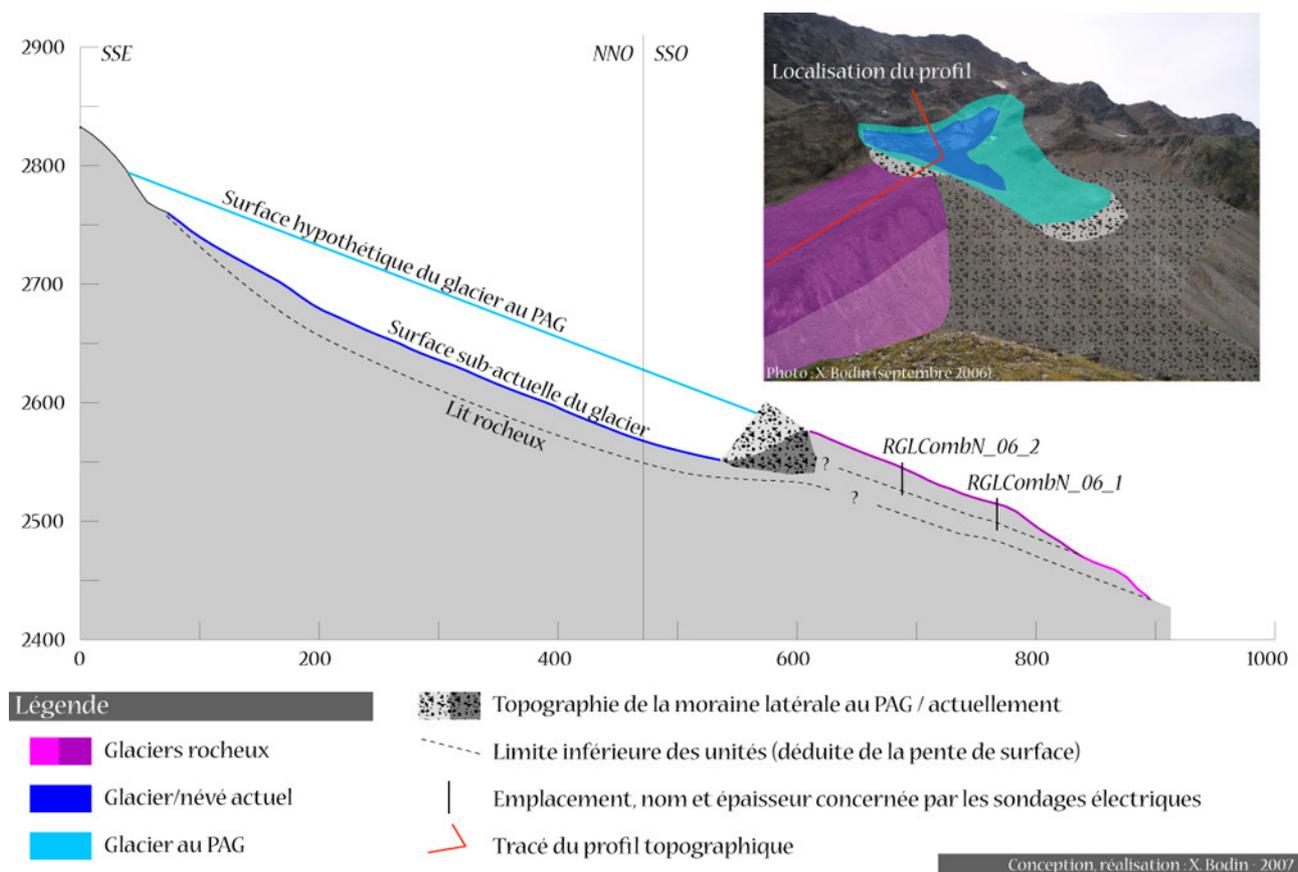
désactivation dynamique<sup>53</sup> a stoppé la croissance du glacier rocheux, qui s'est affaissé, à la fois par la fonte de son noyau de glace et par les ultimes étirements qu'il subissait.

Il est probable que les récurrences glaciaires de l'Holocène aient plusieurs fois provoqué ce scénario. Les niveaux variables atteints par le glacier et sa moraine, et le fluage de cette dernière, auraient ainsi constitué les deux glaciers rocheux superposés.

La distribution et l'état du pergélisol sur le site du vallon du Combeynot N sont donc en

grande partie dépendants du fonctionnement du glacier, et des fluctuations, sur un espace restreint et à des cadences différentes, de la Ligne d'Equilibre Glaciaire et des isothermes à la surface du sol. Ainsi, en sus des conditions topoclimatiques favorables au niveau de ses racines, le développement du glacier rocheux prospecté n'a été possible que parce que des matériaux morainiques ont servi de source. Le recul glaciaire a entraîné l'arrêt de l'alimentation en débris et en eau liquide du pergélisol formant le glacier rocheux, dont une grande partie s'est de plus trouvé dans des conditions topoclimatiques devenues défavorables du fait de la remontée des isothermes.

<sup>53</sup> Selon le concept de Barsch, D. (1996). Rock glaciers : Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. Berlin, Heidelberg, New York. 331 p., et qui s'oppose à la désactivation climatique.



**Figure VII-3 : Profil topographique du complexe glacier/moraine/glaciers rocheux du vallon du Combeynot Nord et interprétation géomorphologique déduite des sondages verticaux. Topographic cross-section (grey) and geomorphological interpretation of the glacier/moraine/rockglacier complex of the Combeynot N valley.**

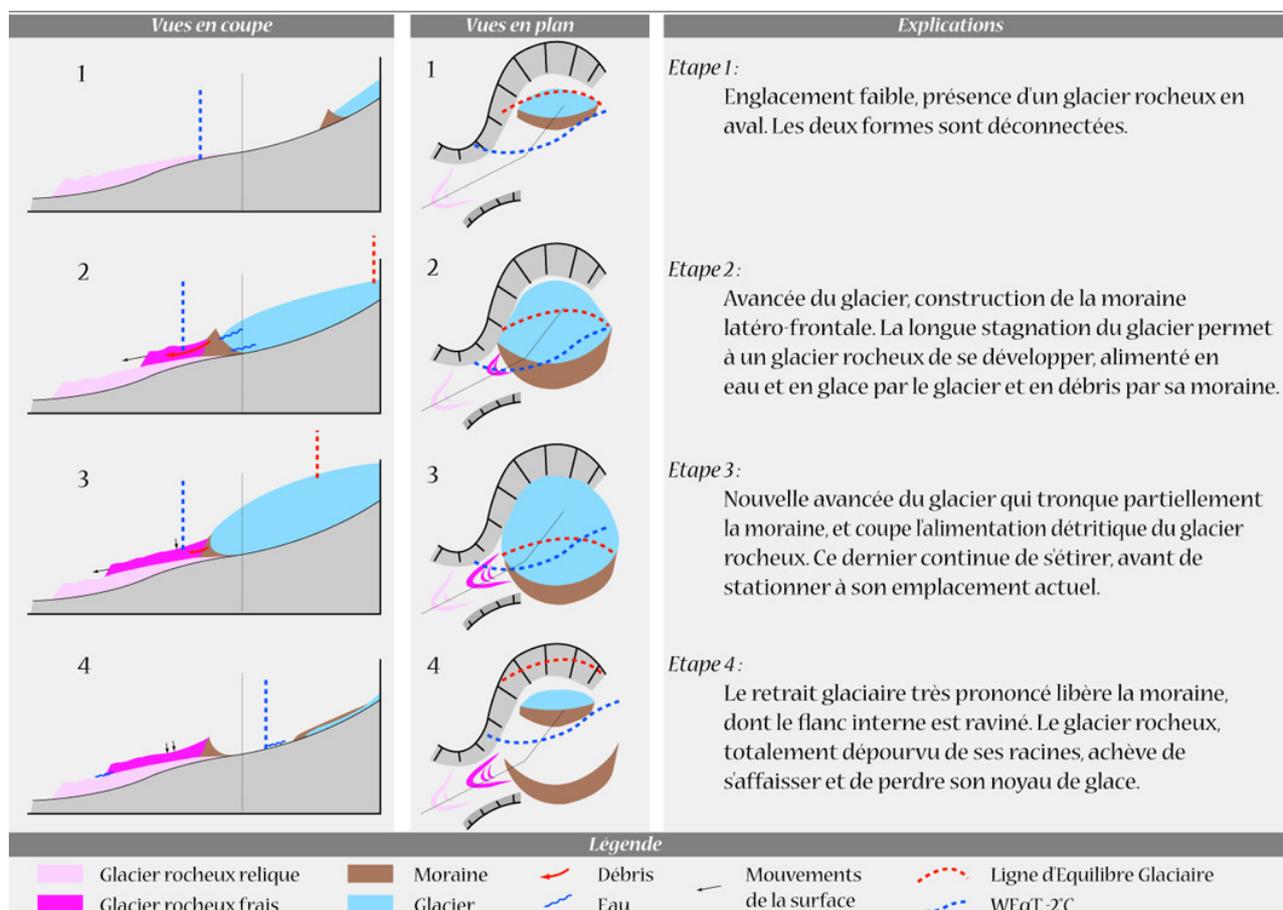


Figure VII-4 : Hypothèse de mise en place du paysage dans le haut vallon du Combeynot N d'après les données géomorphologiques et géophysiques. *Hypothesis of the landscape formation in the Vallon du Combeynot N thanks to geomorphological and geoelectrical data.*

## 2. La Combe de Laurichard

Largement décrite par Francou dans sa thèse de 3<sup>ème</sup> cycle [1981], la combe de Laurichard constitue depuis un site privilégié pour l'étude des dynamiques et des formes périglaciaires. Outre le suivi thermique, mené par cet auteur au début des années 80 puis repris pour notre étude (cf. chap. IV), et le suivi géodésique (cf. chap. V), un grand nombre de mesures géoélectriques (21 sondages verticaux entre 1986 et 2007, deux tomographies électriques) ont été effectués en divers sites de la combe [Francou & Reynaud, 1992 ; Francou *et al.*, 1999 ; Bodin *et al.*, 2007a]. La combinaison de ces différentes approches permet aujourd'hui de proposer une vision relativement précise du pergélisol de la combe et de l'environnement géomorphologique dans lequel il s'insère.

### 2.1. Le contexte géomorphologique : quels facteurs de dissymétrie ubac/adret ?

Au-delà d'une modeste différenciation lithologique (adret complètement taillé dans le gneiss, alors que le granite n'occupe l'ubac qu'à partir de 2600 m d'altitude), l'adret et l'ubac de la combe se distinguent avant tout par l'ampleur des versants : 700 m en ubac, 350 m en adret, de la partie amont du talweg (> 2400 m) jusqu'aux crêtes sommitales (entre 2700 et 3100 m). Ce contraste topographique accentue l'effet d'ombrage de l'ubac et son déficit d'ensoleillement, en plus d'y provoquer un effet de domination aux conséquences morphodynamiques évidentes. Ainsi, alors que le versant adret voit se développer de modestes bourrelets de fluage (photo 1, fig. VII-5) au pied de talus d'éboulis travaillés par l'action des avalanches et partiellement végétalisés, le versant opposé est marqué par l'étagement d'une haute

corniche rocheuse, d'un talus d'éboulis largement repris par le fluage et de quatre glaciers rocheux (notés RGL1 à RGL4 sur la fig. VII-5).

## 2.2. L'apport des mesures thermiques

Sans revenir sur le suivi thermique continu effectué sur RGL1 (cf. chap. IV), dont les données rendent avant tout compte du fonctionnement de la surface du glacier rocheux, nous utilisons ici les mesures BTS effectuées en différents secteurs de la combe, et à différents moments de l'hiver (fig. VII-6).

Comme il a déjà été fait mention (cf. chap. IV, § 3.1), les mesures réalisées en mars 2004, durant un hiver correctement enneigé, constituent une référence, et illustrent parfaitement le concept de l'équilibre thermique hivernal et son utilité en tant qu'indicateur de pergélisol. Ainsi, le contraste flagrant entre les terrains dégelés et le pergélisol sur l'ubac de la combe (ici sur RGL1) n'apparaît plus du tout lors de l'hiver très peu enneigé de 2005-2006. Les mesures plus récentes<sup>54</sup> de février 2007 (hiver moyennement enneigé mais très doux) dessinent un profil thermique similaire à 2004, mais suggèrent que les terrains dégelés en avant de RGL1 n'ont pas encore atteint l'équilibre thermique (BTS < -2°C).

---

<sup>54</sup> Les mesures BTS effectuées en mars 2007 sur RGL1, en cours de traitement, n'ont pas été intégrées dans ce travail.

Les données récoltées sur l'adret de la combe semblent en revanche ne pas avoir été influencées par le faible enneigement de 2005, avec des températures proches de 0°C en haut du talus d'éboulis, et très froides en pied d'éboulis. Les mesures de 2007 ont confirmé cette opposition thermique entre le haut et le bas du versant, et suggèrent le fonctionnement d'un mécanisme de ventilation des éboulis, que les chercheurs (par ex. [Wakonigg, 1996 ; Delaloye *et al.*, 2003b ; Lambiel, 2006]) ont nommé « effet cheminée » (« chimney effect », cf chap. I, § 1.3.2).

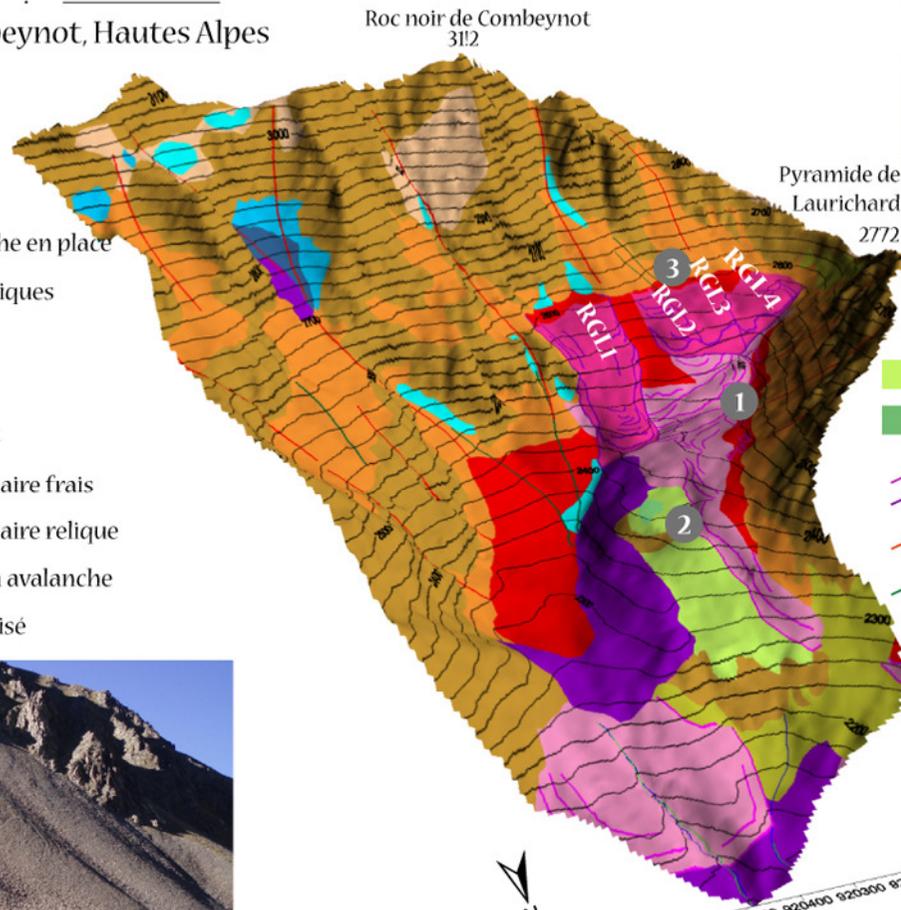
Si les données sont ici insuffisantes pour conclure avec certitude à l'action de ce phénomène de convection de l'air au sein des porosités des formations détritiques grossières, nous pouvons néanmoins remarquer que des « fenêtres de fonte » ont été observées les deux années de mesures sur les parties hautes de l'éboulis prospecté. Ces percées dans le manteau neigeux, interprétées comme la conséquence de l'évacuation de l'air estival stocké dans la formation sédimentaire, ont été fréquemment observées par Lambiel [2006], Delaloye, [2004], Pieracci [2006] ou encore Dorthé et Morard [2007]. Elles sont généralement accompagnées par le refroidissement de la base du talus d'éboulis, où de l'air froid est aspiré du fait de la dépression provoquée par l'ascendance de l'air chaud, ce que semblent corroborer nos données.

## Contexte géomorphologique de la combe de Laurichard

Massif du Combeynot, Hautes Alpes

Légende

- Roche en place
- Eboulis
- Eboulis sur roche en place
- Dépôts morainiques
- Glacier
- Névé
- Glacier couvert
- Dépôt périglaciaire frais
- Dépôt périglaciaire relique
- Eboulis mixte à avalanche
- Eboulis végétalisé



- Sol sur roche en place
- Zone humide
- Sillons et rebords de talus de forme fluante fraîche ou relique
- Coulouirs d'avalanche
- Lave torrentielle



Modèle Numérique de Terrain 10m, coordonnées Lambert 2 en mètres

Figure VII-5 : Contexte géomorphologique de la combe de Laurichard. *Geomorphological context of the Combe de Laurichard.*

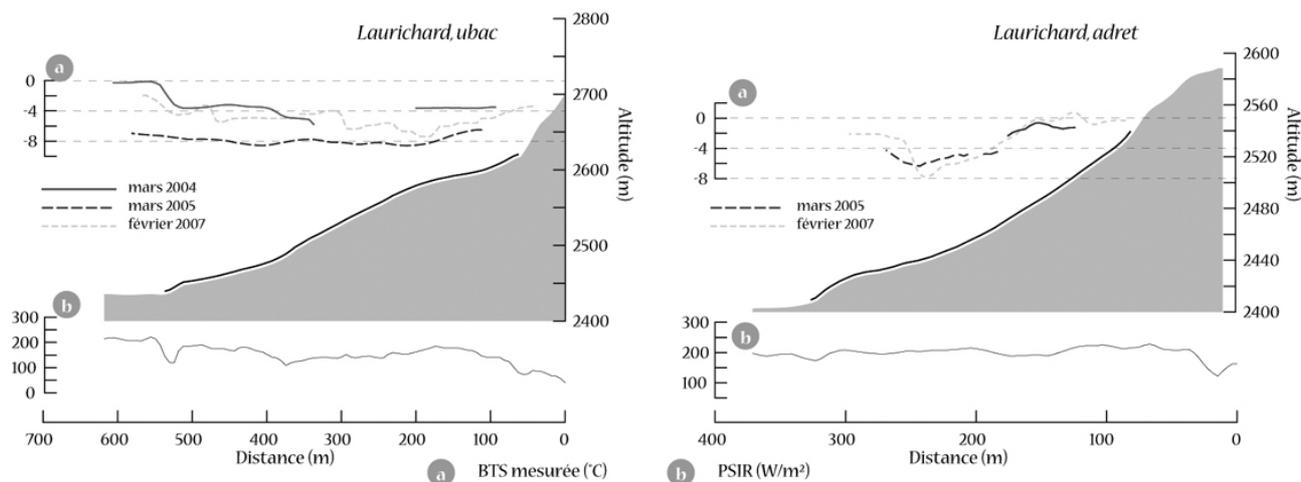


Figure VII-6 : BTS mesurées sur l'ubac (gauche) et l'adret de la combe de Laurichard. BTS measured on the Northern and the Southern slope of the Combe de Laurichard.

### 2.3. L'apport des mesures géoélectriques

Dans le cadre de notre travail, et grâce à la collaboration de D. Fabre (CNAM, Paris ; pour les sondages verticaux) et d'A. Ribolini (Université de Pise ; pour les tomographies), le glacier rocheux 1 (RGL1) a fait l'objet de deux tomographies électriques et de quatre sondages verticaux réalisés en 2004, ainsi que d'un sondage en 2006. Deux formes reliques ont fait l'objet de sondages électriques verticaux par D. Fabre et V. Jomelli<sup>55</sup> [2000], qui ont également prospecté RGL3 et RGL4 en 1999 et 2000, ainsi que RGL1 en 1998. S'ils ne concernent que les formes de l'ubac de la combe de Laurichard, ces sondages (seuls les plus représentatifs sont présentés sur la fig. VII-7, et discutés ensuite par glacier rocheux prospectés) constituent tout de même un complément intéressant aux autres méthodes employées sur ce site (cf. chap. VI, V) et permettent d'améliorer notre compréhension de la distribution et de l'état du pergélisol dans la combe de Laurichard.

Les sondages ont été traités par un modèle tri-couches afin de ne pas ajouter d'incertitudes excessives dans les interprétations, exception faite de certains sondages (*RGL4\_99\_2*, *RGL4\_00\_1*,

*RGL1\_04\_1*, *RGL1\_04\_2*) où un modèle à quatre couches améliorerait nettement la précision. Sur ce dernier point, il apparaît clairement que l'exiguïté des formes et les hétérogénéités latérales de leur structure interne rendent souvent les interprétations délicates, et expliquent pourquoi certains sondages présentent une erreur-type relativement élevée.

#### 2.3.1. Sondages sur des formes reliques

Effectués principalement sur des glaciers rocheux actifs/frais, deux sondages (réalisés en 1999 et 2000 par V. Jomelli et D. Fabre<sup>56</sup>, données non publiées) ont concerné deux formes en apparence reliques : l'une située à 2100m d'altitude au débouché de la combe de Laurichard, l'autre située à 2500 m au pied de l'ubac de la combe.

Si les deux sondages (fig. VII-8) présentent des courbes en « cloche » typiques, permettant de les interpréter aisément par un modèle tri-couche, les valeurs mesurées sont toutefois différentes d'un ordre de grandeur. Ainsi, *RGLinf\_00* présente un niveau résistant à 20 kΩ.m, très proche de la surface, de 2,5 m d'épaisseur, attestant de l'absence de glace, tandis que *RGLold\_99\_4* montre, à seulement

<sup>55</sup> Remerciés ici pour nous avoir permis de traiter des données jusqu'alors non publiées (simplement mentionnées).

<sup>56</sup> Remerciés ici pour avoir autorisé l'interprétation et l'exploitation des données brutes qu'ils ont recueilli au cours de campagne en 1998, 1999 et 2000.

deux mètres de profondeur, des valeurs de résistivité de l'ordre de  $180 \text{ k}\Omega\cdot\text{m}$ , typiques des bétons de glace, sur une épaisseur de 3 m. Le glacier rocheux ne présentant pas de signes évidents d'activité, il est difficile d'admettre la présence d'une strate de glace ancienne, issue du corps du glacier rocheux, à une profondeur aussi faible. Ces valeurs élevées si proches de la surface pourraient être attribuées à une masse de

neige/névé/glace de regel provenant de l'activité avalancheuse du couloir qui domine directement la forme, et pouvant persister quelques années de suite. Un autre sondage, effectué dans le vallon de Pradiou (cf. chap. VII, § 4.2.2), présente également une très forte résistivité proche de la surface, interprétée ici comme un niveau de blocs grossiers très lâches.

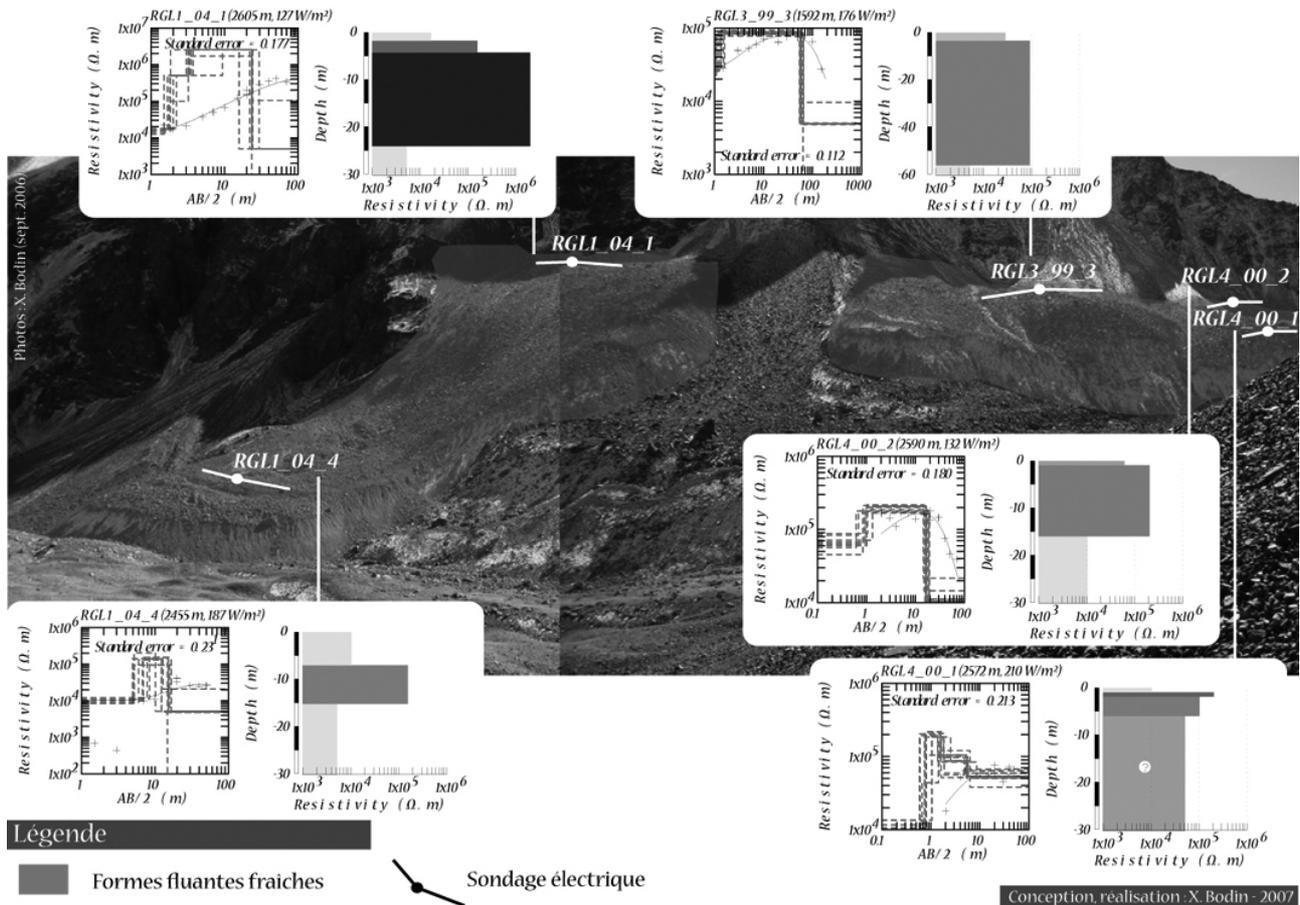


Figure VII-7 : Principaux sondages électriques verticaux effectués sur les formes actives de l'ubac de la Combe de Laurichard. *Main geoelectrical soundings carried out on the active rockglaciers of the Combe de Laurichard north facing slopes.*

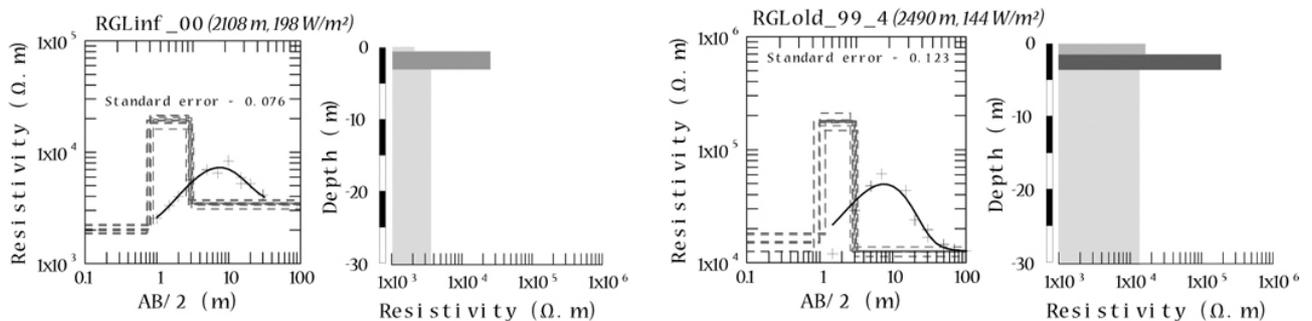


Figure VII-8 : Interprétation des sondages effectués sur des formes reliques de la combe de Laurichard (données brutes non publiées de V. Jomelli et D. Fabre) : à gauche, à 2108 m d'altitude, à proximité du col du Lautaret ; à droite, à 2490 m, au débouché du grand cône d'avalanche de l'ubac. *Interpretation of the geoelectrical soundings performed on two relict landforms in the Combe de Laurichard.*

### 2.3.2. RGL4 : 4 sondages

Localisé le plus en amont de la Combe, le glacier rocheux 4 (RGL4), dont la structure interne a été prospectée grâce à deux sondages réalisés en 1999 et deux nouveaux sondages en 2000 (par Jomelli et Fabre, données non publiées), est caractérisé par (fig. VII-7) :

- des variations latérales de structure importantes, indiquées par les erreurs-type élevées, sauf pour *RGL4\_99\_2* ;
- des valeurs de résistivité maximale mesurée comprises en 60 et 180 k $\Omega$ .m, et qui se produisent pour des écartements inter-électrodes de l'ordre de  $AB/2=10$  à 30 m ;
- en amont de la forme (*RGL4\_99\_1*), au niveau des éboulis fluants d'où prend naissance le glacier rocheux, une couche active de 2,5 m d'épaisseur surmontant un niveau glacé à 180 k $\Omega$ .m de moins de 10 m d'épaisseur (erreur-type très élevée : 0,599) ;
- légèrement plus en aval, *RGL4\_99\_2* et *RGL4\_00\_2* montrent clairement que le bas du niveau glacé est traversé entre 15 et 25 m de profondeur. La couche active dépasse les 5 m au sondage *RGL4\_99\_2*, et les interprétations suggèrent que les blocs grossiers de surface surmontent un niveau plus conducteur, probablement lié à la présence de matériaux fins lessivés et accumulés au toit du pergélisol<sup>57</sup> ;
- le sondage le plus bas, *RGL4\_00\_1*, localisé sur un replat marqué du glacier rocheux, avant le talus latéro-frontal, est marqué par la présence d'un niveau résistif, aux caractéristiques similaires à celui détecté par le sondage *RGLold\_99\_4* et d'une épaisseur inférieure à 2m. Il est,

dans ce cas-là aussi, envisageable que l'activité avalancheuse, attestée par le faciès hirsute de la couche de surface, et la porosité en grand soient à l'origine d'un niveau glacé, mélange de neige compactée, de glace de regel et de débris rocheux.

### 2.3.3. RGL3 : 1 sondage

L'unique sondage (fig. VII-7) de ce glacier rocheux a la particularité d'avoir été réalisé avec un écartement maximal  $AB/2$  de 150 m, permettant d'atteindre une cinquantaine de mètres de profondeur prospectée. De manière surprenante, il indique, sous une couche active de 4m, un niveau moyennement riche en glace (90 k $\Omega$ .m) et très épais (épaisseur proche de 50m) qui ne se retrouve dans aucun des autres sondages effectués sur le massif.

La morphologie particulière du glacier rocheux, à l'allure bombée et avec un front très haut (env. 40 m) mais sans rupture supérieure nette évoquent une structure et une dynamique différentes des autres glaciers rocheux qui l'encadrent. De telles caractéristiques pourraient être expliquées par la présence, au sein de RGL3, d'un (ou de plusieurs) dépôt d'écroulement (le redressement de la paroi dominante, sa fracturation en grand et l'allure déchiquetée des crêtes suggèrent de tels événements), recouvert ensuite par la progression du glacier rocheux. Les modalités précises de mise en place de la forme restent floues.

### 2.3.4. RGL1 : 4 sondages verticaux et 2 tomographies

Les quatre sondages verticaux effectués durant l'été 2004 sur le glacier rocheux 1 de la combe de Laurichard fournissent une image assez complète de sa structure interne (fig. VII-7 et annexe). Les tomographies 1 et 2 (fig. VII-9), également entreprises durant l'été 2004<sup>58</sup>, sont centrées respectivement sur les sondages verticaux *RGL1\_04\_2* et *RGL1\_04\_4*.

<sup>57</sup> La très faible épaisseur de la couche active indiquée par *RGL4\_00\_2* est sans doute liée à la résistivité élevée de la surface, qui laisse peu de courant traverser au début des mesures, et que le modèle n'arrive pas à reproduire correctement.

<sup>58</sup> Ces mesures ont été entreprises grâce à la participation d'A. Ribolini, du département de géosciences, de l'université de Pise, Italie.

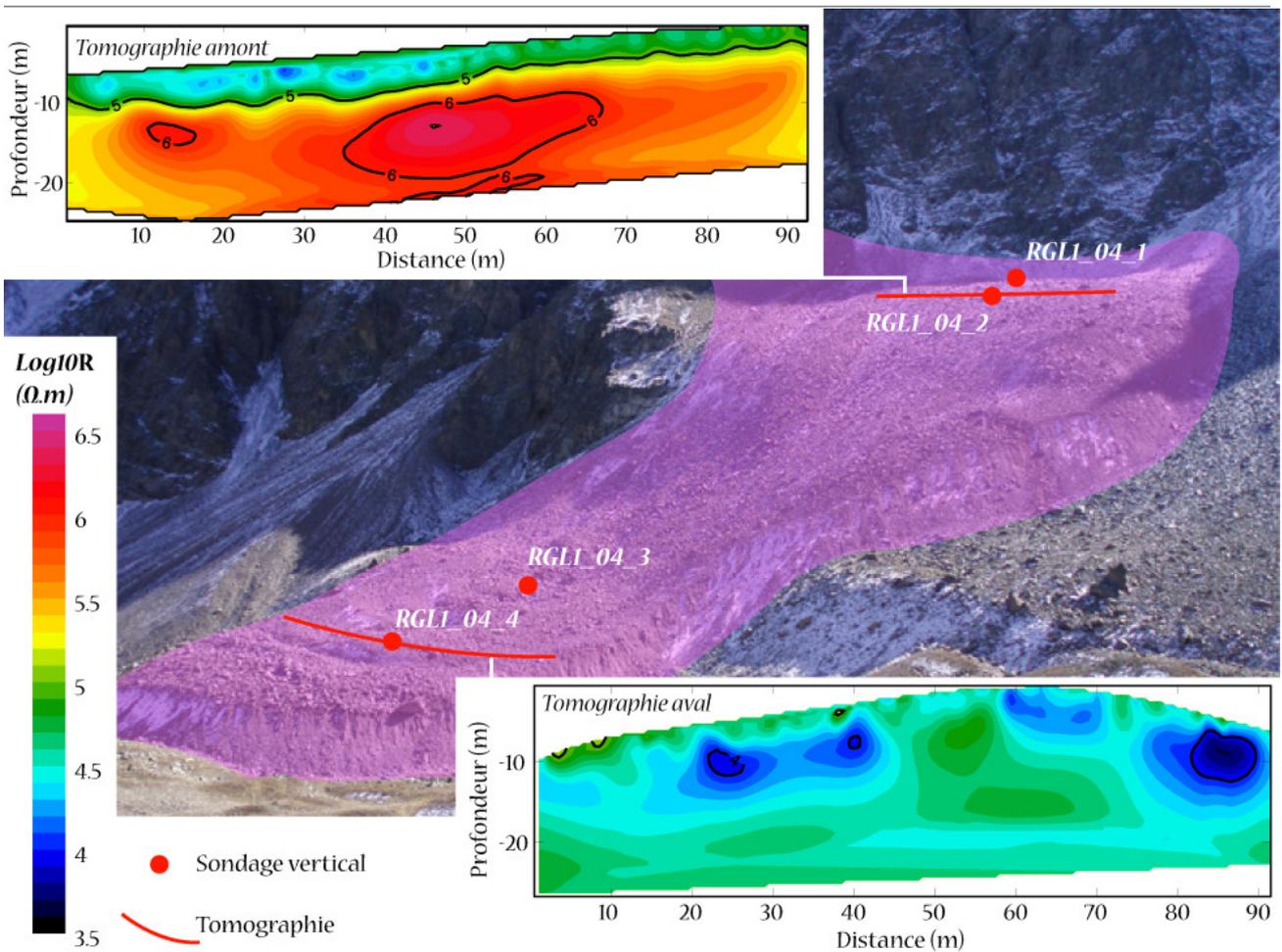


Figure VII-9 : Tomographies électriques effectuées sur RGL1 (avec le tracé du profil de 2 x 45 m), et emplacement des sondages électriques verticaux de 2004. Les résistivités apparentes sont exprimées en  $\log_{10}$ . *Electrical tomographies carried out on RGL1, and location of the vertical electrical soundings of 2004.*

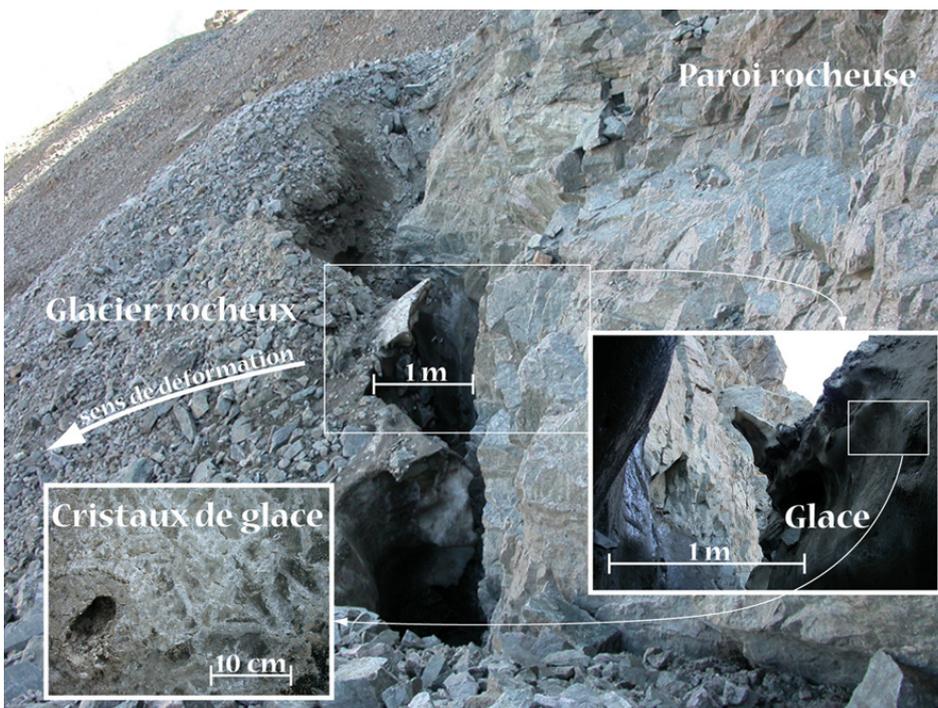


Figure VII-10 : Aperçu de la rimaye de RGL1 (combe de Laurichard), apparue durant l'été caniculaire de 2003. *Overview of the "rimaye" of RGL1 (Combe de Laurichard), formed during the very warm summer of 2003.*

Le croisement des données des sondages verticaux avec les tomographies effectués durant l'été 2004 révèle certaines des principales caractéristiques de la structure du pergélisol qui constitue le corps du glacier rocheux :

- En amont, sous une couche active de 1 à 3 m, se trouve un corps de glace massive (résistivités supérieures à  $10^6 \Omega.m$ ), très homogène latéralement, d'une épaisseur supérieure à 15 m. Cette glace a pu être observée à la fin de l'été 2003, à la faveur de la disparition du névé qui, habituellement, cache la jonction entre le glacier rocheux et la paroi (fig. VII-10). Elle est apparue comme une glace de regel peu/pas stratifiée et ne contenant que peu de débris rocheux, avec par endroit des cristaux pluricentimétriques.
- En aval, l'hétérogénéité latérale des résistivités mesurées laisse penser que le pergélisol se trouve ici sous forme de noyaux restreints de glace, enfouis sous une couche active de 5 à 7m d'épaisseur. Par ailleurs, les faibles résistivités sont probablement révélatrices d'une glace plus tempérée (proche du point de fusion ?) et riche en débris rocheux, voire, pour certains secteurs localisés vers 5m de profondeur où s'observent des valeurs inférieures à  $10^4 \Omega.m$ , de circulations d'eau au toit du pergélisol.

De ces sondages, il ressort que le glacier rocheux est constitué d'une racine, vers 2650 m, où se crée un pergélisol homogène très riche en glace, qui évolue vers l'aval, et après le passage d'une rupture de pente marquée, en un mélange glace/débris rocheux que l'écoulement accéléré et les conditions climatiques plus douces ont rendu plus hétérogène. Par ailleurs, ces observations suggèrent que la couche active s'épaissit vers l'aval, alors que le niveau glacé atteint son épaisseur maximale au niveau du pied du talus d'éboulis fluants qui constituent la zone source du glacier rocheux, vers 2650 m d'altitude.

#### 2.4. Le pergélisol à l'échelle de la combe : une opposition ubac/adret atténuée par certains phénomènes locaux

L'approche géomorphologique a montré que l'ubac de la Combe de Laurichard est fortement marqué par la présence de glaciers rocheux, probablement tous actifs, et se développant jusqu'au fond de la combe. Les données thermiques ainsi que les informations géoélectriques confirment quant à elles la présence de pergélisol au sein des unités prospectées. En ce qui concerne le glacier rocheux 1 (RGL1), pour lequel des sondages ont été effectués successivement en 1986, 1998, 2004, 2006 et 2007, une approche plus détaillée, et combinée aux données géodésiques et climatiques, sera conduite dans le chapitre IX afin de percevoir les changements ayant affecté le glacier rocheux au cours des vingt dernières années.

Le versant S-SE de la Pyramide de Laurichard, très ensoleillé et moins haut, présente en revanche peu de signes de fluage actif, bien que des bourrelets semblent en formation à la base des éboulis. En dépit de conditions topoclimatiques défavorables, leur présence pourrait confirmer le refroidissement du pied de versant sous l'effet des circulations d'air, comme paraissent l'indiquer les mesures thermiques et les « fenêtres de fonte » de la neige observées en haut des versants.

### 3. Le vallon de la Route

Le vallon de la Route est emblématique des paysages produits à long terme par le fluage du pergélisol riche en glace. La topographie relativement plane du fond du vallon et son altitude élevée, l'intensité de la gélifraction et les faibles possibilités d'englacement durant l'Holocène, ont ici contribué à la mise en place d'un cortège d'accumulations détritiques fluantes extrêmement développées.

Des sondages électriques, ainsi qu'un monitoring thermique (BTS) et géodésique (DGPS), ont permis de préciser les informations fournies par l'approche géomorphologique, réalisée ici en partie par

Trarieux [2006]. La très forte insolation reçue au sol (fréquemment  $>200 \text{ W.m}^{-2}$ ), en particulier sur la partie la plus en amont, et les altitudes relativement modestes laissent penser que les conditions thermiques en surface ne sont pas favorables à la présence de pergélisol. Toutefois, la morphologie de la partie supérieure du vallon (au-dessus de 2600 m), faite de talus latéro-frontaux raides et de bourrelets gonflés, et la présence de zones instables en surface et de névés saisonniers en pied de paroi, indiquent assez nettement l'activité, ou du moins la fraîcheur, des formes. Par ailleurs, le modèle de WEqT (Winter Equilibrium Temperature), développé précédemment (cf. chap. VI, § 3), suggère également que le bilan thermique à la surface du sol, en particulier dans les plus hautes pentes et les pieds de versants,

pourrait être localement favorable à la présence de pergélisol.

### 3.1. Le contexte géomorphologique : quelle frontière entre les formes reliques et les formes fraîches ?

D'une longueur de plus de deux kilomètres, le talweg du vallon de la Route se développe, entre 3000 et 2700 m d'altitude, selon une direction N-S, puis, entre 2700 et 2550 m, selon une direction NE-SO. Les crêtes, dont l'altitude varie entre 2800 et 3145 m, encadrent un fond de vallon peu incliné et large de 300 à 700 m, occupé par un complexe de glaciers rocheux, alimentés surtout par les talus d'éboulis de la rive gauche (fig. VII-11).

## Contexte géomorphologique du vallon de la Route

Massif du Combeynot, Hautes Alpes

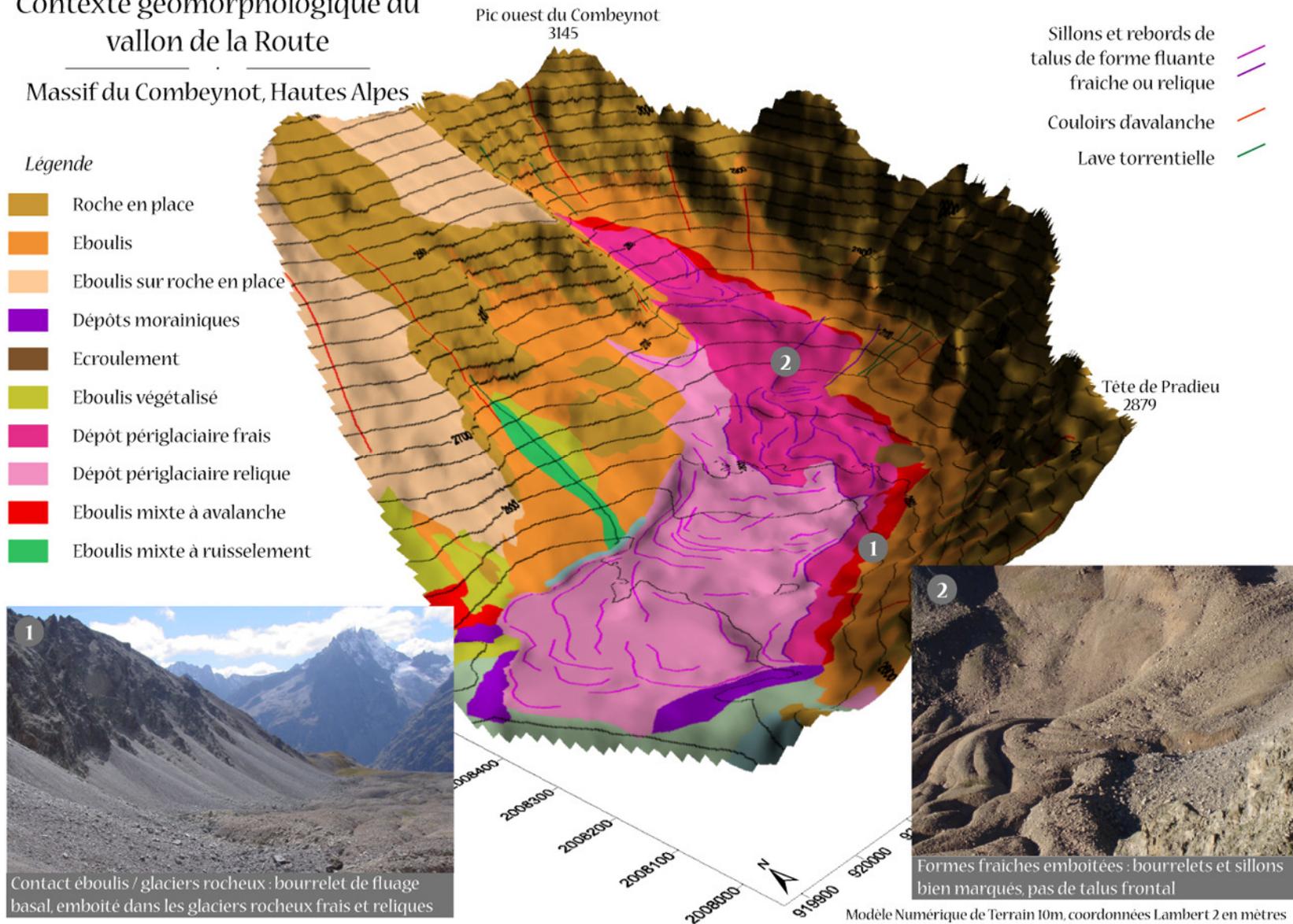
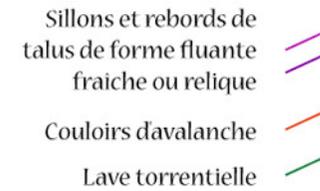


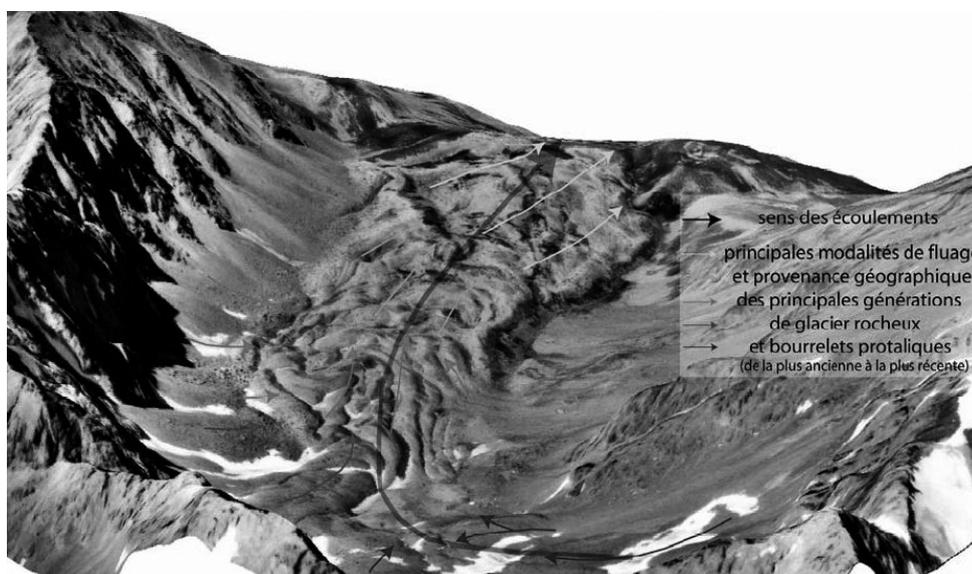
Figure VII-11 : Contexte géomorphologique du vallon de la Route. *Geomorphological context of the Vallon de la Route.*

La morphologie des différentes unités fluantes permet de distinguer les directions d'écoulement (fig. VII-12) et de mieux saisir les modalités de la mise en place du paysage actuel. Deux flux principaux apparaissent, en provenance des secteurs les plus favorables au stockage de glace dans le sol : les parties les plus à l'amont du vallon, d'exposition S essentiellement, et le pied des éboulis de la rive gauche qui, en exposition N, sont dominés par des corniches rocheuses dépassant les 200 m de hauteur.

La morphologie et l'état de surface (émoussé des blocs, cristaux de quartz en saillie, lichens

abondants, végétalisation) des glaciers rocheux sont également de bons indicateurs de l'âge relatif des différentes unités en présence. Ces critères permettent ainsi de distinguer très clairement les formes reliques de l'aval (fig. VII-13) de celles, fraîches, plus en amont (photo 2, fig. VII-11).

Toutefois, des ambiguïtés persistent, particulièrement pour les formes « intermédiaires ». C'est ce qui nous a incité à mettre en œuvre les méthodes thermiques, géodésiques et géophysiques décrites précédemment (cf. chap. II), et dont les résultats sont maintenant présentés.



**Figure VII-12 :** Cartographie 3D des directions de fluage des glaciers rocheux dans le vallon de la Route d'après la morphologie de surface. Source : [Trarieux, 2006]. *3D map of the main creeping directions of the rockglacier in the Vallon de la Route.*



**Figure VII-13 :** Aperçu des parties reliques du complexe de glaciers rocheux du vallon de la Route, avec la délimitation de deux unités d'âge différent. Source : [Trarieux, 2006]. *Relict parts of the rockglacier complex in the Vallon de la Route, with the delineation of two units of different age.*

### 3.2. Le pergélisol à l'échelle des formes : synthèse des mesures thermiques, géodésiques et géophysiques effectuées dans le vallon de la Route

#### 3.2.1. Les mesures BTS

Réalisées en mars 2005 et en avril 2006, les mesures BTS du vallon de la Route ont été sans doute fortement influencées par les conditions d'enneigement, comme l'a été le sol dans la combe de Laurichard (cf. suivi thermique, chap. IV), adjacente au vallon (voir carte de localisation, fig. II-2). Par ailleurs, pour autant qu'un modeste équilibre thermique ait pu se produire, les conditions nivo-météorologiques n'ont pas nécessairement permis d'effectuer les campagnes au moment optimal. Néanmoins, ces mesures (fig. VII-14) ont tout de même révélé certaines caractéristiques intéressantes de l'état thermique du sol sur les principales formes de fluage du vallon.

Les mesures BTS ne montrent aucune corrélation immédiate avec la hauteur de neige. Toutefois, grâce aux données thermiques enregistrées en continu dans la combe de Laurichard (chap. IV, § 2 et fig. VII-14) et au vu du déficit d'enneigement généralisé dans les sites prospectés en mars 2005 (hauteur de neige moyenne dans le vallon de la Route : 135 cm), il est vraisemblable que les valeurs BTS de 2005 soient exagérément froides par rapport à une année à enneigement abondant (type 2003-2004).

Les mesures de l'hiver 2005-2006, plus enneigé (hauteur moyenne de neige au vallon de la Route : 170 cm), ont en revanche été conduites alors que le réchauffement du sol était alors probablement déjà entamé, ce qui expliquerait les températures plutôt douces relevées dans le vallon.

Si les mesures BTS du vallon de la Route sont ici délicates à utiliser comme indicateur de pergélisol, elles révèlent en revanche, sur les talus d'éboulis prospectés, une structure thermique quasi systématique, similaire à celle observée dans la combe de Laurichard : une croissance des températures du sol lorsque l'on remonte sur le versant. Compte tenu de la fraîcheur de l'air au moment des mesures, de l'indépendance des BTS par rapport aux hauteurs de neige et des contrastes d'ensoleillement entre les talus prospectés, l'origine de cette opposition thermique entre le bas et le haut des éboulis (fig. VII-15) est sans doute à rechercher dans « l'effet cheminée ». La présence, tant en 2005 qu'en 2006, de « fenêtres de fonte » sur la partie haute de certains éboulis, ainsi que la localisation des zones sources des glaciers rocheux et des bourrelets de fluage du vallon précisément dans ces secteurs de sur-refroidissement potentiel lié aux circulations d'air dans les éboulis, viennent également confirmer cette hypothèse. Si cette dernière reste délicate à vérifier en l'absence de suivi thermique continu, les données géophysiques, présentées plus loin, apportent un argument supplémentaire.

Vallon de la Route

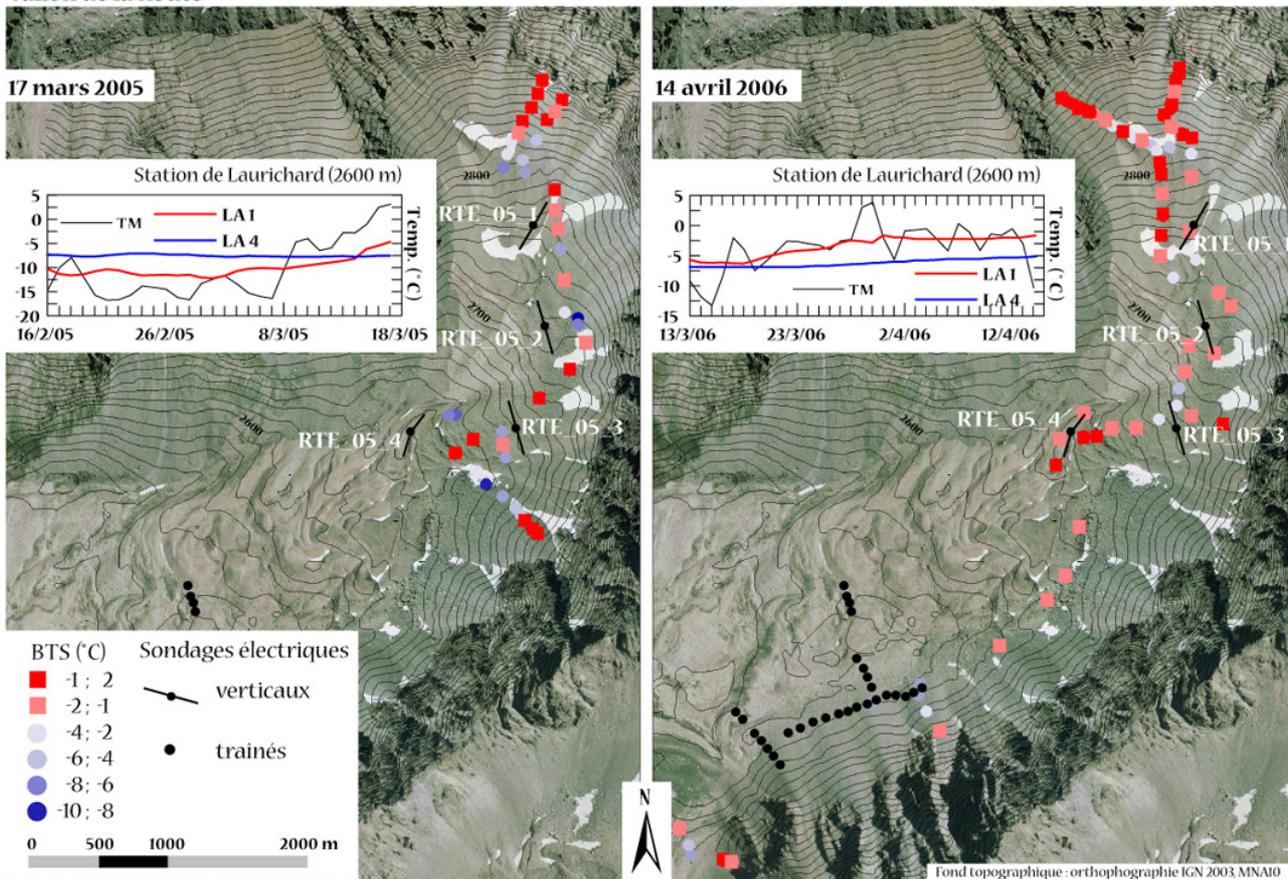


Figure VII-14 : Mesures BTS réalisées dans le vallon de la Route en mars 2005 et en avril 2006, et températures journalières de l'air (TM) et du sol enregistrées durant le mois précédant les mesures BTS dans la combe de Laurichard (LA1 : 2439 m, hors du glacier rocheux ; LA4 : 2600 m). *BTS measurements performed on the Vallon de la Route in March 2005 and in April 2006, and daily air and ground temperatures at Laurichard station during the month before the measurements.*

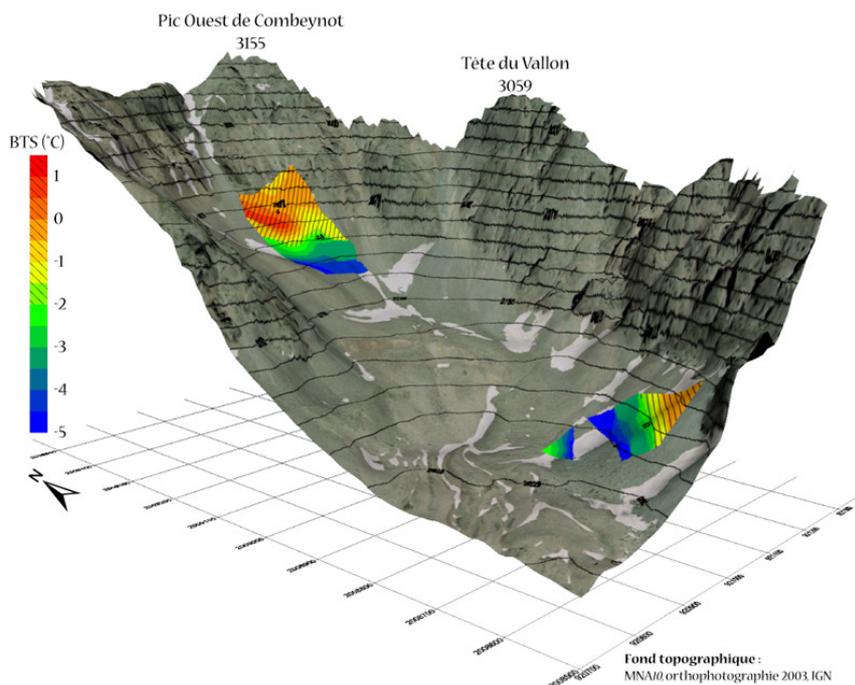


Figure VII-15 : Empreintes thermiques typiques de « l'effet cheminée », révélées par les mesures BTS de l'hiver 2004-2005 dans les talus d'éboulis du vallon de la Route (interpolation IDW). *Typical thermal prints of the "chimney effect" as revealed by the BTS measurements of the winter 2004-2005 on the scree slopes of the Vallon de la Route.*

### 3.2.2. Les mesures géoélectriques

#### 3.2.2.1. Les sondages électriques verticaux

Quatre sondages géoélectriques verticaux ont été effectués, avec la collaboration de D. Fabre, en juillet 2005, sur des formes dont la morphologie laisse supposer la présence de pergélisol riche en glace (fig. VII-11 et VII-17).

Les sondages *RTE\_05\_1*, *RTE\_05\_3* et *RTE\_05\_4* montrent clairement une distribution des valeurs de résistivité « en cloche » suggérant que le modèle de sol en couches est applicable. En revanche, le sondage *RTE\_05\_2* présente des valeurs plus dispersées, impliquant d'importantes variations latérales de résistivité, et, par conséquent, une structure interne plus délicate à interpréter. Toutefois, l'ensemble des sondages verticaux indique la présence de glace dans le sol, avec des valeurs  $\rho_2$  comprises entre 100 et 200 k $\Omega$ .m (mis à part *RTE\_05\_4*), typiques des « bétons de glace » (cf. chap. II, § 3.1, tabl. 5), sous une couche active à la résistivité remarquablement constante (20 à 60 k $\Omega$ .m) et d'épaisseur comprise entre 4 et 6 m.

Dans le détail, retenons de l'interprétation (par des modèles tri-couches, sauf pour *RTE\_05\_4*) des mesures géoélectriques que :

- le sondage *RTE\_05\_1*, réalisé sur la forme de fluage la plus élevée (2790 m) et la plus ensoleillée du vallon (242 W/m<sup>2</sup>), montre la présence d'une strate glacée de plus de 10 m d'épaisseur sous une couche active de 6 m de profondeur ;
- le sondage *RTE\_05\_2* (2720 m, 217 W/m<sup>2</sup>) a été effectué sur une forme localisée en aval d'un cône d'éboulis de près de 200 m de haut, au pied duquel persistent, souvent tard en saison, des

dépôts d'avalanche. Sans contours nets, cette forme se termine dans une forte pente, qui limite sa progression et donne une allure de front à un talus qui n'en a pas la dynamique (entre autre, du fait de l'absence d'enfouissement des débris à sa base). Ce sondage laisse penser que de la glace est présente dans le sol, sans toutefois pouvoir préciser les caractéristiques du niveau glacé ;

- le sondage *RTE\_05\_3* (2660 m, 236 W/m<sup>2</sup>) indique que le glacier rocheux prospecté, l'un des rares du vallon à posséder une morphologie « classique » (rebords latéro-frontaux visibles, rides et sillons de déformation), contient une strate de « béton de glace » d'une faible épaisseur (< 5 m), surmontée d'une couche active de 6 m de profondeur. La relative minceur de ces deux niveaux pourrait être attribuée à l'étirement du glacier rocheux sur une pente relativement forte (25°) ;
- le sondage *RTE\_05\_4* (2630 m, 206 W/m<sup>2</sup>) concerne un bourrelet (dit « Saupiquet »<sup>59</sup>) très massif et proéminent, localisé directement en aval du glacier rocheux sondé par *RTE\_05\_3*, et visiblement déformé par l'avancée de ce dernier. Le sondage, facilité par la présence d'une importante fraction sablo-graveleuse en surface, indique que la couche active avoisine les 9 m de profondeur, et surmonte un niveau glacé très résistif (300 à 800 k $\Omega$ .m) suggérant une forte proportion de glace sur près de 15 m d'épaisseur.

<sup>59</sup> Ainsi dénommé en raison d'une antique boîte de thon surveillant, depuis probablement plusieurs décennies, l'évolution du bourrelet ...

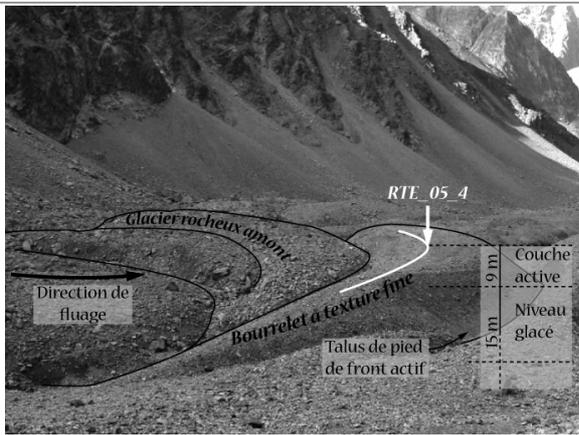


Figure VII-16 : Bourrelet « Saupiquet », dans le vallon de la Route (voir fig. VII-11 pour la localisation), emplacement de la ligne du sondage RTE\_05\_4 et son interprétation. *View of the ridge "Saupiquet" on the Vallon de la Route and of the geoelectrical sounding RTE\_05\_4.*

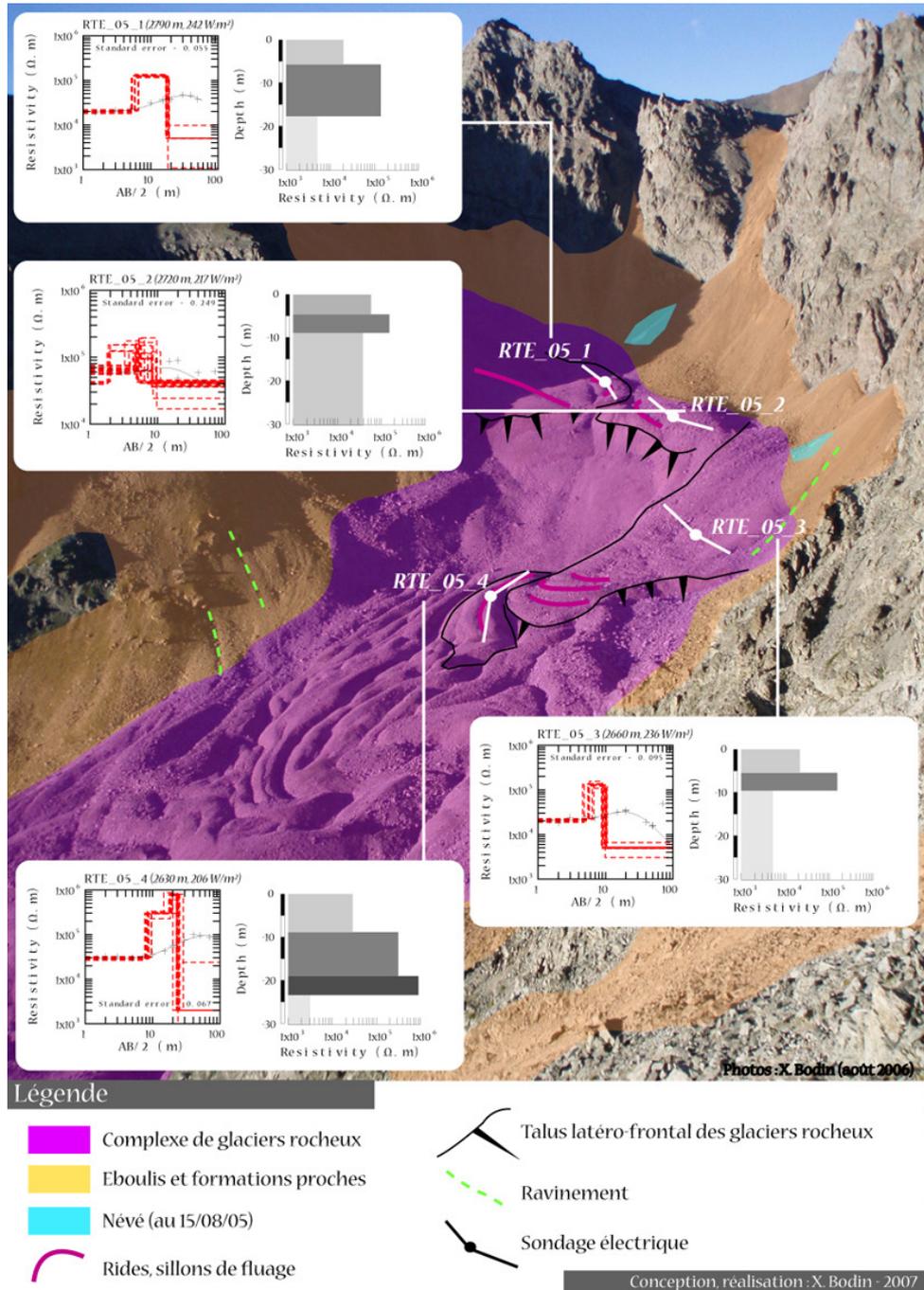


Figure VII-17 : Sondages géoélectriques effectués dans le vallon de la Route (été 2005). *Electrical soundings performed on the Vallon de la Route.*

### 3.2.2.2. Les traînés électriques

Trois traînés électriques ont été réalisés en rive gauche du vallon, durant l'été 2005, avec un écartement inter-électrodes de 15 m, équivalent à une profondeur sondée de l'ordre de 8-10 m (localisation sur la fig. VII-14).

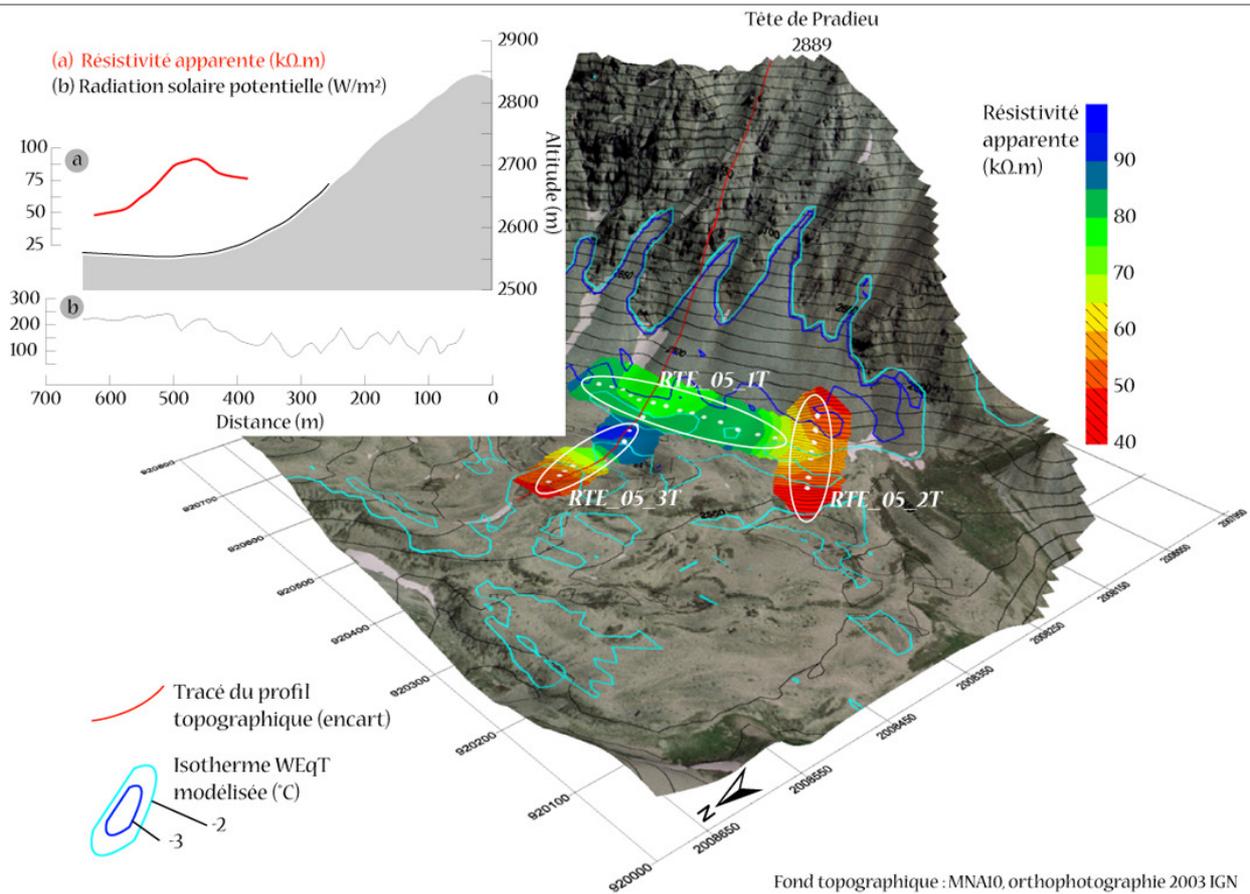
Le volume de terrain prospecté, comprenant la couche active et une partie du niveau glacé et dont les sondages *RTE\_05\_1* à *RTE\_05\_4* ont montré que la résistivité oscille entre 20 et 60 k $\Omega$ .m pour la première et entre 100 et 300 k $\Omega$ .m pour le second, présente des résistivités apparentes mesurées s'échelonnant de 35 à 145 k $\Omega$ .m, avec une valeur moyenne de 71,8 k $\Omega$ .m ( $\sigma = 30,7$ ).

La cartographie des résistivités (fig. VII-18) constitue un indicateur supplémentaire de la probabilité de rencontrer du pergélisol (lorsque  $\rho_a < 60$  k $\Omega$ .m, valeur empirique déduite des sondages verticaux réalisés sur les différents sites du massif du Combeynot) dans les terrains prospectés. Ainsi, les bourrelets de la branche 1 du traîné (*RTE\_05\_1T*), situés au pied des talus d'éboulis et dont la morphologie suggère qu'ils sont actifs, contiennent probablement tous de la glace. Le profil de résistivité (encart, fig. VII-18) donne par ailleurs une idée des limites amont et aval du corps de

glace. Le maximum de résistivité correspond ici à la partie la plus amont du bourrelet de fluage (dont le relief se distingue très peu sur le profil topographique) s'enracinant dans le talus d'éboulis.

En outre, les terrains dont les résistivités sont les plus faibles ( $\rho_a < 60$  k $\Omega$ .m) - suggérant l'absence probable de pergélisol - correspondent effectivement à des formes reliques (contours émoussés et affaissés, végétation), particulièrement la partie N de la branche 3 (*RTE\_05\_3T*) du traîné. Ceci confirme donc l'intérêt de l'approche géomorphologique qui, simplement sur la base de critères morphologiques, fournit souvent une vision assez réaliste de la distribution du pergélisol.

Par ailleurs, les mesures de la branche 2 (*RTE\_05\_2T*), indiquant l'absence probable de pergélisol, laissent penser que la présence de pergélisol dans les terrains adjacents n'est pas seulement expliquée par des conditions topoclimatiques particulières (indiquées par les WEqT modélisées, cf. chap. VI, §3, et fig. VII-18), ces dernières ne présentant que peu de différences entre les deux sites. D'autres mécanismes locaux, comme la forte domination de la paroi rocheuse, fournissant à la fois des débris et de la neige, entrent vraisemblablement en jeu pour conduire à la création de glace dans le sol.



**Figure VII-18 : Cartographie 3D des résistivités apparentes relevées par la méthode du traîné électrique sur trois profils du vallon de la Route (écartement inter-électrodes : 15 m, épaisseur prospectée : 8-10 m), et des WEqT (Winter Equilibrium Temperatures) modélisées (cf. chap. VI, § 3). Resistivity values measured by the "trainé" technique on the Vallon de la Route, and modelled WEqT.**

### 3.3. Le pergélisol à l'échelle du vallon : des formes actuellement fluantes abondantes mais aux contours peu précis

#### 3.3.1. Etat et fonctionnement actuels

D'après les mesures géoélectriques, il est probable que l'ensemble des formations prospectées contient de la glace, sous une couche active s'approfondissant vers l'aval, pour atteindre 9 m à 2630 m (fig. VII-19b). Le niveau glacé ne semble pas dépasser 15 m d'épaisseur dans les formes sondées, et est vraisemblablement composé d'un mélange en proportions similaires de glace et de matériaux détritiques (béton de glace, type II et III, cf. tabl. 5), avec ponctuellement la possibilité de trouver des niveaux plus riches en glace. La distribution de pergélisol telle qu'indiquée par les sondages verticaux et les traînés correspond assez bien avec les formes fraîches délimitées par des critères morphologiques (cf. chap. VI, § 1.1.1 et fig.

VII-11). Toutefois, des ambiguïtés persistent, en particulier du fait de l'emboîtement des formes qui gêne parfois la reconnaissance des limites entre les générations de formes (fig. VII-19c).

Par ailleurs, l'étude du vallon de la Route montre que les paramètres topoclimatiques, approchés par le biais de la WEqT modélisée (fig. VII-18), ne rendent pas complètement compte des spécificités locales de la distribution du pergélisol. En particulier, le pergélisol se localise souvent au sein de bourrelets de fluage, restreints aux pieds de talus très ensoleillés. Sa présence est ici peut-être autant favorisée par des mécanismes de refroidissement de la base des éboulis, tel que celui induit par les circulations d'air saisonnières dans les accumulations grossières, couplés à la présence fréquente de dépôts d'avalanche, qu'à un bilan radiatif conduisant à des températures moyennes du sol négatives.

### 3.3.2. Hypothèses de mise en place des formes

Afin d'apporter une dimension temporelle à l'analyse de la distribution du pergélisol, les temps de mise en place des glaciers rocheux présents dans le vallon ont été calculés sur la base de la relation « pente/vitesse de surface » déterminée pour RGL1<sup>60</sup> (fig. VII-

19d), dans la combe de Laurichard (cf. chap. V, § 1.2).

En fonction des principales zones sources des matériaux (zone 1 : parties les plus élevées, très ensoleillées ; zone 2 : parties une centaine de mètres en aval mais moins ensoleillées), deux courbes de croissance sont proposées, simulant le temps de progression probable (sans envisager d'éventuels changements climatiques ou géodynamiques) d'un glacier rocheux sur le fond du vallon de la Route depuis sa zone source.

<sup>60</sup> La vitesse de progression du glacier rocheux, c'est-à-dire l'avancée du pied du front a pour sa part été calée sur la base du rapport moyen « vitesse d'avance / vitesse de surface » (approximativement 1:4) proposé par Kääh [2005] et de celui déduit des mesures LIDAR sur RGL1 (cf. chap. V, § 2.3). Les vitesses d'avancée calculées avec les données de RGL1 fluctuent entre 0,10 et 0,38 m/a.

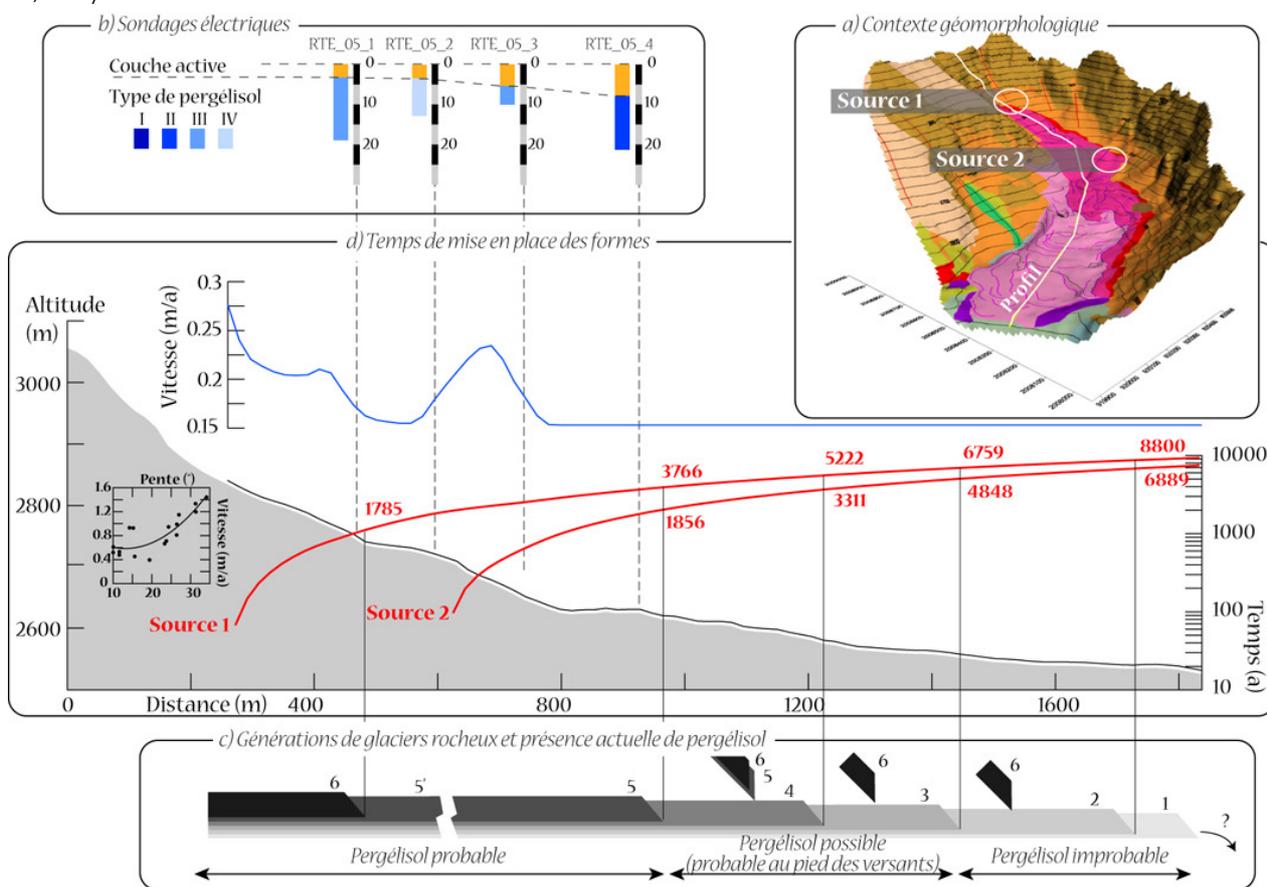


Figure VII-19 : Le pergélisol à l'échelle du vallon de la Route : a) contexte géomorphologique (avec la localisation des zones source principales et du profil topographique) ; b) résultats des sondages électriques (pour la typologie du pergélisol, cf. chap. III, § 3.1) ; c) principales générations observables de glaciers rocheux (ainsi que les formes provenant des versants ubac) et présence de pergélisol ; d) hypothèse de mise en place des formes fluantes (en rouge le temps de progression ; en noir la vitesse de progression) d'après la relation « pente / vitesse » établie pour RGL1 (cf. chap. V, § 1.2). *Permafrost at the catchment scale in the Vallon de la Route: a) geomorphological context (with location of the main source zones and of the profile); b) results of the electrical soundings (for the types of permafrost, cf. chap. III, § 3.1); c) main visible generations of rockglaciers and present permafrost presence; d) time needed to acquire the present morphology (in red the duration of advance; in black the advance speed) as suggested by the relation "slope angle/surface velocity" on RGL1.*

Ainsi, la mise en place cumulée des 6 générations successives de glaciers rocheux (fig. VII-19c) du vallon de la Route, distinguées par les critères morphologiques (indices suggérant des discontinuités morphogénétiques, telles qu'un sillon très marqué, des différences de niveau, des contrastes granulométriques ...), aurait nécessité entre 27000 et 37000 ans, selon la zone source. Or, les scénarios de déglaciation locale [Francou, 1981], récemment améliorés grâce aux calages apportés par Cossart [2005] dans le haut bassin durancien, montrent que l'englacement lors de la période correspondante (Pléniglaciaire) était encore considérable (950 m d'épaisseur de glace dans la cuvette de Briançon, 1300 m d'altitude), excluant une absence de glace dans les vallons du Combeynot.

Les durées proposées ci-dessus étant donc sans doute surestimées par rapport à la réalité, il convient d'admettre, d'une part que la progression des glaciers rocheux a pu être plus rapide que celle observée actuellement, et d'autre part que de nouvelles formes ont pu commencer à croître sans que les précédentes aient achevé leur croissance, le chevauchement temporel diminuant alors la durée totale de mise en place. Des considérations mécaniques<sup>61</sup> tendraient effectivement à suggérer que l'emboîtement des différentes unités les unes dans les autres nécessiterait que les formations d'aval contiennent toujours de la glace pour être embouties/déformées, et non pas chevauchées/détruites dans le cas où elles n'en contiendraient plus, par les formations d'amont.

Quant au bourrelet « Saupiquet », très nettement individualisé (cf. § 3.2, et fig. VII-16) et contenant une importante masse de glace à plus de 8 m de profondeur

vraisemblablement coupée de son alimentation en amont, il aurait été mis en place sur une durée de 1800 ans. Bien qu'il ne faille accorder qu'une signification relative à ce chiffre, il pose tout de même la question de la persistance du pergélisol, et des formes associées, dans des contextes environnementaux évoluant sur le moyen et long terme. En l'absence de modèles de dynamique suffisamment robustes, la datation des formes, ou de la glace dont elles sont constituées, permettrait sans doute d'y répondre partiellement.

Au final, le pergélisol du vallon de la Route apparaît relativement étendu, au regard de l'orientation générale du site, les formes les plus récentes semblant être moins riches en glace que certaines unités plus anciennes et désormais coupées de leurs racines. Bien qu'également conditionnée par les données topoclimatiques générales du vallon, la présence de pergélisol est surtout localement dépendante de contextes géodynamiques favorables à la création de glace dans le sol, ainsi que de l'histoire géomorphologique, rendue primordiale par l'importante inertie thermique et mécanique des accumulations détritiques glacées.

#### 4. Le vallon de Pradiou

Vaste ensemble peu encaissé, le vallon de Pradiou est remarquable par son orientation générale, qui en fait un site extrêmement bien ensoleillé, et par l'omniprésence des formes de fluage qui, fraîches ou reliques, occupent l'intégralité du plancher. Cette apparente opposition entre l'exposition face au sud et le développement du pergélisol, bien qu'en partie expliquée par l'altitude élevée du vallon, justifie l'intérêt de réaliser des mesures *in situ* afin d'approcher des processus souvent très localisés, qui contribuent, on l'a vu pour le vallon de la Route, à refroidir le sol et à y permettre le stockage de glace.

<sup>61</sup> Ici purement intuitives, étant donné l'indigence de nos connaissances sur la rhéologie des masses détritiques grossières contenant de la glace, que très peu d'auteurs ont abordée (Arenson, L. (2002). "Unstable alpine permafrost: a potentially important natural hazard - variations of geotechnical behaviour with time and temperature." ETH. **PhD**: 270 p, Ladanyi, B. (2006). "Creep of frozen slopes and ice-filled rock joints under temperature variation." Canad. Journ. of Civil Engineering 33: 719-725.

#### 4.1. Le contexte géomorphologique : des glaciers rocheux sous le Soleil ?

Inséré dans une topographie plus simple que celle du vallon de la Route, le complexe de glaciers rocheux de Pradieu n'en reste pas moins intéressant par son étendue, son orientation et certaines des caractéristiques morphologiques des unités qui le composent.

Tous les pieds de versant situés à plus de 2700 m d'altitude sont ainsi prolongés par des bourrelets de fluage ou des glaciers rocheux lobés plus conséquents, qui semblent les seuls éléments fluants encore actifs dans le vallon (fig. VI-2). Par ailleurs, un contraste morphologique, déjà abordé précédemment (chap. VI, § 1.2), se marque entre les flancs de la vallée, et oppose le versant E, d'ampleur restreinte et surmontant de maigres bourrelets de fluage emboîtés dans les dépôts reliques, et le versant O, plus redressé et élevé, ourlé de lobes fluants qui se terminent par un front haut et net, chevauchant les formes anciennes.

De même qu'au vallon de la Route, les glaciers rocheux reliques s'étalent jusqu'au rebord du vallon, où ils s'interrompent au niveau des fortes pentes des flancs de l'auge de la vallée du Rif de la Planche. Il faut noter cependant qu'ici une partie des flux est devenue coalescente avec les unités provenant du vallon adjacent de Valleyssart. L'ampleur du développement des glaciers

rocheux de Pradieu témoigne donc de la persistance, au cours de l'Holocène, de conditions topoclimatiques favorables au pergélisol, et de l'importance des volumes détritiques ainsi exportés (cf. chap. VIII, § 2).

#### 4.2. Le pergélisol à l'échelle des formes : résultats des mesures thermiques, géodésiques et géophysiques effectuées dans le vallon de Pradieu

##### 4.2.1. Les mesures BTS

28 mesures BTS ont été réalisées en avril 2006 sur les formes fluantes du vallon de Pradieu, entre 2660 et 2750 m d'altitude. L'empreinte thermique qu'elles révèlent conforte les observations géomorphologiques, en distinguant la partie centrale du vallon proche de 0°C et tapissée de glaciers rocheux reliques, et les formes fluantes restreintes aux pieds des versants, quasiment toutes concernées par des températures suggérant la présence de pergélisol (fig. VII-20). Si aucune mesure thermique ne vient, comme au vallon de la Route, révéler un fonctionnement de type « effet cheminée » dans les talus d'éboulis, nous verrons plus loin que les données géophysiques suggèrent une configuration du pergélisol au pied des talus qui pourrait être associée à une telle structure thermique en surface.

Vallon de Pradiou

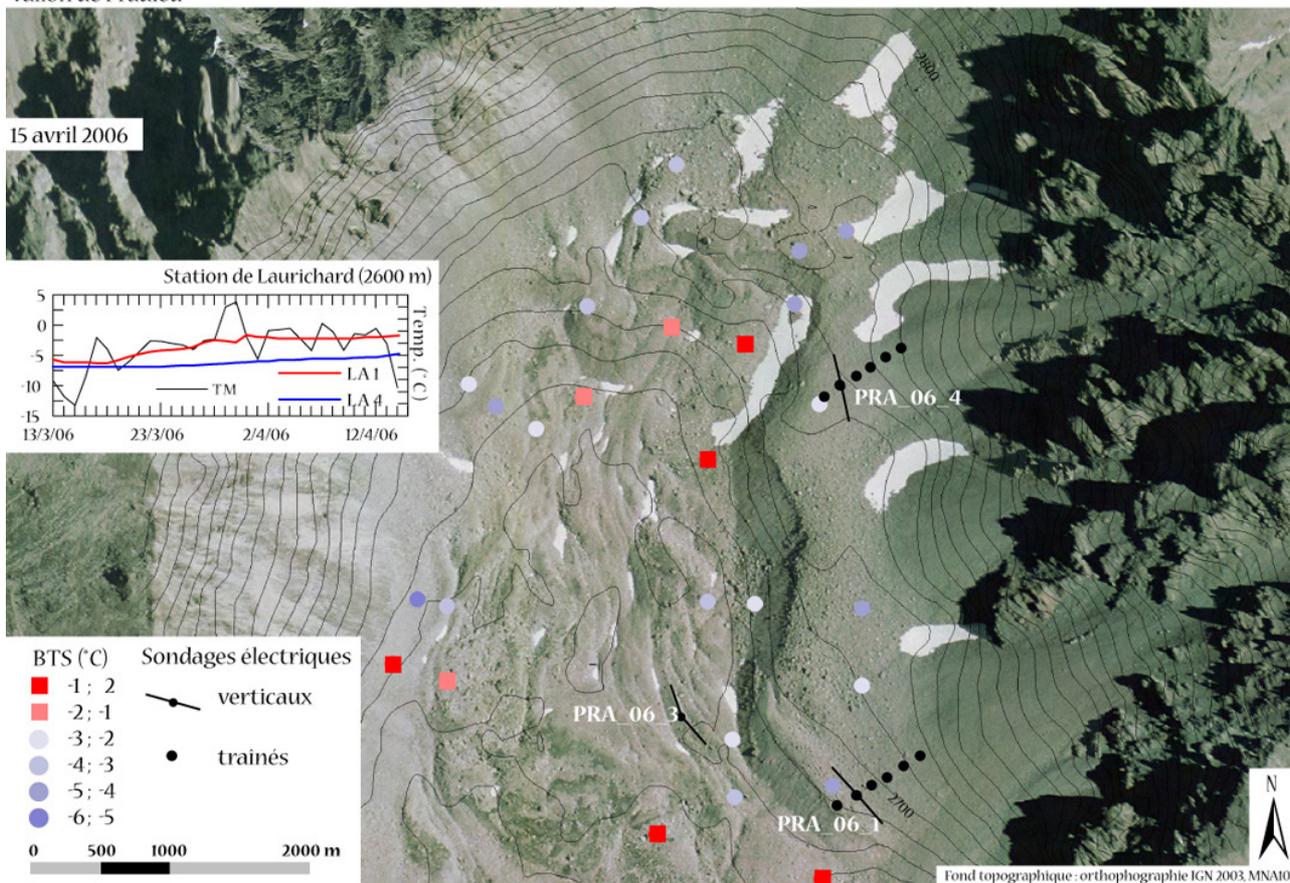


Figure VII-20 : Mesures BTS réalisées dans le vallon de Pradiou en avril 2006, et températures journalières de l'air (TM) et du sol enregistrées durant le mois précédent les mesures BTS dans la combe de Laurichard (LA1 : 2439 m, hors du glacier rocheux ; LA4 : 2600 m). Les emplacements des sondages géoélectriques sont également indiqués. *BTS measurements performed on the Vallon de Pradiou in April 2006, and daily air and ground temperatures at Laurichard station during the month before the measurements. The location of the geoelectrical soundings is also indicated.*

#### 4.2.2. Les mesures géoélectriques

##### 4.2.2.1. Les sondages verticaux

La réalisation de sondages verticaux dans le vallon de Pradiou a été rendue délicate par les contacts très lâches entre les blocs et la sécheresse de la couche de surface, gênant le passage du courant électrique. Parmi les quatre sondages réalisés, trois restent néanmoins exploitables (fig. VII-21) :

- le sondage *PRA\_06\_1* (2690 m, 252 W/m<sup>2</sup>; interprétation en quadricouches) a été réalisé sur un bourrelet de fluage du pied du versant O, à la topographie convexe mais peu marquée par des signes de fluage. Il montre la présence d'une strate glacée de plus de 20 m d'épaisseur (valeur minimale, le sondage n'étant pas suffisamment étendu pour pénétrer sous ce niveau

glacé), devenant très riche en glace (avec  $\rho_4 > 200$  k $\Omega$ .m) vers 22 m, sous une couche active de 6 m de profondeur, constituée d'un niveau très grossier en surface, devenant plus fin à sa base (fines lessivées ?) ;

- le sondage *PRA\_06\_4* (2740 m, 245 W/m<sup>2</sup>; interprétation en quadricouches), effectué dans la continuation morphologique du précédent, mais plus en amont, suggère que, sous une couche active de 5,5 m de profondeur, se rencontre un béton de glace ( $\rho_3 = 96$  k $\Omega$ .m), épais d'une douzaine de mètres, voire plus ;
- le sondage *PRA\_06\_3* (2680 m, 215 W/m<sup>2</sup>; interprétation en tri-couches) a été réalisé sur une ride de fluage relique et végétalisée et contenant une

importante fraction fine en surface, localisée dans le centre du vallon, au pied du bourrelet du pied du versant O. Les valeurs de résistivité apparentes très élevées ( $\rho_2 > 100 \text{ k}\Omega\cdot\text{m}$  sur 2 m) à moins de 30 cm de la surface sont délicates à

interpréter, mais doivent sans doute plus à une hétérogénéité locale (niveau très grossier extrêmement résistif ?), qu'à une couche glacée, dont l'existence est peu probable vu le contexte géomorphologique et topoclimatique.

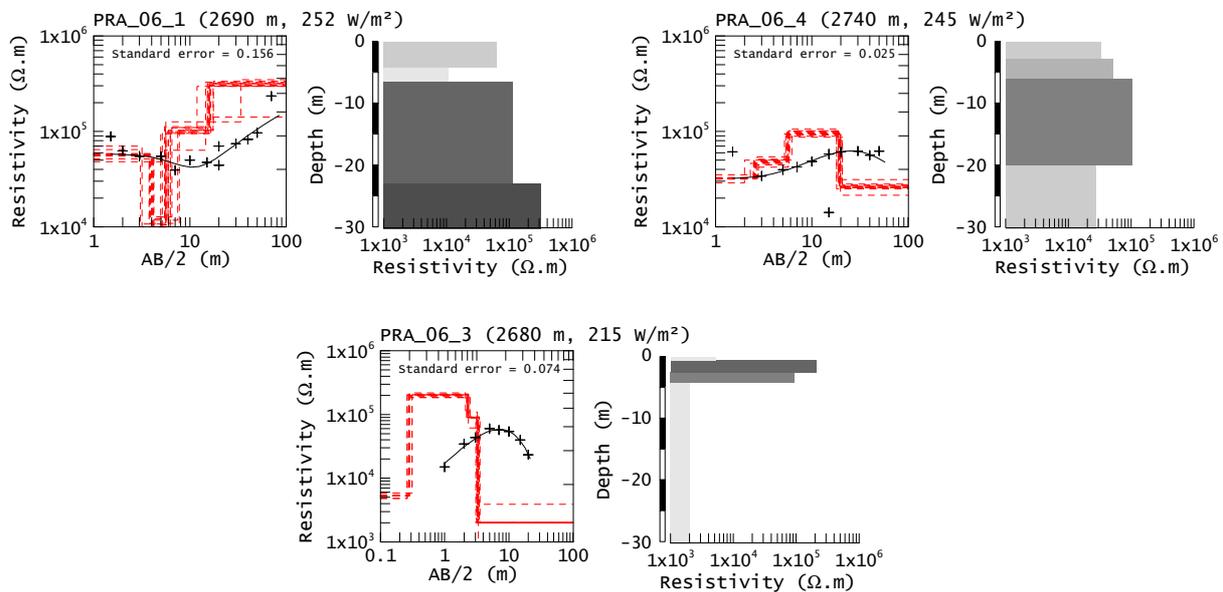


Figure VII-21 : Sondages électriques verticaux réalisés en 2006 dans le vallon de Pradiou, et leur interprétation (voir fig. VII-20 pour la localisation). *Vertical electrical soundings performed in the Vallon de Pradiou in 2006, and their interpretation (see fig. VII-20 for location).*

Notons que les sondages *PRA\_06\_1* et *PRA\_06\_4*, par les valeurs élevées de résistivité du niveau le plus profond qu'ils révèlent, suggèrent que la roche en place n'a pas été rencontrée à plus de 30 m de profondeur. Ceci semble donc indiquer que la surélévation des bourrelets de fluage du pied du versant O (une quarantaine de m d'après le profil topographique) n'est pas due à un ressaut rocheux, mais bien à un chevauchement des bourrelets les plus récents sur les formes reliques du fond du vallon.

#### 4.2.2.2. Les traînés électriques

Deux traînés électriques ont été effectués dans le vallon de Pradiou, selon une direction perpendiculaire aux lignes des sondages *PRA\_06\_1* et *PRA\_06\_4*, en remontant donc l'axe longitudinal des deux complexes éboulis/bourrelet de fluage (fig. VII-22). L'écartement des électrodes a été maintenu à

15 m, autorisant une profondeur de prospection de 8-10 m.

Les résistivités apparentes relevées par les traînées dans le vallon de Pradiou s'échelonnent de 40 à 93  $\text{k}\Omega\cdot\text{m}$ , avec une valeur moyenne de 71,3  $\text{k}\Omega\cdot\text{m}$  ( $\sigma = 16,3$ ) très proche de celle des traînées du vallon de la Route.

Le traîné *PRA\_06\_1T* présente une structure en cloche, suggérant un maximum local de résistivité apparente (93  $\text{k}\Omega\cdot\text{m}$ ) à l'emplacement du sondage *PRA\_06\_1* et une décroissance de la résistivité des terrains en remontant l'éboulis. Le traîné *PRA\_06\_2T* (coïncidant avec le sondage *PRA\_06\_2*) présente une forme assez similaire, avec une résistivité apparente maximale légèrement moindre (79  $\text{k}\Omega\cdot\text{m}$ ) et localisée au début de la ligne de mesure.

Les sondages verticaux *PRA\_06\_1* et *PRA\_06\_2* ayant détecté un niveau glacé (96  $\text{k}\Omega\cdot\text{m} < \rho < 300 \text{ k}\Omega\cdot\text{m}$ ) à partir de 5-6 m de profondeur, l'augmentation de résistivité

perçue par les traînés est très vraisemblablement liée au passage du courant dans la partie superficielle de ce niveau. La baisse de résistivité caractéristique, attribuable à une diminution de la teneur en glace (une diminution de la

profondeur de la couche active est également possible, mais sans doute moins perceptible sur d'aussi faibles distances), suggère donc une moindre probabilité de rencontrer des terrains glacés au fur et à mesure que l'on remonte la racine du bourrelet de fluage.

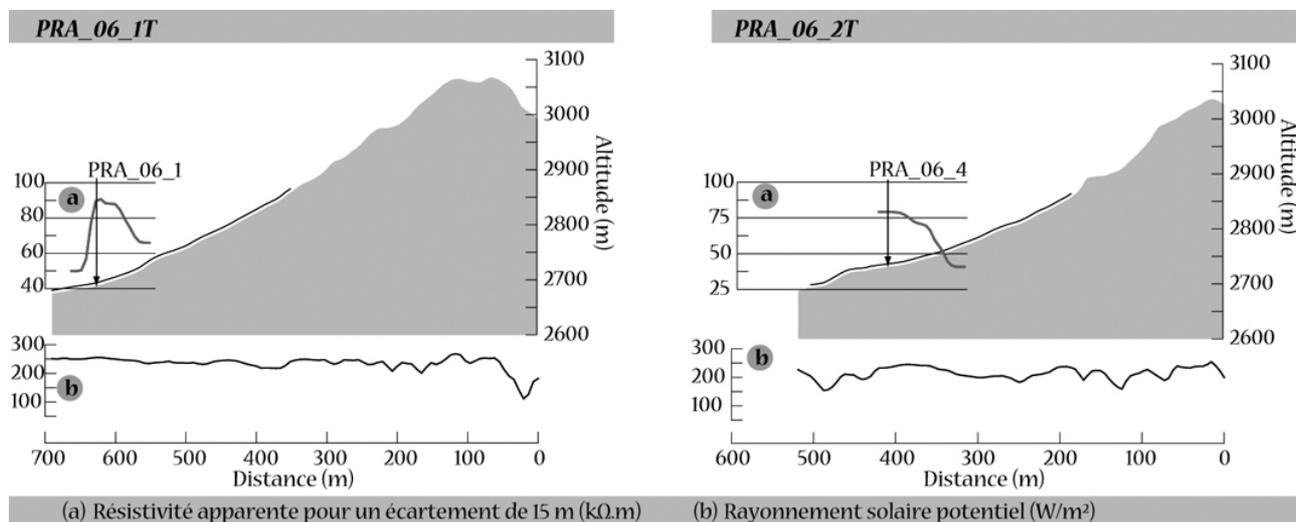


Figure VII-22 : Valeurs de résistivité apparente (courbe rouge) relevées par la méthode du traîné électrique sur deux profils du vallon de Pradiou (écartement inter-électrodes : 15 m, épaisseur prospectée : 8-10 m ; cf. fig. VII-20 pour la localisation des traînés). Resistivity values (red curve) measured by the "traîné" technique on the Vallon de Pradiou.

### 4.3. Le pergélisol à l'échelle du vallon : des formes fluantes restreintes aux pieds de versants

#### 4.3.1. Etat et fonctionnement actuels

Les interprétations géomorphologiques de départ concernant la répartition probable du pergélisol dans le vallon de Pradiou ont été confirmées par les sondages électriques et, de façon moins fiable toutefois, par les mesures BTS. Ainsi, seule la génération la plus récente de glaciers rocheux, relativement peu développée et clairement rattachée aux éboulis actuels, paraît être « fraîche », emboîtant (versant face à l'E) ou chevauchant (versant face à l'O) les formes reliques (fig. VII-23c).

La présence et l'évolution du pergélisol semblent ici plus conditionnées par les effets géodynamiques de domination amont/aval (fourniture de débris et redistribution de la neige par les avalanches accrues sur le versant face à l'O) que par des contrastes topoclimatiques (insolation et altitude). La distribution des résistivités dans les premiers

mètres du sol suggère en outre des structures horizontales similaires à celles rencontrées dans le vallon de la Route, restreintes aux bourrelets de fluage. Bien qu'aucun indice thermique ne vienne l'étayer, l'hypothèse d'un fonctionnement thermique inversé entre les parties hautes et basses des éboulis est également plausible. Comme cela a été observé dans la combe de Laurichard et au vallon de la Route, la correspondance spatiale entre la racine des formes fluantes et les zones de refroidissement pourrait ainsi être expliquée.

#### 4.3.2. Hypothèses de mise en place des formes

De même qu'au vallon de la Route, les durées minimales de progression des formes (déduites de la relation entre la pente et la vitesse observée sur RGL1, et du rapport entre vitesse de surface et vitesse d'avancée<sup>54</sup>), nécessaires pour atteindre leur ampleur actuelle, nous renseignent sur la dimension temporelle du pergélisol du vallon

de Pradieu et sur certaines modalités de sa mise en place (fig. VII-23d).

Si la différenciation des unités fluantes est relativement délicate dans l'ensemble du vallon de Pradieu, tant leurs contours sont émoussés et les flux latéraux importants dans la moitié amont, un minimum de 6 générations apparaît tout de même, s'étalant jusqu'à 2530 m d'altitude, pour une longueur totale de plus de 2 km. Avec les mêmes limites d'interprétation que pour le vallon de la Route, la durée total pour la mise en place de ces formes atteindrait 37000 ans. Ceci renvoyant au Pléniglaciaire, il est vraisemblable qu'ici également certaines générations ont progressé simultanément, selon la succession des phases d'activité du pergélisol (= progression des glaciers rocheux) et des phases d'inactivité (=

stagnation des glaciers rocheux), la présence de glace dans les formes en aval permettant l'emboîtement dans les unités suivantes. Faisant exception à ce schéma, le chevauchement de la génération la plus récente, au pied du versant du Pic du Lac de Combeynot, sur les formes reliques (fig. VII-23c) pourrait alors signifier qu'une période suffisamment longue a permis une fonte complète du pergélisol avant que la dernière génération ne se mette en place.

Au final, il apparaît que l'ensoleillement très important du vallon n'empêche pas la présence de pergélisol. Toutefois ce dernier est relativement restreint en extension, assez peu riche en glace et fortement conditionné par la dissymétrie topographique, et donc géodynamique, entre les deux versants.

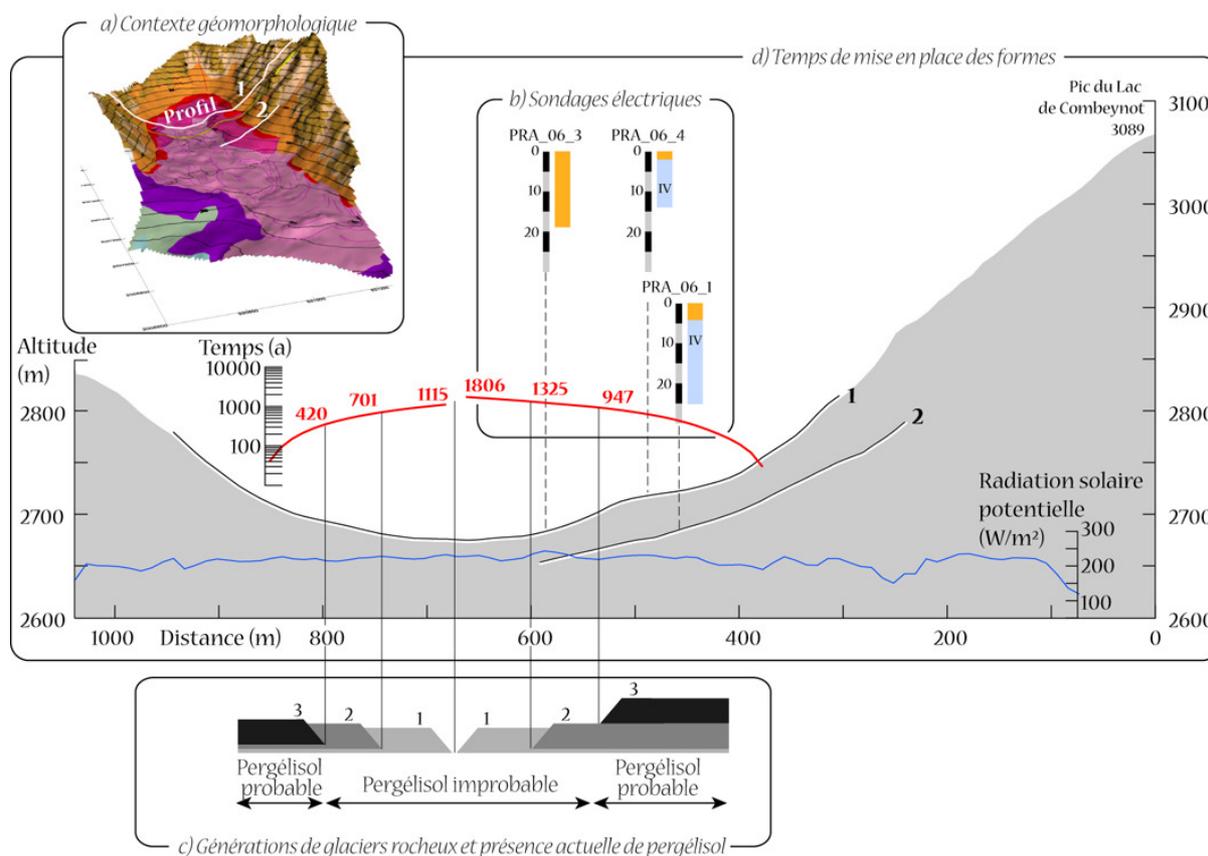


Figure VII-23 : Mise en place des paysages du vallon de Pradieu : a) contexte géomorphologique (avec la localisation du profil topographique) ; b) résultats des sondages électriques (pour la typologie du pergélisol, cf. chap. III, § 3.1) ; c) principales générations observables de glaciers rocheux et présence de pergélisol ; d) hypothèse de mise en place des formes fluantes (en rouge le temps de progression) d'après la relation « pente / vitesse » établie pour RGL1 (cf. chap. V, § 1.2). *Permafrost at the catchment scale in the Vallon de Pradieu: a) geomorphological context (with location of the profile); b) results of the electrical soundings (for the types of permafrost, cf. chap. III, § 3.1); c) main visible generations of rockglaciers and present permafrost presence; d) time needed to acquire the present morphology (in red the duration of advance) as suggested by the relation "slope angle/surface velocity" on RGL1.*

---

*Grâce à la combinaison d'une approche géomorphologique et de méthodes thermiques et géophysiques, les quatre études de cas présentées ici ont permis de préciser l'état et la distribution du pergélisol dans des contextes différents. Sur l'ensemble des sites prospectés, l'influence topoclimatique est perturbée par les conditions géodynamiques locales, qu'elles soient liées à un glacier, comme au Combeynot N, ou à une paroi rocheuse très active, comme à Laurichard. Ces perturbations géodynamiques rendent la distribution du pergélisol, autant à l'échelle de la forme qu'à celle du vallon, très morcelée et soumise à des effets de domination amont/aval importants. La prise en compte de la dimension temporelle, bien que relative et imprécise, montre en outre que l'évolution, ou la persistance, des contextes géodynamiques locaux a pu autant marquer les paysages que les fluctuations climatiques au cours du Quaternaire. Cette constatation amène naturellement à s'interroger sur les réponses du pergélisol aux modifications climatiques, et sur les modalités possibles de sa dégradation dans un contexte de réchauffement.*

---









« Car les Alpes sont mortelles. Seul le temps fait la  
différence entre leur existence et celle des êtres  
vivants. »

E. Turri

*La compréhension des réponses possibles du pergélisol face aux modifications environnementales, particulièrement dans le contexte du réchauffement global, constitue un des enjeux majeurs des recherches actuelles. En montagne, rares sont les séries de mesures qui dépassent, en durée, l'inertie temporelle du pergélisol, permettant ainsi de relier des changements de l'état de ce dernier aux contrôles externes.*

*Le suivi géodésique conduit depuis 1979 sur le glacier rocheux de Laurichard représente à cet égard un indicateur particulièrement pertinent et précieux. Ces données offrent en effet des angles d'analyse originaux sur la relation entre la dynamique d'écoulement du glacier rocheux et les paramètres climatiques. Ces dernières sont par ailleurs complétées par plusieurs séries de sondages électriques, et, depuis 2003, par un suivi topoclimatique du site qui offre désormais la possibilité de croiser l'état thermique du pergélisol avec sa réponse rhéologique.*

*A une toute autre échelle, les paysages du massif du Combeynot représentent également des indices de la persistance de conditions géodynamiques favorables, ou non, au pergélisol. Les études de cas menées sur les différents sites du massif corroborent les travaux réalisés en d'autres sites, et éclairent les modalités de création et de maintien du pergélisol. Reliant ce fonctionnement à l'évolution globale récente du climat, une synthèse des signaux envoyés par le pergélisol ces dernières années est faite. Cette lecture des conséquences probables de la dégradation du pergélisol amène à s'interroger sur les impacts du réchauffement climatique actuel, particulièrement en terme de déstabilisation des versants, d'aléas induits et de risques pour les sociétés.*



## Chapitre VIII – L'ÉVOLUTION DE RGL1 DANS LE CONTEXTE DU CHANGEMENT CLIMATIQUE

---

*Seul exemple des Alpes françaises à bénéficier d'un suivi quasi annuel depuis 1983, le glacier rocheux 1 de Laurichard est inscrit dans les suivis à long terme du Parc National des Ecrins, et se place à ce titre comme un témoin précieux de l'évolution du pergélisol de montagne. Les liens probables entre les conditions thermiques en surface et la cinématique du glacier rocheux sont dans un premier temps abordés à l'aide des enregistrements microclimatiques, entre 2003 et 2006. Au cours de cette période, la variété des conditions météorologiques permet d'estimer les conséquences d'années « chaudes pour le sol », tel qu'en 2003-2004, ou, à l'inverse, d'années telles que 2004-2005, particulièrement froide. A l'échelle décennale ensuite, le comportement cinématique du glacier rocheux peut être mis en parallèle avec l'évolution de certains paramètres climatiques, dans le but de faire ressortir les contrôles probables. Enfin, sur la base des résultats évoqués précédemment, un rapide bilan du suivi est proposé.*

---

### 1. Liens entre le microclimat de surface et la cinématique de RGL1 au cours des 3 dernières années (2003-2006)

Peut-on révéler, et évaluer, l'influence des variations des paramètres externes (le climat, ici essentiellement la température de l'air et l'enneigement) sur la dynamique interne du glacier rocheux ? Quelle est la sensibilité de cette dernière aux fluctuations climatiques, et à quelles échelles temporelles s'exprime cette sensibilité ?

Afin d'apporter des éléments de réponses à ces questions, nous proposons dans cette section une analyse croisée des données thermiques acquises en continu dans l'air et dans le sol (cf. chap. IV, § 1 et 2) et des données géodésiques recueillies annuellement par le PNE<sup>62</sup> sur RGL1 (cf. chap. V, § 1). L'étude est menée à deux échelles spatiales : l'une, stationnelle, compare les données de deux sites, l'autre, sur la forme entière, englobe l'ensemble des mesures disponibles et estime l'impact de l'année chaude 2003-2004.

#### 1.1. Analyse comparée de la cinématique et du comportement thermique du glacier rocheux sur deux sites de mesure

Le dispositif de mesures en continu des températures (cf. chap. III, § 2.1 et IV, § 2) permet de suivre le comportement thermique de la surface du sol sur RGL1, entre autre au niveau de ses racines (site LA4) et de son front (site LA7).

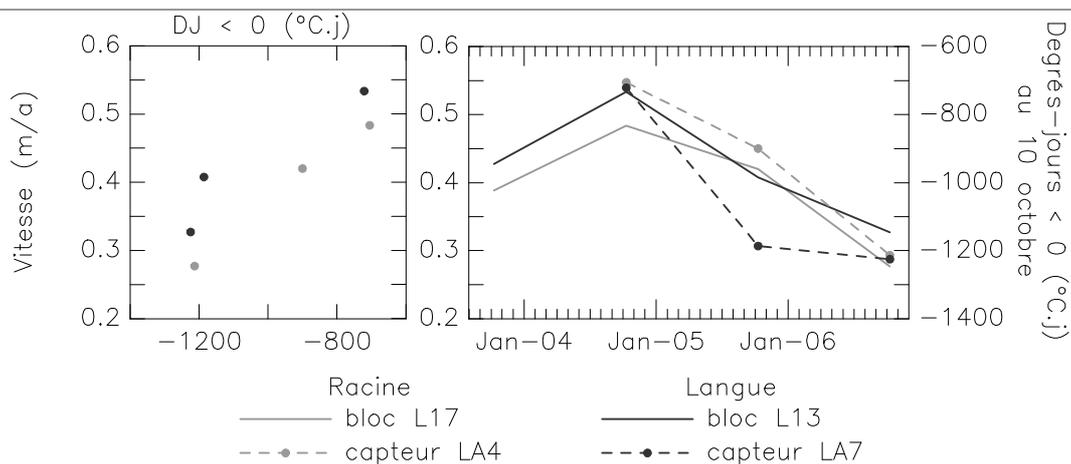
Les capteurs LA4 (en sub-surface) et LA4bis (à 1 m de profondeur), et LA7 (en sub-surface) et LA7bis (à 1 m de profondeur), situés à proximité immédiate, respectivement, des blocs L17 et L13 du réseau géodésique (cf. chap. V, § 1), permettent une comparaison locale de l'état thermique du sol<sup>63</sup> et de sa cinématique (fig. VIII-1).

---

<sup>62</sup> Données de la période 1983-2001 aimablement transmises par L. Reynaud, et celles de 2001 à 2006 par E. Thibert.

---

<sup>63</sup> Au vu du comportement thermique de la couche de surface du glacier rocheux (cf. chap. IV, 2.2), il apparaît que le paramètre rendant le mieux compte de l'état du pergélisol constituant le glacier rocheux est sans doute le cumul annuel des températures négatives (degrés-jours négatifs, pris au 10 octobre du fait de la date d'initiation des séries de mesure).



**Figure VIII-1 : Comparaison annuelle entre la cinématique de RGL1 (blocs L13 et L17, vitesse annuelle) et le refroidissement de sa surface (capteurs LA7 et LA4, cumul annuel des degrés-jours négatifs sur un an, au 10 octobre) entre 2003 et 2006 : a) relation entre les deux variables, b) évolution temporelle. Données non publiées de Francou, Reynaud et Thibert. Annual comparison between RGL1 kinematics (on block L13 and L17) and the cooling of its surface (annual sum of freezing degrees-days until the 10<sup>th</sup> Oct. on LA7 and LA4) from 2003 to 2006: a) scatter plot, b) time plot.**

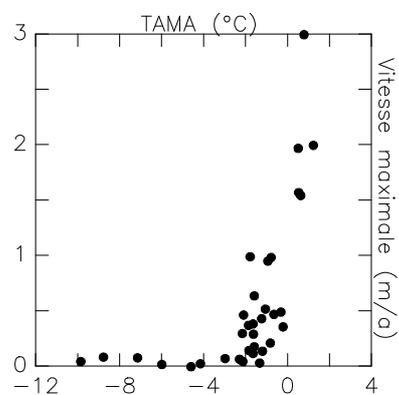
Pour chacun des deux blocs, il apparaît que les déplacements les plus importants se sont produits suite à un hiver 2003-2004 peu propice au refroidissement du sol (cumul des degrés-jours : -705°C.j à LA4 ; -721°C/j à LA7). La baisse des vitesses lors des deux années suivantes s'est en revanche produite après des hivers très froids pour le sol (cumul des degrés-jours : -900°C.j en 2005 et -1213°C.j en 2006 à LA4 ; -1186°C/j en 2005 et -1225°C/j en 2006).

Bien qu'en limite de significativité statistique ( $r_{(racine)} = 0,996$  ;  $r_{(langue)} = 0,946$  ; seuil à 10 % d'erreur : 0,988), la suggestion d'une relation entre les degrés-jours cumulés au 10 octobre et la vitesse moyenne de déplacement des blocs (fig. VIII-1, graphique de gauche) amène à faire plusieurs remarques développées ci-après, qui nécessiteront, bien évidemment, une prolongation des observations afin d'être confortées ou non.

### 1.1.1. La déformation du pergélisol et son écoulement sur le versant sont reliés à son état thermique

Cette hypothèse rejoint de nombreux travaux qui démontrent, certains à partir de données similaires aux nôtres (cinématique annuelle de surface et températures de l'air ou du sol), que :

- les glaciers rocheux les plus rapides se trouvent dans les sites aux conditions topoclimatiques les plus douces (par ex. [Frauenfelder, 2004 ; Käab *et al.*, 2006b] ; cf fig. VIII-2) ;



**Figure VIII-2 : Relation entre la température annuelle moyenne de l'air (TAMA) au front des glaciers rocheux des Alpes suisses orientales et leur vitesse maximale en surface. Données tirées de Frauenfelder [2004]. Relationship between maximal surface velocity and mean annual air temperature (MAAT) at the Eastern Swiss Alps rockglacier front.**

- le mouvement des glaciers rocheux s'est accéléré durant ces dernières décennies [Schneider & Schneider, 2001 ; Ladstädter & Kaufmann, 2004 ; Käab *et al.*, 2006b ; Kaufmann &

Ladstädter, 2006 ; Lambiel, 2006], parallèlement à l'augmentation globale des températures de l'air (cf. chap. VIII, § 2) ;

- la résistance au cisaillement d'un mélange glace/débris est mécaniquement dépendante de trois paramètres [Arenson *et al.*, 2002], dont seule la température (les deux autres étant la teneur en glace et la granulométrie) est susceptible de fluctuer annuellement ;
- par conséquent, le fluage des accumulations détritiques riches en glace est accru lorsque la température de ces dernières augmente [Arenson, 2002 ; Ladanyi, 2006].

Les observations réalisées à Laurichard, où l'année 2003-2004, chaude pour le sol (combinaison d'un hiver précocement enneigé et d'un été sec et chaud), fut marquée par une accélération du glacier rocheux, et où les années froides, 2005 et 2006, vont donc dans le sens de celles effectuées ailleurs dans les Alpes (cf. paragraphe suivant, 2.1).

#### 1.1.2. L'état thermique du glacier rocheux influence sa cinématique à une échelle annuelle, voire inférieure

Du précédent constat – les années chaudes pour le sol sont corrélées avec des vitesses de déformation élevées – découle un autre constat : les transferts de chaleur saisonniers ou, pour simplifier, le réchauffement estival et le refroidissement hivernal, ayant affecté le pergélisol ces dernières années ont été suffisamment rapides et intenses pour avoir provoqué des modifications de température perceptibles en profondeur, avant la vague thermique suivante.

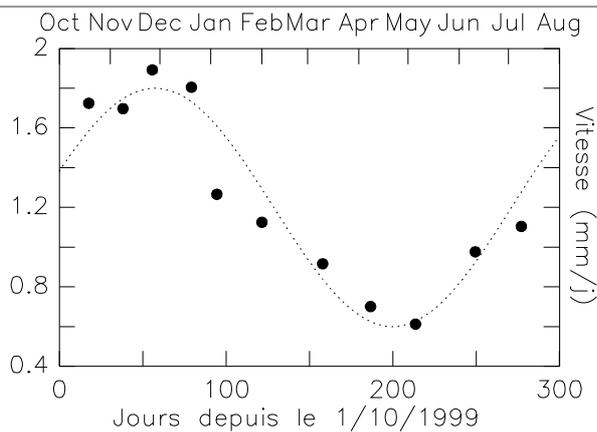
Ces changements de températures du sol sous l'effet des fluctuations saisonnières, auxquelles se surimpose l'effet cumulatif des extrêmes qui peut influencer le sol pendant plusieurs années, semblent de plus avoir des

répercussions sur les propriétés rhéologiques de la glace.

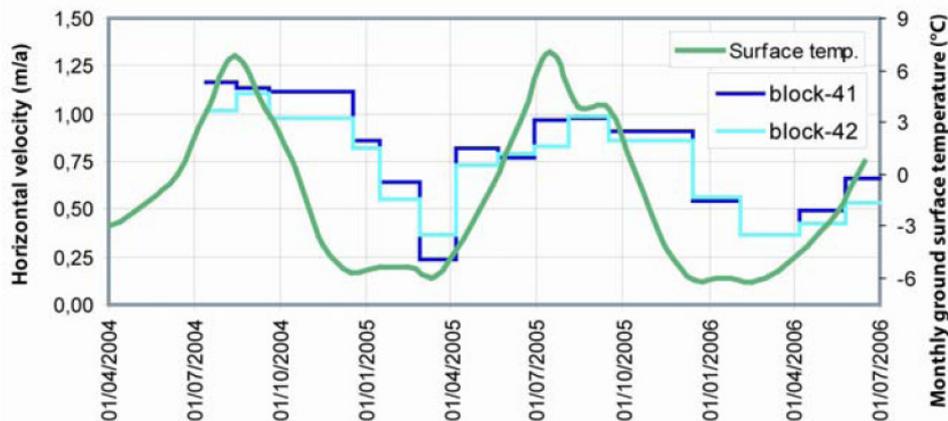
Haeberli [1985], et plus récemment Arenson [2002], ont ainsi mesuré des variations saisonnières des vitesses d'écoulement à la surface de glaciers rocheux alpins. Ce dernier auteur a calculé qu'avec un décalage de 3-4 mois par rapport aux extrêmes thermiques en surface, le maximum de déformation du glacier rocheux de Muragl s'est produit, en 1999, fin novembre / début décembre, alors que le minimum a eu lieu en mai (fig. VIII-3). Ce décalage temporel correspond au temps de propagation des vagues thermiques vers la zone cisailante du glacier rocheux de Muragl (-15 à -18 m de profondeur), au sein de laquelle se produit près de 80 % de la déformation totale de la colonne de matériel glacé [Arenson *et al.*, 2002].

C'est également ce que suggèrent les résultats de Perruchoud et Delaloye [2006], qui ont mesuré les mouvements saisonniers de la surface du glacier rocheux des Becs-de-Bosson (fig. VIII-4). Leur suivi montre clairement qu'un maximum de vitesse se produit à la fin de l'été et au début de l'automne, alors que les déplacements les plus faibles ont lieu à la fin de l'hiver. Le décalage temporel entre les extrêmes thermiques et les extrêmes cinématiques semble dans ce cas-là plus réduit que pour le glacier rocheux de Muragl, étant compris entre 1 et 2 mois.

Si ce décalage relativement court peut être attribuable à la résolution temporelle des mesures (trois mois sans mesures entre fin septembre et fin décembre), il peut également évoquer, à la lumière de ce qu'Arenson [2002] avance, des « *retarded temperature changes* [au sein du niveau cisailant, et qui résultent] *in the observed phase lag of the deformation response* » et qui, dans le cas du glacier rocheux des Becs-de-Bosson, suggéreraient un niveau cisailant peu profond.



**Figure VIII-3 :** Vitesse calculée de la surface du glacier rocheux de Muragl lors de l'année 1999, et courbe sinusoïdale ajustée aux vitesses. Données et équation de Arenson [2002]. *Computed surface velocity on the Muragl rockglacier during 1999 and adjusted sinusoidal curve.*



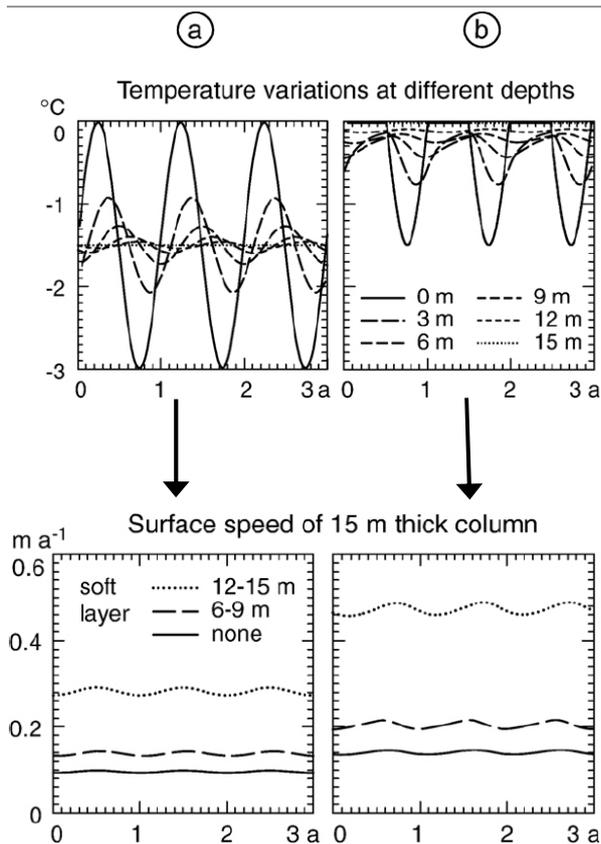
**Figure VIII-4 :** Variations saisonnières des vitesses horizontales de deux blocs à la surface du glacier rocheux des Becs-de-Bossons (Suisse) et évolution de la température à la surface du sol. Tiré de Perruchoud et Delaloye, [2006]. *Seasonal variations of horizontal velocities of two blocks at the surface of Becs-de-Bosson rockglacier, and evolution of the ground surface temperature.*

Notons enfin que, grâce à la combinaison d'un modèle de diffusion de la chaleur dans le sol et d'un modèle de déformation de la glace selon sa température, Kääh *et al.* [2006b] ont simulé de telles variations saisonnières de la vitesse de surface (fig. VIII-5). Leurs travaux montrent que ces variations de vitesses sont de l'ordre de 4 à 12 %, selon l'état thermique du pergélisol, tempéré (proche de 0°C) ou froid, et selon la profondeur du niveau cisailant.

Dans le cas du glacier rocheux 1 de Laurichard, la ZAA atteignant sans doute une vingtaine de mètres de profondeur (cf. chap. IV, § 1.1.2, profondeur de la ZAA, « Zero Annual Amplitude », extrapolée grâce aux températures de la paroi du Roc Noir de Combeynot), il est possible que les changements thermiques saisonniers

affectent le niveau cisailant (pour autant que le glacier rocheux en possède un, comme c'est le cas pour les glaciers rocheux dans lesquels un forage a pu être réalisé ; cf. chap. I, § 2.1.2, et [Arenson, 2002 ; Kääh *et al.*, 2006b]). Ceci expliquerait pour partie l'importante variabilité interannuelle des vitesses de surface, qui est sans doute amenée à s'accroître au fur et à mesure que l'élévation de la température du pergélisol, et la fonte basale qui s'ensuit, « poussent » le niveau cisailant vers la surface [Arenson *et al.*, 2002].

Des cas d'instabilité de glacier rocheux, comme ceux récemment décrits dans les Alpes par Delaloye *et al.* [2005], Lambiel [2006] ou Evin *et al.* [2007], pourraient être en partie liés à cette augmentation de la sensibilité de la dynamique du pergélisol aux paramètres climatiques.



**Figure VIII-5 :** Simulation de la température à différentes profondeurs sur trois cycles annuels, sous une évolution sinusoïdale de la température de surface, et de la réponse de la cinématique de surface selon différentes profondeurs du niveau cisailant et (a) pour un pergélisol froid, (b) pour un pergélisol tempéré. Tiré de Käab *et al.*, [2006b].  
*Simulation of the ground temperature at various depths during three annual cycles, (a) for a cold permafrost, (b) for a temperate permafrost, under a sinusoidal variation at the surface, and simulation of the kinematics response of the surface, with various depth of the shear layer.*

## 1.2. Quels ont été les impacts de l'année chaude 2003-2004 sur le glacier rocheux ?

L'extrapolation<sup>64</sup> des températures de l'air à la station de Laurichard montre que l'été 2003 (15 juin-15 septembre) a probablement été plus chaud de 1,2 à 1,4 °C que les années suivantes mesurées à la station (9,65°C en 2003, contre 8,27°C en 2004, 8,08°C en 2005 et 8,43°C en 2006). Cette vague de chaleur, fortement ressentie dans la région entre mai et septembre, constitue un événement probablement suffisamment important en durée et en intensité (températures moyennes estivales aux stations du Monétier et de Saint Christophe de 3 à 5°C au-dessus des normales saisonnières ; cf. chap. II, § 3.2.3) pour avoir eu des conséquences sur le glacier rocheux 1 de Laurichard, sans doute perceptibles dans les résultats du suivi géodésique.

En ce qui concerne l'état thermique du sol sur RGL1 (dont le suivi ne démarre qu'en octobre 2003), la faiblesse des degrés-jours négatifs accumulés à l'issue de l'année 2003-2004 (-721°C.j en octobre 2004 contre -1186°C.j en octobre 2005 et -1225°C.j en octobre 2006, au capteur LA7, 2450 m d'altitude) découle pour partie de l'importante quantité de chaleur ayant pénétré la surface de RGL1 durant l'été 2003. Cette dernière n'a, de plus, été que peu

Au final, les données récoltées sur RGL1 suggèrent effectivement une certaine sensibilité de la dynamique du glacier rocheux aux fluctuations des conditions topoclimatiques en surface, marquée par les phases d'accélération ou de décélération, et correspondant aux observations réalisées sur d'autres glaciers rocheux. Par ailleurs, les circulations d'eau, parfois audibles au toit du pergélisol du glacier rocheux et évoluant de manière saisonnière, peuvent sans doute également modifier le comportement mécanique de ce dernier, en augmentant la teneur en eau liquide (TEL) du pergélisol et/ou en lubrifiant la base du corps glacé.

La brièveté de la période d'observation (2003-2006) et l'absence de forage équipé pour le suivi thermique en profondeur empêchent évidemment de distinguer les contributions respectives des fluctuations climatiques saisonnières et de la tendance plus générale au réchauffement du climat dans les signaux perçus en surface. Néanmoins, nous avons tenté, à partir des mêmes jeux de données, de cerner plus en détail les impacts d'une année particulièrement chaude pour le sol (2003-2004) sur la cinématique de surface de RGL1.

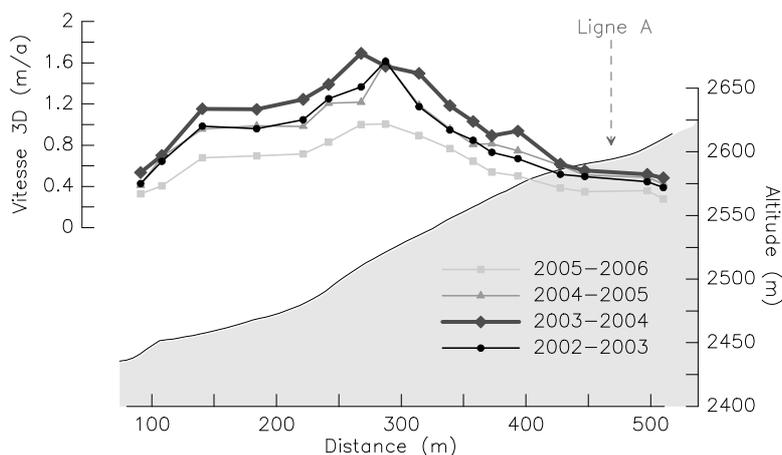
<sup>64</sup> Extrapolation effectuée à partir d'une régression linéaire des températures à la station de Laurichard sur les températures estivales de la station du Monétier d'août 2004 à août 2006 ( $r = 0,88$ ).

évacuée durant l'hiver suivant, du fait du manteau neigeux épais (cf. chap. IV, § 2), à l'inverse des hivers suivants, froids pour le sol.

### 1.2.1. Impact probable sur les vitesses d'écoulement de RGL1

Les vitesses enregistrées par la ligne L sont passées de 0,85 m/a ( $\sigma = 0,36$ ) en 2002-2003 à 1,01 m/a ( $\sigma = 0,40$ ) en 2003-2004, soit une augmentation moyenne de 18 %, pour redescendre ensuite à 0,86 m/a ( $\sigma = 0,33$ ) dès 2004-2005 (-15 %).

Comme évoqué précédemment, la relation, à l'échelle annuelle, entre la température du sol et la cinématique de surface conduit à



**Figure VIII-6 : Profils (ligne L) annuels de vitesse entre 2002 et 2006, dans l'axe longitudinal de RGL1 (indication de position de la ligne A, perpendiculaire à L ; profil topographique en grisé ; le glacier rocheux est délimité par la courbe noire).** Longitudinal profiles of velocity on RGL1 (line L; position of the line A, perpendicular to L, is also indicated) between 2002 and 2006.

### 1.2.2. Impact probable sur la structure de RGL1

Si l'année chaude 2003-2004 a sans doute contribué à augmenter les vitesses de fluage du glacier rocheux, les variations verticales de sa surface montrent également un comportement particulier. Ainsi, la valeur  $dZ_{0slp}$ , c'est-à-dire la différence d'altitude, entre deux années et pour un même bloc, qui n'est pas liée à la pente locale (fig. VIII-7), montre un profil singulier, tant sur la ligne L que sur la ligne transversale A (fig. VIII-8).

Ainsi, alors que les valeurs moyennes de  $dZ_{0slp}$  des années 2002-2003, 2004-2005 et 2005-2006 restent proches de zéro (respectivement -0,022 m/a, -0,012 m/a et -0,051 m/a) et montrent l'équilibre entre l'étirement du glacier rocheux en amont (associée à l'aggradation de pergélisol) et sa

supposer que l'accélération des vitesses de surface constatée sur l'ensemble du profil longitudinal (ligne L) du glacier rocheux (fig. VIII-6) lors des mesures effectuées en septembre 2004 est, pour partie au moins, une conséquence du réchauffement du pergélisol durant l'année 2003-2004.

Une seconde hypothèse, en partie complémentaire de la première, consiste à relier le ralentissement de 2004-2005 à la diminution de la teneur en glace du glacier rocheux, suite à la fonte de l'été 2003, qui aurait augmenté les frottements entre les débris rocheux. Cela reste toutefois délicat à vérifier en l'absence de données adéquates sur le bilan de masse du glacier.

compression en aval (associée à la fonte du toit du pergélisol), l'année 2003-2004 est marquée par un abaissement relatif moyen de 0,093 m/a sur l'ensemble du profil longitudinal.

Parallèlement, la dynamique compressive ou extensive du glacier rocheux en 2003-2004, telle qu'indiquée approximativement<sup>65</sup> par la variation de distance entre les blocs de la ligne L ( $dD_{blocs}$ , les valeurs positives indiquent une extension, et vice-versa), a peu varié par rapport aux autres années (fig. VIII-9).

<sup>65</sup> Car  $dD_{blocs}$  représente l'ensemble du volume séparant deux blocs, et non pas une valeur ponctuelle valable pour le bloc dont nous connaissons par ailleurs la vitesse ou les variations verticales.

Aussi, l'abaissement de la surface constaté dans les secteurs peu extensifs de la racine du glacier rocheux (blocs L14 à L16), ou très compressifs de sa langue (L11 à L13), reflète-t-il sans doute ici une fonte estivale du toit du pergélisol plus prononcée que celle des autres années.

Il reste délicat de préciser pour chaque bloc du suivi géodésique les parts respectives de la fonte, traduisant un bilan de masse localement déficitaire, et de la dynamique, compressive ou extensive. Néanmoins, on peut remarquer que l'abaissement moyen de la surface en 2003-2004 de presque 10 cm est

la valeur la plus importante constatée durant les vingt dernières années du suivi.

De ce point de vue, l'analyse des données récentes du suivi géodésique fait sans doute apparaître deux des conséquences attendues, dans un premier temps, du réchauffement climatiques sur les accumulations détritiques riches en glace : une augmentation des vitesses de fluage du pergélisol et une fonte accrue de la glace au toit (et probablement aussi à la base) de la masse gelée

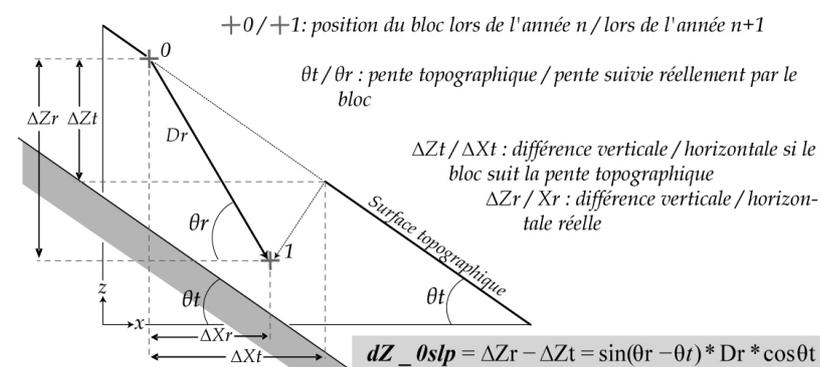


Figure VIII-7: Explication schématique du calcul de la quantité cinématique  $dZ_{0slp}$  (variation verticale compensée par la pente locale). Schematic explanation for the computation of the kinematics quantity  $dZ_{0slp}$ .

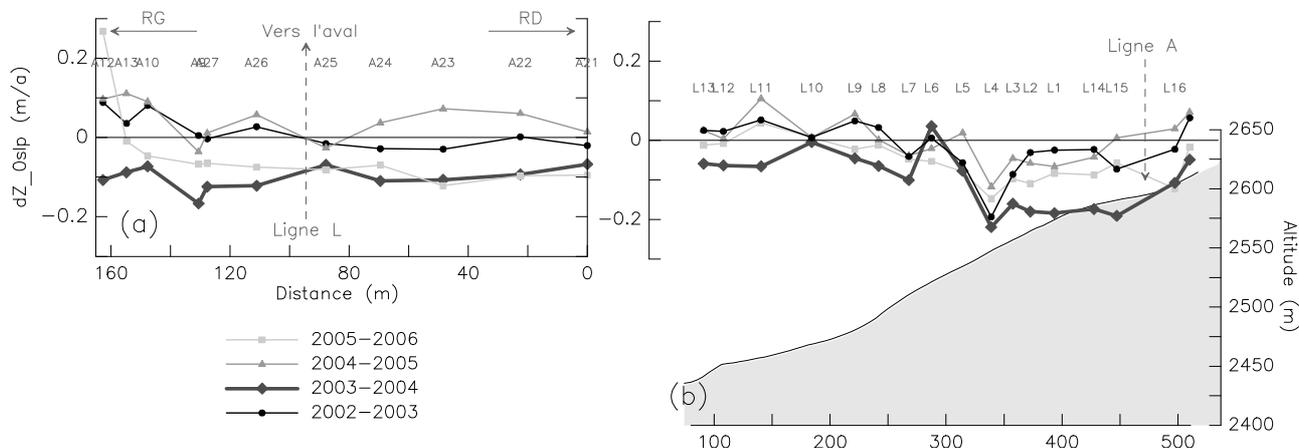
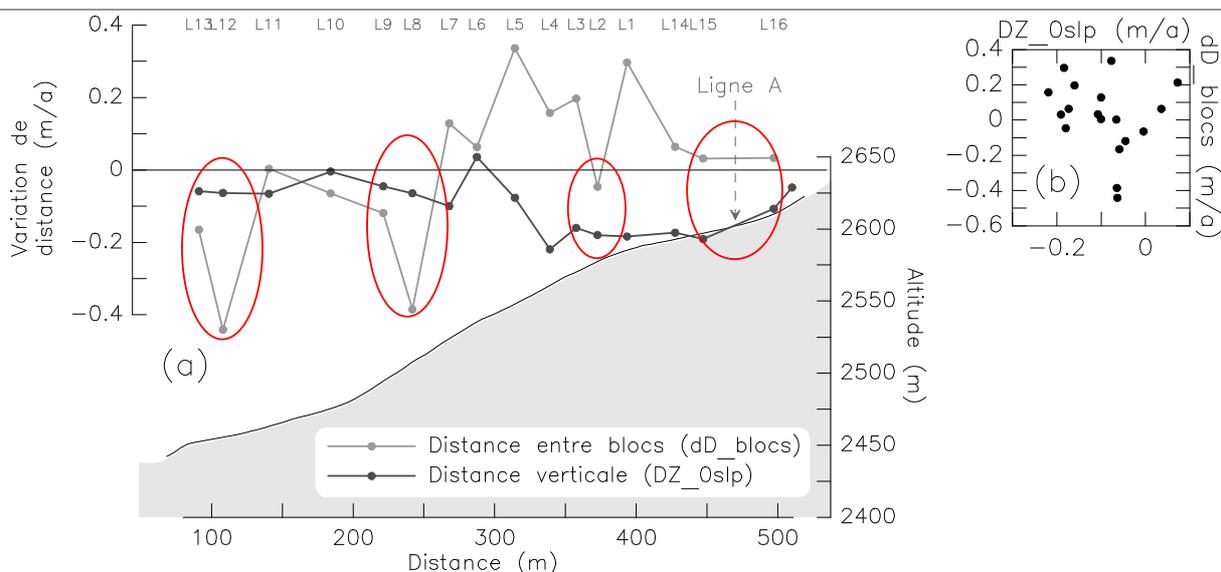


Figure VIII-8 : Profils annuels de variation verticale compensée par la pente ( $dZ_{0slp}$ ) de la surface de RGL1, entre 2002 et 2006 : (a) ligne A, transverse à la racine de RGL1 (indications de position des bords gauche et droit du glacier rocheux, et de la ligne L ; profil topographique en gris ; le glacier rocheux est délimité par la courbe noire) ; (b) ligne L, longitudinale (position de la ligne A indiquée). Annual profiles of vertical variation with slope compensation ( $dZ_{0slp}$ ) at the RGL1 surface, between 2002 and 2006: (a) line A, transverse to RGL1 root; (b) line L, along the main flowing axis of RGL1.



**Figure VIII-9 : Profils cinématiques dans l'axe longitudinal de RGL1 (ligne L) pour l'année 2003-2004 (profil topographique en grisé ; le glacier rocheux est délimité par la courbe noire) : (a) variation verticale compensée par la pente ( $dZ_{0slp}$ ) et variation de distance entre les blocs ( $dD_{blocs}$ ) ; (b) relation entre  $dZ_{0slp}$  et  $dD_{blocs}$ . Les ellipses rouges délimitent les secteurs où  $dZ_{0slp}$  et  $dD_{blocs}$  sont tous les deux négatifs ou proches de 0, indiquant une fonte probable du toit du pergélisol. Kinematics profiles of the longitudinal axis of RGL1 (line L) for 2003-2004: (a) vertical variation compensated by slope ( $dZ_{0slp}$ ) and variation of distance between blocks ( $dD_{blocs}$ ); (b) scatter plot between  $dZ_{0slp}$  and  $dD_{blocs}$ . The red ellipses show the sectors where a melting on top of permafrost is probably perceptible ( $dZ_{0slp}$  and  $dD_{blocs}$  negatives or close to 0).**

## 2. Evolution de la cinématique de surface et de la structure interne de RGL1 au cours des deux dernières décennies et liens possibles avec le changement climatique

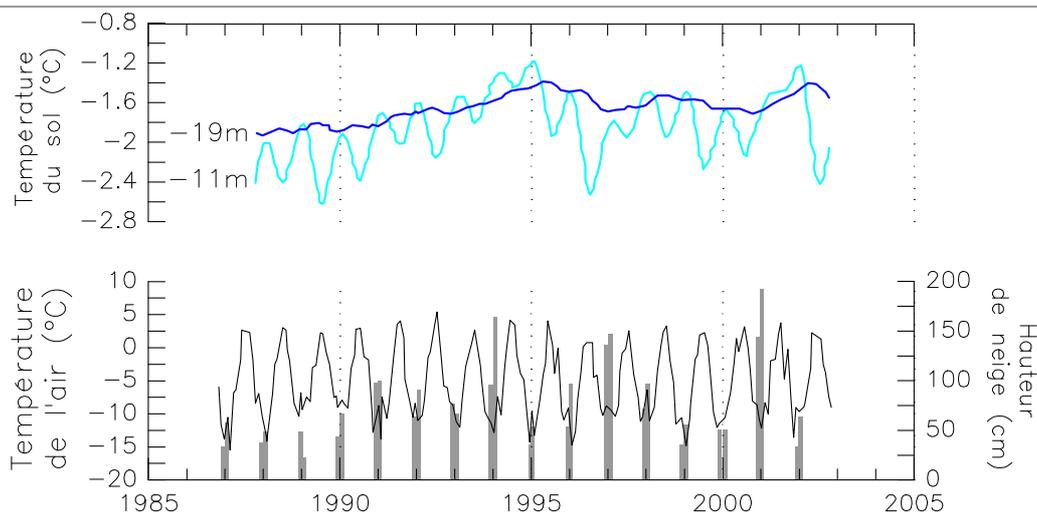
### 2.1. Accélération synchrone des glaciers rocheux dans les Alpes dans le contexte du changement climatique

Si le réchauffement climatique est largement documenté dans les Alpes (cf. chap. II, § 3.2.2), ses conséquences sur la température du sol, et plus encore lorsque de la glace y est présente, sont complexes à cerner. De ce point de vue, la série la plus parlante est celle de Murtèl-Corvatsch (cf. chap. I, § 1.2.3), qui montre nettement la dérive thermique du pergélisol constituant le glacier rocheux depuis 1987 [Harris *et al.*, 2003]. Sur la période d'observation (1987-2002), le réchauffement du glacier rocheux de Murtèl-

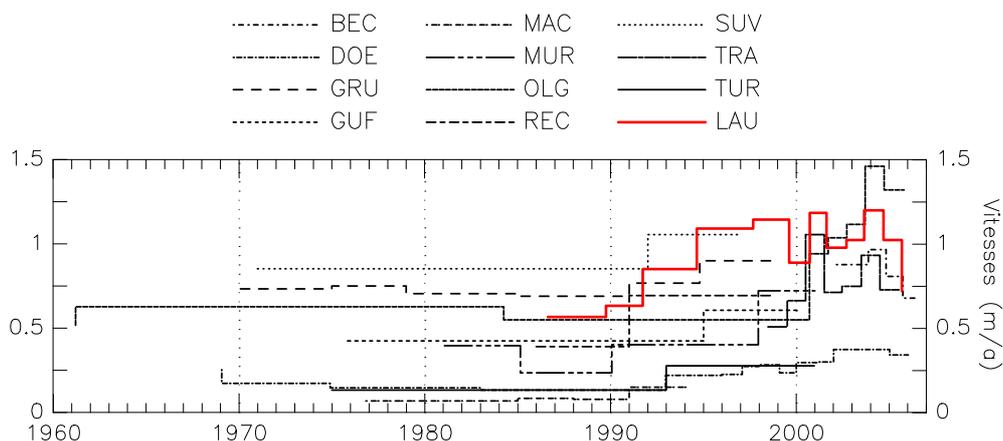
Corvatsch atteint ainsi 0,6°C à 11,6 m de profondeur, et 0,2°C à 20 m de profondeur (c'est-à-dire en dessous de la tranche influencée par les variations saisonnières ; valeurs tirées de Harris *et al.* [2003]).

Ces données illustrent en outre l'influence considérable qu'exerce le manteau neigeux, en tant que filtre des oscillations thermiques de l'air, et qui explique l'inversion momentanée de la tendance au réchauffement, après les hivers peu enneigés de 1994-1995 et 1995-1996.

Par ailleurs, de nombreuses observations, concentrées essentiellement dans les Alpes, suggèrent que les glaciers rocheux subissent, depuis le début des années 90, des accélérations relativement synchrones, qui semblent avoir culminé entre 2001 et 2004 (fig. VIII-10).



**Figure VIII-10 :** En haut : évolution de la température du sol au forage de Murtèl-Corvatsch (Suisse, 2670m), à 11 et 19 m de profondeur ; en bas : évolution des hauteurs de neige en décembre et janvier à la station de Murtèl-Corvatsch (3295 m). Données tirées de Harris *et al.* [2003]. *Ground temperature evolution at the Murtèl-Corvatsch borehole, at 11 and 19 m depths and snow thickness evolution at the Murtèl-Corvatsch station.*



**Figure VIII-11 :** Evolution des vitesses moyennes d'écoulement de divers glaciers rocheux alpins au cours des quatre dernières décennies. BEC : Becs-de-Bosson (Suisse), d'après Perruchoud & Delaloye, [2006] ; DOE : Doesen (Autriche), d'après Kaufman *et al.*, [2006] ; GRU : Gruben, GUF : Gufer, MAC : Macun, MUR : Muragl, REC : Rechy, SUV : Suvretta, TUR : Turtmann (Suisse), d'après Käab *et al.*, [2006b] ; OLG : Olgrube (Autriche), d'après Hausmann *et al.*, [2006] ; LAU : Laurichard (France), d'après Francou & Reynaud, [1992], et données non publiées de Francou, Reynaud et Thibert. *Evolution of the flow velocities of various rockglaciers in the European Alps during the last four decades.*

En Suisse, Roer [2005] a pu, grâce à des approches combinant la photogrammétrie digitale et la géodésie classique, calculer que, sur 16 des 18 glaciers rocheux actifs étudiés dans le Valais suisse, l'accélération moyenne entre la période 1975-1993 et la période 1993-2001 s'est élevée à 136 % ( $\sigma = 105$ ). Käab *et al.* [2006b] ont quant à eux compilé des vitesses de surface de glaciers rocheux dans l'ensemble des Alpes suisses. En dépit de l'origine variée (photogrammétrie et géodésie) et des bases temporelles souvent

différentes des données (du suivi interannuel, effectué à des dates variables, aux mesures pluriannuelles, voire pluridécennales), les glaciers rocheux semblent avoir tous connu des accélérations entre les décennies 70 et 80 et la seconde partie des années 90 et le début du XXI<sup>ème</sup> siècle.

En Autriche, les travaux de Kaufman *et al.* [2006] montrent que les vitesses d'écoulement du glacier rocheux de Doesen ont connu, durant les cinquante dernières années, leur plus faible valeur lors des décennies 70 et 80.

Les années 90 ont vu les vitesses retrouver un niveau similaire à celui des années 50 et 60, avant l'accélération spectaculaire qui s'est produite entre 1998 et 2004. Sur le glacier rocheux de Reichenkar, Hausmann *et al.* [2006] démontrent que l'accélération des vitesses, entre 1954-1990 (0,6 m/a) et 2003-2004 (2,7 m/a), est partiellement cohérente avec une augmentation des déformations internes liée à l'accroissement des températures de l'air et du sol. Ces auteurs suggèrent en outre que près de 60 % de l'accélération récente du glacier rocheux pourrait être due à un glissement basal.

## 2.2. Modification de l'écoulement de RGL1 et possibles contrôles climatiques

### 2.2.1. Evolution de la cinématique de surface de RGL1 au cours des deux dernières décennies

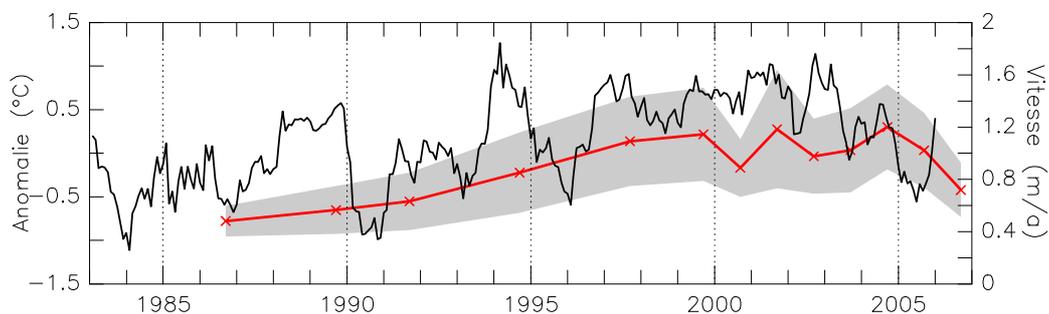
Au cours des années 90, le glacier rocheux 1 de Laurichard a connu une augmentation généralisée des vitesses de surface passant, sur l'ensemble du profil L, d'une moyenne<sup>66</sup> de 0,48 m/a ( $\sigma = 0,12$ ) en 1985 à une moyenne de 1,20 m/a ( $\sigma = 0,32$ ) en 2004, date du maximum (fig. VIII-12).

A partir de la comparaison des vitesses d'écoulement et des températures de l'air à la station du Monétier sur les deux dernières

décennies, plusieurs remarques peuvent être faites :

- les tendances à l'augmentation des deux paramètres semblent confirmer une relation effective entre l'accroissement régulier de l'énergie apportée à la surface du glacier rocheux et la température du pergélisol, dont paraît dépendre la rhéologie du mélange glace/débris et les vitesses mesurées en surface ;
- par ailleurs, la variabilité interannuelle élevée des vitesses, observable sur la période 1999-2006, confirme que la cinématique du glacier rocheux est partiellement dépendante des conditions climatiques saisonnières (cf. chap. VIII, § 1.1.2), variables d'une année à l'autre, ce qui traduirait une inertie thermique réduite du pergélisol ;
- enfin, il est évident que la température de l'air n'explique pas à elle seule le bilan thermique du pergélisol, et par suite le comportement cinématique du glacier rocheux : d'autres paramètres, en particulier les conditions de mise en place et d'évolution du manteau neigeux, entrent en compte.

<sup>66</sup> Moyenne calculée sur les séries temporelles continues (blocs 1 à 3, 5 à 8 et 10 à 12 de la ligne L).



**Figure VIII-12 : Evolution de la vitesse d'écoulement de RGL1 (courbe rouge : moyenne des blocs 1 à 3, 5 à 8 et 10 à 12 du profil longitudinal ; en grisé, l'intervalle  $\pm 1\sigma$ ), et de la température de l'air à la station du Monétier (courbe noire, anomalie thermique par rapport à la moyenne 1961-1990, données mensuelles lissées sur 12 mois) entre 1984 et 2006. Données non publiées de Francou, Reynaud et Thibert, et données Météo France. Evolution of the mean velocity of the blocks of the line L from 1986 to 2006 (red curve; in greyish, the  $\pm 1\sigma$  interval) and of the monthly air temperature (12 months smoothed mean).**

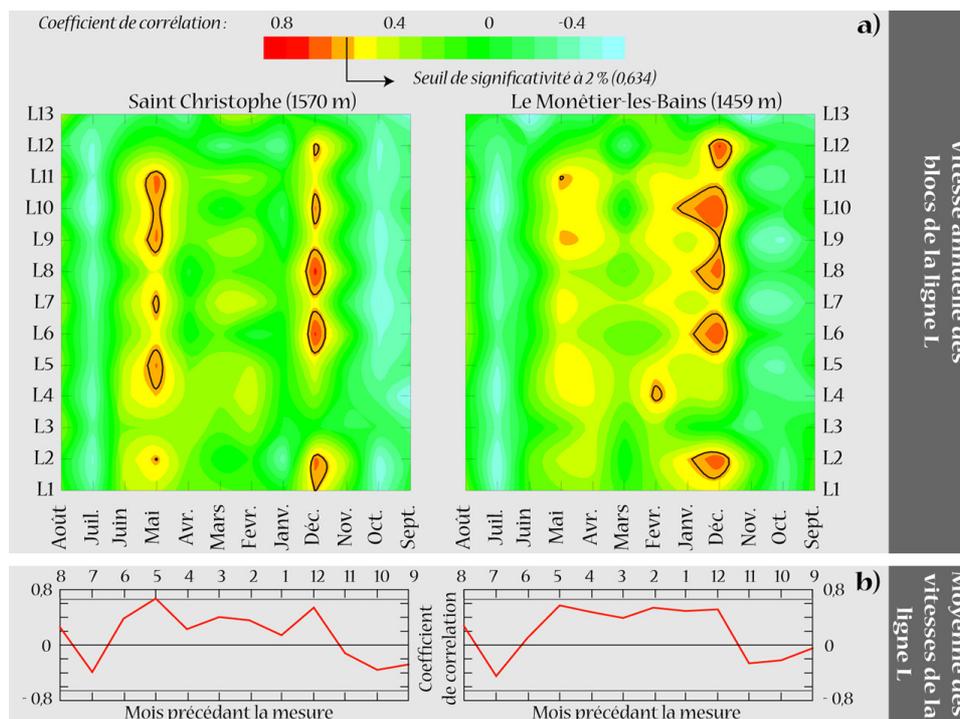
### 2.2.2. L'importance des conditions nivo-météorologiques en hiver

Comme le montrent très clairement les données recueillies dans l'air et le sol à Murtèl-Corvatsch (fig. VIII-10), l'enneigement est un paramètre critique dans l'évolution de la température du sol. Ainsi, Haeberli [1985] a montré, sur ce même site, que les températures du sol en février et en mai, sont fortement corrélées avec l'épaisseur du manteau neigeux en novembre et en février. Le manteau neigeux atténue de façon plus ou moins prononcée le refroidissement hivernal, et doit donc être pris en compte dans l'évaluation des conséquences du changement climatique sur l'état thermique du pergélisol.

Toutefois, l'enneigement en milieu de montagne étant extrêmement variable dans

l'espace et les sources de données peu abondantes, la hauteur de neige présente au sol sur le glacier rocheux 1 de la combe de Laurichard peut difficilement être évaluée sur toute la période d'étude (1984-2006). Le suivi des hauteurs de neige engagé par Francou [1988] en différents sites de la combe constitue à ce titre une série fiable, mais qui reste limitée à la période 1979 - 1986.

Ne disposant donc pas de mesures de neige suffisamment étendues dans le temps et représentatives spatialement, le lien sur le long terme (1986 - 2006) entre la cinématique de RGL1 et le climat a été analysé au travers des températures de l'air aux stations du Monétier et de Saint Christophe (cf. chap. III, fig. II-13 pour leur localisation).



**Figure VIII-13 : Corrélation entre les températures mensuelles entre 1986 et 2006 à Saint Christophe et au Monétier et : a) la vitesse de déplacement des blocs L1 à L13 de la ligne L ; b) la vitesse moyenne de la ligne L (cf. fig. V-2 pour la localisation de la ligne L et des blocs à la surface de RGL1). Correlation between monthly air temperature at Saint Christophe and Monétier between 1986 and 2006 and: a) velocity of blocks on line L; b) mean velocity of line L.**

Dans l'hypothèse d'une relation effective entre la température du sol et les vitesses de fluage du pergélisol (cf. § 1.1), l'analyse de corrélation (coefficient de Bravais-Pearson) entre les vitesses de surface de RGL1 et les

températures mensuelles durant les 12 mois précédant les mesures géodésiques (fig. VIII-13) fait ressortir plusieurs points remarquables :

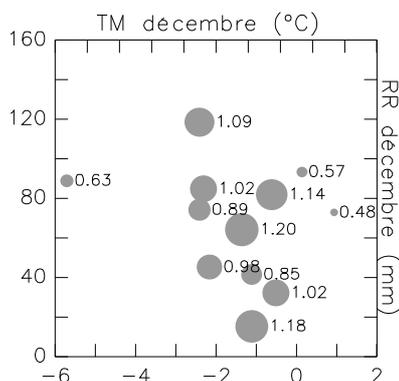
- A l'échelle de l'ensemble du glacier rocheux (fig. VIII-13 b), aucune corrélation significative, d'un point de vue statistique, n'apparaît. Les mois d'été précédant directement la mesure géodésique ne paraissent pas influencer les valeurs de vitesse annuelle, sans doute du fait du temps de propagation, trop long, de la vague de chaleur estivale jusqu'à une profondeur suffisante pour influencer l'écoulement du glacier rocheux.
- La vitesse moyenne du glacier rocheux (fig. VIII-13 b) semble en revanche sensible aux conditions climatiques de l'hiver, particulièrement en début et en fin de saison, avant ces périodes (mois de décembre et précédents) la corrélation redevient très faible.
- Les vitesses de chacun des blocs affichent des corrélations avec les températures mensuelles assez similaires à celles de la vitesse moyenne de la ligne L, avec toutefois quelques nuances singulières. Ainsi, les valeurs localement plus élevées individualisent nettement le mois de mai, et surtout celui de décembre, deux mois pour lesquels les plus fortes corrélations sont relevées (0,81).
- La partie raide du glacier rocheux (L6 à L8) et le pied de pente immédiatement en aval (L9 à L11) paraissent comme les secteurs les plus sensibles aux variations des températures moyennes de l'air. A l'inverse, les vitesses de la partie

frontale du glacier rocheux (L13) sont très peu corrélées aux températures.

Il semble donc ressortir de cette analyse que les conditions climatiques en début d'hiver sont capitales dans la cinématique du glacier rocheux, enregistrée 8 à 10 mois plus tard. Or, d'un point de vue nivo-météorologique, cette période pré-hivernale constitue une charnière dans le bilan thermique du sol, et ce par le biais de deux faits :

1. d'une part, l'enneigement souvent modéré en décembre permet au sol de se refroidir plus ou moins fortement, selon les températures atmosphériques, avant que l'épaississement du manteau neigeux ne l'isole dès janvier pour le reste de l'hiver ;
2. d'autre part, certains auteurs, tels que Keller & Gubler [1993a], et Hanson & Hoelzle [2004], ont montré que la présence d'une fine couche de neige, courante en début d'hiver, refroidit notablement le sol du fait de l'émissivité élevée de la neige, qui favorise les pertes de chaleur du manteau neigeux et ce d'autant plus rapidement que les températures de l'air sont basses.

La vérification de cette hypothèse à partir des données météorologiques régionales (températures et précipitations du mois de décembre de l'année précédant les mesures géodésiques, station du Monétier) reste toutefois délicate (fig. VIII-14).



**Figure VIII-14 : Vitesses moyennes de la ligne L (blocs 1 à 3, 5 à 8 et 10 à 12) entre 1986 et 2006 (la taille des disques est proportionnelles à la valeur de vitesse, indiquée à côté) en fonction des précipitations cumulées et des températures de l'air du mois de décembre de l'année précédant les mesures géodésiques (station du Monétier, données Météo France). Mean velocity of line L related to the cumulated precipitation and mean monthly temperature on December (the year preceding the geodetic measurements) at the Monétier station.**

De toute évidence, le cumul des précipitations reçues dans les stations de moyennes altitudes (< 1500 m) n'est pas un paramètre adéquat pour estimer les hauteurs de neige tombée dans la combe de Laurichard, surtout en début d'hiver, où les parts respectives des précipitations solides et liquides peuvent être très variables. Nos tentatives d'estimation de la nivosté mensuelle à Laurichard à partir de données extrapolées s'étant également révélées peu convaincantes, il paraît plus judicieux, à terme, d'installer sur le site un « mât à neige<sup>67</sup> », tel que celui conçu par Delaloye [2004], en plus du suivi thermique du sol (cf. chap. IV).

### 2.3. Détection des changements dans la structure interne de RGL1 et esquisse d'un bilan

#### 2.3.1. Evolution de la structure interne

Comme l'ont montré les analyses des déplacements de la surface de RGL1, le glacier rocheux réagit vraisemblablement aux modifications climatiques de ces dernières décennies par la fonte du toit du pergélisol, qui peut se manifester de façon notable lors

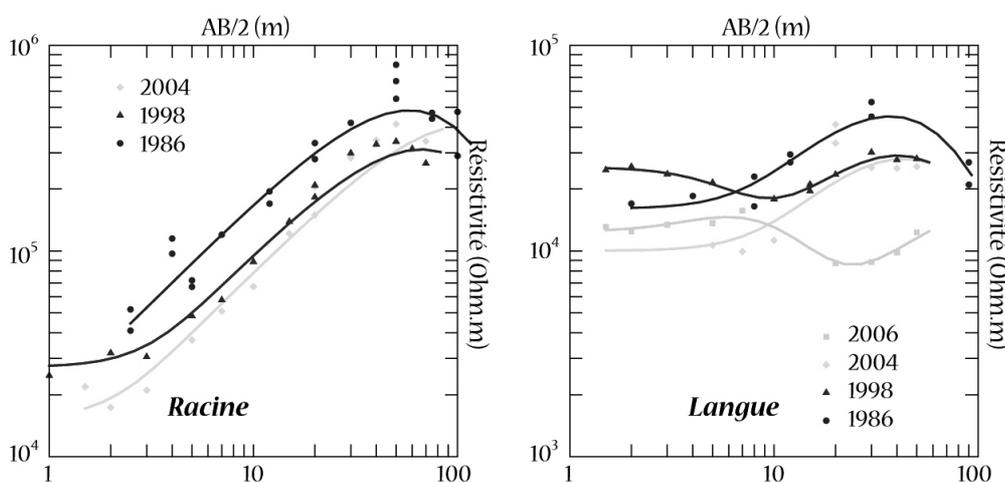
<sup>67</sup> Un tel dispositif, composé de capteurs-enregistreurs de température, disposés le long d'un mât vertical de 2 à 3 m de haut, sera installé dans la combe de Laurichard dès que possible (octobre 2007 ... ou juin 2008), dans le cadre du projet de recherche « Analyse des risques induits par la dégradation du permafrost » (convention 2007-03 : ADRGT - Fondation MAIF).

d'épisodes de réchauffement important du corps de glace, tel que durant l'année 2003-2004. L'élévation de la température du pergélisol, et surtout l'épaississement de la couche active et l'augmentation de sa teneur en eau liquide qui y sont probablement associés ont pu modifier la structure interne du glacier rocheux.

Les sondages électriques répétés à plusieurs années d'intervalle sont relativement rares sur les glaciers rocheux. A notre connaissance, seuls Delaloye *et al.* [2003a] ont pu comparer leurs sondages réalisés en 2002 à ceux effectués par Tenthorey [1993] et Gerber [1994] sur deux sites périglaciaires des Alpes vaudoises (Suisse).

Grâce aux sondages effectués sur RGL1 par Francou & Reynaud [1992] en 1986, à ceux réalisés par Jomelli et Fabre (données non publiées) en 1998 et à ceux que nous avons effectués en 2004 et 2006 [Bodin *et al.*, 2007b], nous disposons de trois (quatre pour la langue) jeux de données caractérisant la résistivité du glacier rocheux, respectivement à 12 ans, à 6 ans et à 2 ans d'intervalle (fig. VIII-15).

En dépit d'une localisation des premiers sondages peu précise (+/- 20 m), il est possible, à partir de ces comparaisons et particulièrement pour la partie la plus amont (dont la tomographie électrique a montré la structure tabulaire, cf. chap. VII, § 2.3.4), de proposer des hypothèses d'évolution du pergélisol.



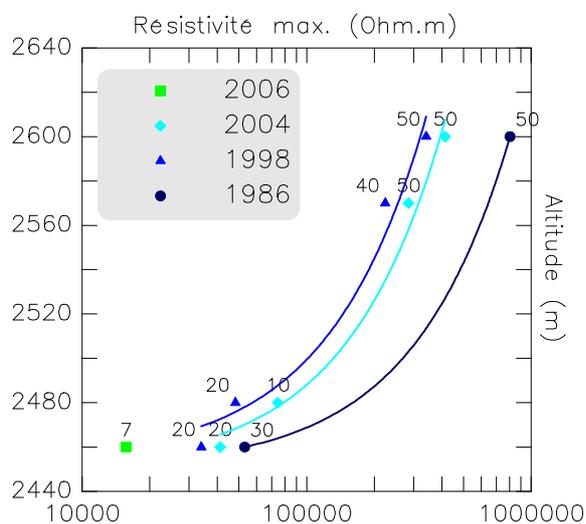
**Figure VIII-15 :** Comparaison des courbes des sondages électriques verticaux effectués à la racine et sur la langue de RGL1, en 1986, 1998, 2004 et 2006. *Comparison between geoelectrical soundings performed on the root and on the tongue of RGL1 in 1986, 1998, 2004 and 2006.*

En premier lieu, l'observation des sondages verticaux disponibles montre très clairement la permanence des contrastes entre la racine du glacier rocheux et sa langue :

- La structure interne des racines du glacier rocheux est conforme à un modèle en couches (cf. chap. VII, § 2.3.4), avec des résistivités mesurées s'échelonnant entre  $10^5$  et  $10^6 \Omega.m$ .
- La structure interne de la partie terminale du glacier rocheux est très hétérogène, ce que confirment les tomographies électriques de 2004 (cf. chap. VII, § 2.3.4), et ne se prête donc pas ou peu à l'application et à l'interprétation d'un modèle à

couches de résistivité homogène. Les résistivités mesurées ont varié entre  $10^4$  et  $10^5 \Omega.m$ .

- Les résistivités maximales mesurées s'abaissent progressivement de l'amont vers l'aval du glacier rocheux (fig. VIII-16), et se retrouvent pour des écartements AB/2 plus faibles sur la langue. Ceci traduit d'une part une épaisseur moindre de pergélisol dans la partie basse du glacier rocheux, et d'autre part un pergélisol probablement plus froid et riche en glace dans la partie haute.



**Figure VIII-16 : Valeurs de résistivité maximale mesurées sur RGL1 entre 1986 et 2006 en fonction de la position altitudinale des sondages sur le glacier rocheux (et droite de régression linéaire). Le chiffre près du symbole indique l'écartement AB/2 auquel a été mesurée la résistivité maximale.**  
*Maximal resistivity values measured on RGL1 between 1986 and 2006 according to the altitudinal position of the geoelectrical soundings.*

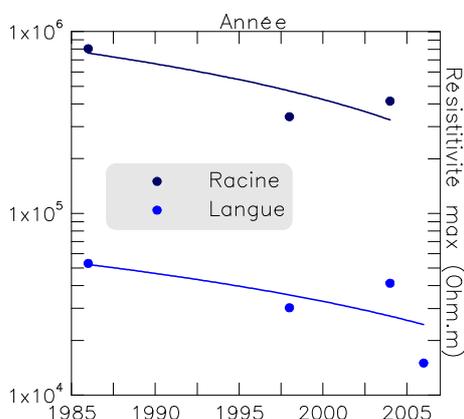
Par ailleurs, l'évolution des résistivités maximales mesurées au cours des deux décennies passées, et plus généralement l'évolution de l'allure des points de mesures semblent montrer une tendance générale à leur diminution (fig. VIII-17) qui, bien que non significative d'un point de vue statistique, peut être interprétée en terme de modifications possibles (+) ou probables (++) de la structure interne :

- La résistivité maximale de la racine du glacier rocheux est ainsi passée de  $805 \text{ k}\Omega.m$  en 1986 à  $414 \text{ k}\Omega.m$  en 2004, tout en restant détectée pour des valeurs AB/2 similaires (50 m). Difficilement interprétable (c'est-à-dire ajustable par des courbes théoriques réalistes) dans le cas où les

épaisseurs des couches seraient demeurées constantes (et donc seule la résistivité aurait varié), cette chute de résistivité pourrait plus vraisemblablement traduire un épaissement de la couche active, passant de 1 à 2 m (++)). La résistivité apparente de la couche glacée semble ne pas s'être modifiée (+), cependant les effets de surpente (dus aux contrastes de résistivités trop élevés) rendent les interprétations délicates.

- La résistivité maximale de la langue est passée de  $53 \text{ k}\Omega.m$  en 1986 à  $41 \text{ k}\Omega.m$  en 2004, pour chuter à  $15 \text{ k}\Omega.m$  en 2006, reflétant ici sans doute plus une migration des noyaux de glace vers l'aval (++) qu'une disparition

réelle. Le fait que ce pic de résistivité ait été détecté pour un écartement AB/2 très faible (7 m) en 2006, alors qu'il était de 20 ou 30 m aux précédents sondages, conforte également cette hypothèse. Cependant, l'épaississement probable de la couche active au niveau de la racine du glacier rocheux conduit à supposer qu'ici également, la baisse générale de résistivité (bien visible entre 1986 et 2004) traduit, au minimum, une évolution similaire (++)). A résistivité apparente constante, la couche active serait ainsi passée de 6 m en 1986 à 7-8 m en 2004 (+).



**Figure VIII-17: Evolution des valeurs de résistivité maximale mesurées sur RGL1 entre 1986 et 2006 (+ droite de régression linéaire), à la racine et sur la langue du glacier rocheux.**  
*Evolution of the maximal resistivity value measured on RGL1 between 1986 and 2006 according to the altitudinal position of the geoelectrical soundings.*

Les résultats présentés ci-dessus sont semblables à ceux de Delaloye *et al.* [2003a], qui ont également observé une baisse des résistivités dans un glacier rocheux prospecté une première fois en 1990, et une seconde fois en 2002. Ce dernier ayant été perturbé par l'avancée glaciaire du PAG (sa langue terminale a sans doute été déplacée de plusieurs centaines de mètres vers l'aval), ces auteurs supposent que cette baisse est attribuable à la fonte du pergélisol consécutive à sa situation acquise depuis lors.

Bien que la fiabilité limitée des interprétations géoélectriques requiert une

certaine prudence, la comparaison des sondages effectués depuis deux décennies sur RGL1 va dans le sens de modifications potentiellement induites par un réchauffement du pergélisol. Ces dernières, perceptibles par ailleurs grâce aux données géodésiques, concernent la diminution des résistivités, traduisant ici probablement une augmentation de la température et/ou de la teneur en eau liquide du pergélisol, ainsi que l'épaississement de la couche active.

Les résultats de méthodes complémentaires, telles que la tomographie sismique et le géoradar récemment mis en œuvre sur RGL1<sup>68</sup> (durant l'été 2007 pour la sismique, prévu pour l'hiver 2008 pour le géoradar), compléteront notre connaissance des caractéristiques physiques de la structure interne du glacier rocheux, et devraient permettre de réinterpréter les précédents sondages électriques à l'aide de contraintes (d'épaisseur entre autres) plus précises et fiables.

### 2.3.2. Quel bilan au terme de deux décennies de suivis ?

Les résultats des deux approches, géodésique et géophysique, suggèrent donc que des modifications sensibles de la dynamique et de la structure interne ont affecté le glacier rocheux au cours des deux dernières décennies. Bien que certaines données restent délicates à interpréter, quelques conclusions partielles sont esquissées.

Tout d'abord, à l'échelle annuelle, les données microclimatiques recueillies entre 2003 et 2006 semblent contenir une partie de l'explication des variations de vitesses observées en surface. L'exemple de l'année chaude 2003-2004 est à ce titre parlante, et suggère, non seulement une relation température de l'air / température du sol / déformation du pergélisol, mais également une sensibilité saisonnière de ce dernier. A

<sup>68</sup> Campagnes de mesures entreprises en 2007-2008 (et qui seront reconduites en 2009) dans le cadre du projet de recherche « Analyse des risques induits par la dégradation du permafrost » (convention 2007-03 : ADRGT - Fondation MAIF), incluant, parmi 4 sites, le glacier rocheux 1 de Laurichard.

l'échelle décennale, ces contrôles se précisent, et mettent en évidence l'influence des conditions nivo-météorologiques en début d'hiver.

Ensuite, certaines observations, tel que l'abaissement de la surface en 2004 ou les bruits d'écoulement, suggèrent qu'une fonte importante du toit du pergélisol, nécessitant des apports de chaleur élevés, peut survenir suite à des épisodes suffisamment chauds pour le sol. Or, les modifications de l'hydrologie du glacier rocheux, accompagnant le réchauffement du pergélisol, risquent d'avoir des conséquences importantes sur la dynamique du glacier rocheux.

Enfin, les données géophysiques disponibles semblent également aller dans le sens d'un réchauffement perceptible du pergélisol, bien que distinct selon les parties du glacier rocheux.

Au final, les conséquences du réchauffement global sur le pergélisol pourraient correspondre aux signaux envoyés par le glacier rocheux depuis le début des études. Toutefois, seule la prolongation des efforts de suivi à long terme permettra d'apprécier les tendances et les effets de seuils d'une dégradation du pergélisol qui n'est peut-être qu'une saccade ponctuelle, ou qui ne fait que s'amorcer.

Parfaire le monitoring thermique actuel du glacier rocheux par un forage équipé pour la mesure en profondeur s'avèrerait un complément idéal au suivi géodésique. Ce dernier gagnerait en outre, comme l'avaient conçu à l'origine Francou & Reynaud [1992] et tel que le suggère E. Thibert (com. pers.), à disposer d'un profil transverse sur la langue du glacier rocheux. Ceci permettrait, à moindre frais (un levé tous les cinq ans étant suffisant, vu l'ampleur des mouvements), d'effectuer de premières estimations du bilan de masse du glacier rocheux.

---

*Le suivi du glacier rocheux 1 de Laurichard, engagé il y a plus de 20 ans et prolongé récemment par un dispositif de mesures micro-climatiques, permet d'apporter des éclairages intéressants sur la relation entre le pergélisol et le climat. Tout d'abord, à l'échelle des trois dernières années, les fluctuations de vitesses semblent reliées à l'état thermique du sol et vont dans le sens des observations faites sur d'autres glaciers rocheux alpins. Par ailleurs, l'année 2003-2004, particulièrement chaude pour le sol, a eu pour conséquence un abaissement généralisé de la surface, qui pourrait être attribué à une fonte importante du toit du pergélisol. Par ailleurs, à l'échelle des deux dernières décennies, les vitesses de surface de RGL1 se sont nettement accrues durant les années 1990, pour retomber depuis à des valeurs similaires à celles du début du suivi. La variabilité des vitesses apparaît corrélée aux températures de l'air en début d'hiver, confirmant sans doute l'importance des conditions nivo-météorologiques lors de cette période dans le bilan thermique du pergélisol. Quant à la baisse des résistivités, tant à la racine que sur la langue, elle suggère également un réchauffement du pergélisol. Ces tendances, qui s'observent également sur de nombreux autres sites alpins, pourraient être un signal général des conséquences du réchauffement climatique sur la cryosphère de montagne. Dans tous les cas, la nécessité de mieux cerner les mécanismes de création et de maintien, et surtout de dégradation du pergélisol, apparaît clairement.*

---

## Chapitre IX – CROISSANCE ET DEGRADATION DU PERGELISOL : LES MECANISMES PROBABLES ET LES EVOLUTIONS RECENTES

---

*Dans le contexte actuel des modifications importantes de certains paramètres climatiques, l'évolution du pergélisol est devenu l'un des enjeux forts des recherches scientifiques. Dans une optique de plus en plus appliquée, particulièrement dans les montagnes fortement anthropisées telles que les Alpes, où la déstabilisation des versants et la perte des ressources en eau risquent à terme de menacer les sociétés, les travaux se multiplient. Toutefois, comme l'a montré l'étude du massif du massif du Combeynot, la répartition du pergélisol est extrêmement dépendante des conditions géodynamiques locales, et se trouve d'autant plus fragmentée que l'on se rapproche de ses marges. Or, la gestion des menaces éventuelles liées à la fonte du pergélisol alpin concernera précisément ces espaces, avec les échelles spatiales et temporelles qui s'y rattachent. Nous proposons donc dans ce chapitre une approche synthétique, rarement effectuée mais vouée à évoluer, visant à cerner au mieux les conditions, locales essentiellement, qui peuvent favoriser la croissance et le maintien du pergélisol, ou sa dégradation, en contexte de montagne. A la lumière de certains événements récents, la question des conséquences, en terme d'aléas et de risques, de la dégradation du pergélisol dans les milieux à forte déclivité est ensuite posée.*

---

### **1. Redéfinir le rôle des géodynamiques locales dans la création et le maintien du pergélisol de montagne**

Afin de mieux saisir dans quelle mesure les changements climatiques en cours à l'échelle globale pourraient influencer l'état et le fonctionnement du pergélisol de montagne, nous proposons ici une synthèse des mécanismes susceptibles de créer ou de maintenir un sol contenant d'importantes quantités de glace. Nous nous basons pour cela essentiellement sur les mesures et observations réalisées dans les différents sites du massif du Combeynot, qui ne sont évidemment valables que dans son contexte géologique et climatique particulier, tout en nous appuyant sur les résultats d'études menées dans d'autres sites.

#### 1.1. Origine glaciaire ou périglaciaire : la confusion des genres ?

Comme l'ont révélé les sondages électriques, ainsi que les mesures BTS et les observations faites sur le terrain, la racine de RGL1 (combe de Laurichard) est constituée d'un noyau de pergélisol très riche en glace (avec, sans doute, une proportion comprise entre 60 et 100 % du volume total, sur une épaisseur dépassant 15 m ; cf. chap. VII, § 2.3.4), qui prend naissance directement au contact avec la paroi. En surface, les conditions topoclimatiques sont visiblement suffisamment froides pour permettre la persistance durant une grande partie de l'été d'un névé qui, dès le printemps, est progressivement recouvert par les débris. La présence de petits monticules de fusion différentielle (fig. IX-1a) montre clairement l'effet isolant que procure cette couche de matériaux, qui se voit en outre confirmé plus en profondeur (dès 20 à 30 cm, à la racine de RGL1) par la présence du (des ?) niveau(x) glacé(s).

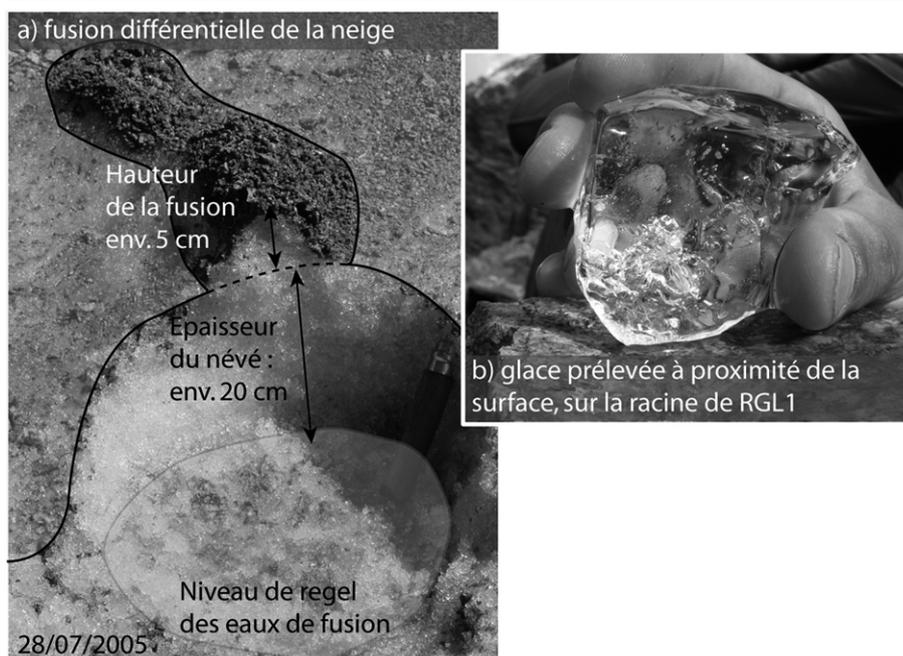


Figure IX-1 : a) fusion différentielle de la neige liée à la présence de débris en surface et regel à la base du névé présent sur la racine de RGL1 (talus d'éboulis au contact entre la paroi rocheuse et le glacier rocheux, juillet 2005); b) échantillon de glace prélevée à la surface de la racine de RGL1 (août 2006, photo A. Rabatel). A) differential melting of the snow related to the insulation by the debris cover, and refreezing at the base of the névé (Laurichard rockglacier 1, July 2005); b) ice sample taken from the surface of the root of RGL1.

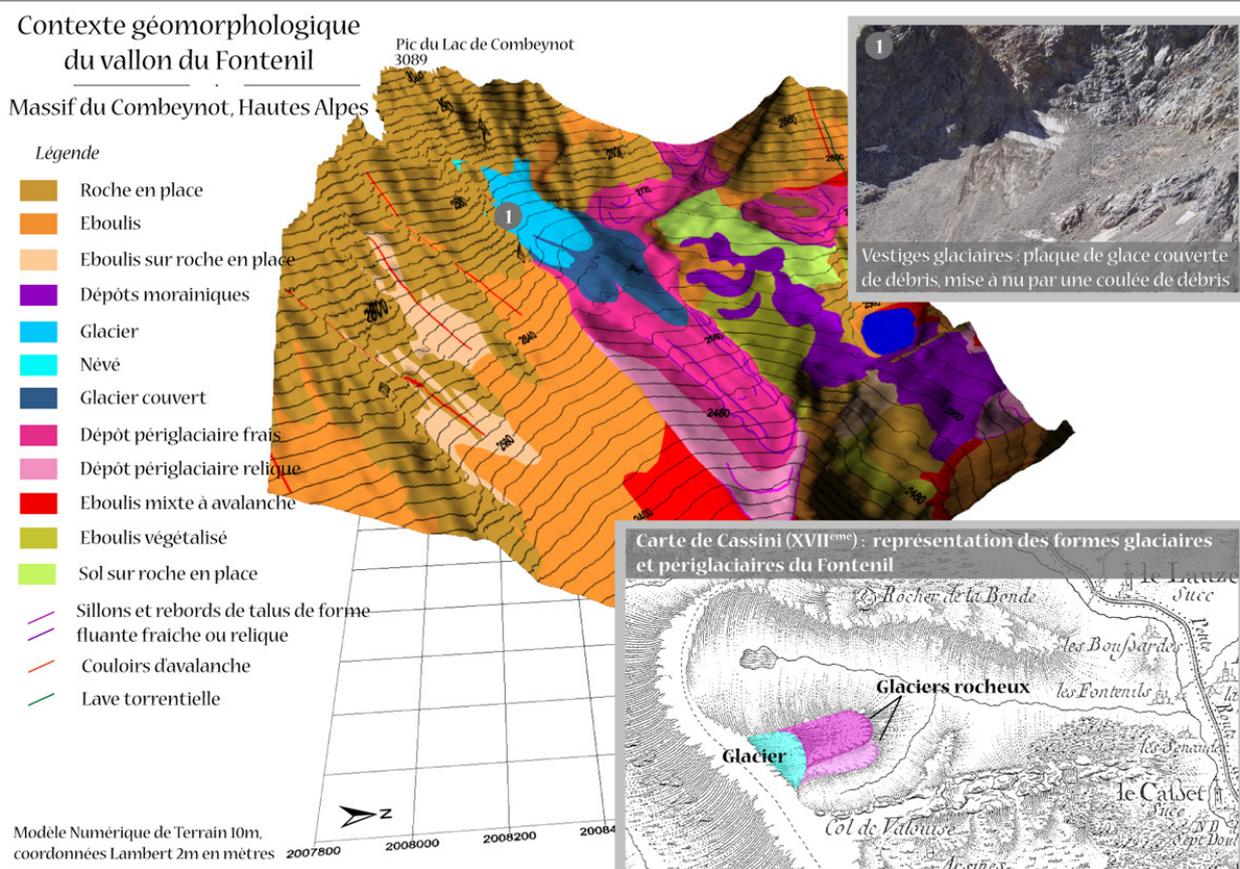
A proximité immédiate de la paroi rocheuse surmontant RGL1, une glace propre (mais contenant quelques inclusions limoneuses), sans structure cristalline visible, translucide et pauvre en bulles d'air, affleure sous quelques centimètres de neige et/ou de débris (fig. IX-1b). Prolongé en profondeur par une glace très similaire (cf. photo de la rimaye de 2003 : fig. VII-10), ce niveau indique une zone où les conditions localisées de pergélisol permettent la formation de glace de sol, vraisemblablement par enfouissement du névé et regel de ses eaux de fusion. La faible épaisseur de la couche active suggère par ailleurs que le « thermal offset », provoqué par la couche de débris grossiers (cf. chap. I, § 1.1 et chap. IV, § 2.2), est ici moins primordial que le contexte topoclimatique (TAMA proche de 0°C, et ensoleillement estival inférieur à 60 W/m<sup>2</sup> ; cf. chap. IV, § 1.2) dans l'état thermique du sol.

Aucune observation similaire de glace à proximité de la surface n'a été faite sur les autres formes périglaciaires du massif du Combeynot. Il semble toutefois que l'on soit ici, à la racine de RGL1 et au contact avec la paroi, en limite des conditions d'équilibre glaciaire, qui permettent, de façon extrêmement localisée, la création de glace à la surface (ici, à proximité de la surface) du sol. L'importante fourniture détritique vient à la fois contrer ce mécanisme, en enfouissant le névé, et en

favoriser un autre en préparant les conditions de maintien du pergélisol plus bas, une fois la couche de débris suffisamment épaisse.

Dans un contexte assez proche, le cas du complexe glaciaire/périglaciaire du Fontenil (cf. chap. VI, § 3.2, et fig. IX-2) relève sans doute pour partie d'un fonctionnement semblable, si ce n'est que l'altitude plus importante des parties radicales (2700 - 2750 m) a autorisé le développement d'un « vrai » glacier (dont il ne reste, aujourd'hui, que quelques plaques en cours d'enfouissement). Ce dernier, bénéficiant d'une dynamique à la fois plus rapide et ample que celle d'un glacier rocheux, a localement empêché la formation de pergélisol en pied de paroi, mais a sans doute concouru à en créer plus en aval, en y apportant glace, eau liquide et débris en abondance. La présence des deux masses détritiques inférieures (dans une configuration semblable à l'actuelle) sur une carte du XVIII<sup>ème</sup> (fig. IX-2) confirme une évolution relativement lente de la forme, qui pourrait toutefois aussi bien caractériser un glacier noir qu'un glacier rocheux<sup>69</sup>.

<sup>69</sup> La présence de deux crêtes latérales plaide pour le premier, alors que l'épaisseur de la couche détritique de surface (probablement plusieurs mètres : la glace n'est jamais visible sur la partie inférieure du complexe) laisse plutôt penser que la dynamique de la forme combine un fluage lent et d'importants apports détritiques des versants.



**Figure IX-2 : Contexte géomorphologique du complexe glacier / glacier rocheux du vallon du Fontenil. L'encart en bas à droite est un extrait d'une feuille de la carte de Cassini, confirmant la présence du complexe, sous une forme proche de l'actuelle (XVIII<sup>ème</sup> siècle, source : IGN, 1999).** *Geomorphological context of the glacier / rockglacier complex in the Vallon du Fontenil. The lower right insert shows an extract of the Cassini Map (18<sup>th</sup> century), and confirms, at this period, the presence of the complex.*

Comme dans le cas du vallon du Combeynot N (cf. chap. VII, § 1.4), il est vraisemblable que les fluctuations conjointes de la Ligne d'Equilibre Glaciaire et de la température du sol ont conduit à des agencements variables des dynamiques glaciaires et périglaciaires dans le complexe. Au final, si les deux dynamiques relèvent de processus distincts, fonctionnant sur des espaces restreints et à des échelles de temps différentes, la délimitation des formes qui en résultent exigerait des investigations plus poussées.

Ailleurs, cette complexité géomorphologique a fait l'objet de nombreux travaux. Ainsi, dans une étude récente, Kneisel & Kääh [2007] ont montré, à partir d'une approche géomorphologique couplée à des sondages électriques 2D, des mesures thermiques et photogrammétriques, les liens étroits entre l'évolution récente du glacier de Muragl (Engadine, Suisse) et celle de sa marge proglaciaire. Concluant sur la coexistence

possible de dépôts contenant toujours d'épais niveaux de glace sédimentaire (d'origine glaciaire) et de zones de pergélisol en voie d'aggradation (dans les terrains découverts par le retrait glaciaire), ils insistent sur *la multiplicité des origines possibles de la glace.*

Les travaux d'Haeberli [1979 ; 1983] et d'Evin [1992a ; 1992b] entre autres, confirmés récemment par ceux de Delaloye [2004], montrent de plus que des corps de sédiments gelés (d'origine périglaciaire) peuvent avoir été déformés et déplacés par les avancées de glaciers partiellement froids. Les « moraines de poussées » (« *push moraine* », « moraine de refoulement ») qui résultent ainsi de la progression glaciaire du PAG constituent des lambeaux de pergélisol, souvent en déséquilibre par rapport aux conditions environnantes actuelles, dont l'origine est à rechercher encore une fois dans les interactions (ici mécaniques et thermiques) glacier / pergélisol.

## 1.2. Quelles autres mécanismes sont favorables à la création de pergélisol ?

Si, comme on vient de le souligner, les domaines glaciaires et périglaciaires peuvent se chevaucher, le second est toutefois souvent localisé dans les secteurs non concernés, de près ou de loin, par le premier. Ainsi, au sein de la plupart des vallons exposés au S du massif du Combeynot, la présence de pergélisol, attestée par les différentes prospections (cf. chap. VII), n'est de toute évidence pas reliée à la dynamique glaciaire. Dès lors, quels peuvent être les mécanismes à l'origine des importantes quantités de glace présentes dans le sol ? Sans prétendre apporter une réponse exhaustive à la question, les observations réalisées sur les différents sites étudiés dans ce travail sont mises en perspective avec celles d'autres auteurs afin de dégager certaines caractéristiques probables de processus favorisant la création de pergélisol.

### 1.2.1. La durée et l'épaisseur du manteau neigeux

Deux éléments principaux modifient la répartition de la neige en montagne : le vent, qui érode, quasiment en permanence, la neige présente sur les éléments saillants de la topographie pour l'accumuler dans les dépressions, et les avalanches, qui redistribuent périodiquement la neige depuis les zones de dépôts vers les zones d'arrêt. Or, l'histoire et la distribution de la neige durant l'hiver vont conditionner d'une part l'importance de son effet d'isolant thermique durant l'hiver (cf. contraste sur RGL1 entre l'hiver 2003-2004 et 2004-2005 ; chap. IV, § 2) et d'autre part l'effet d'écran radiatif que produit l'albédo élevé de la neige, en fin de saison hivernale, et même parfois tardivement dans l'été (fig. IX-3).



**Figure IX-3 : Enneigement tardif sur l'adret du vallon de Pradieu (photo prise le 13/08/04).** *Late presence of snow on the southern slope of the Vallon de Pradieu.*

Sans évoquer directement la délicate question de l'hydrologie liée aux dépôts d'avalanche et le rôle que ceux-ci jouent dans l'alimentation éventuelle d'un corps glacé, de nombreux auteurs ont constaté l'influence de la neige sur l'état thermique du sol, et sur la répartition du pergélisol (voir par ex. [Keller & Gubler, 1993b ; Bernhard *et al.*, 1998 ; Ishikawa, 2003]).

Ainsi, reprenant, presque trente ans après, un site étudié par Haerberli [1975], Lerjen [2003] a précisé l'influence probable de la durée de persistance du manteau neigeux sur la distribution locale du pergélisol du site du col Flüela (Alpes suisses). Ces travaux ont montré que les zones d'arrêt des avalanches, qui n'accumulent de fortes épaisseurs de neige qu'à partir de la mi-hiver et, à l'opposé, restent longtemps couvertes de neige en fin d'hiver, favorisent un refroidissement local chronique du sol. Cherchant à déterminer l'origine du contraste thermique entre le haut (forage bh1, 2500 m d'altitude, chaud, absence de pergélisol) et le bas (forage bh2, 2400 m, présence d'un pergélisol peu épais,

proche du point de fusion) d'une pente d'éboulis située au même col, Luetschg *et al.* [2004] ont simulé le profil thermique du sol au niveau de deux forages (bh1 et bh2, fig. IX-4). Leurs résultats confirment l'importance du remaniement de la neige par le vent et de la fonte tardive des dépôts de neige dans l'abaissement des températures du sol. Toutefois,

ils concluent également que ces facteurs sont insuffisants pour expliquer certaines basses températures relevées au pied de la pente, en particulier à la surface de sols très grossiers, où des flux de chaleur latéraux, non pris en compte par le modèle unidimensionnel, peuvent également influencer l'état thermique du sol.

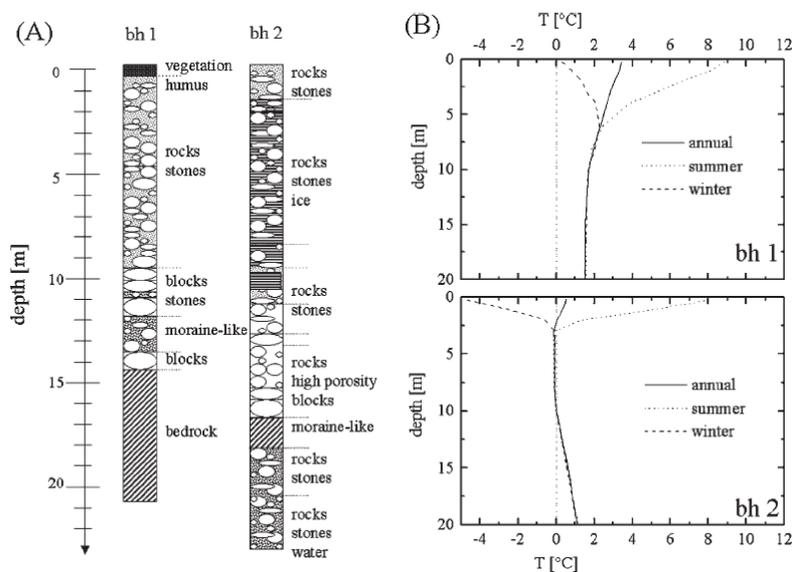


Figure IX-4 : A) Stratigraphie relevée aux forages bh1 (2500 m, haut d'une pente d'éboulis) et bh2 (2400 m, pied de la pente d'éboulis) du col de Flüela (Alpes suisses). B) Profils thermiques moyens et enveloppes annuelles aux mêmes sites. Tiré de Luetschg *et al.* [2004]. A) Stratigraphy of the Flüela Pass boreholes. B) Mean annual thermal profiles.

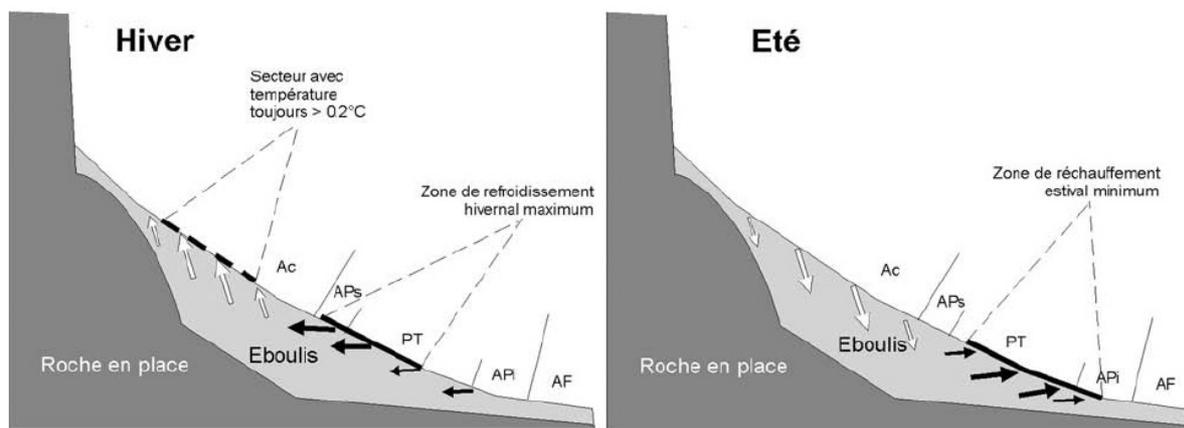
### 1.2.2. La présence d'air au sein des dépôts détritiques grossiers

La présence de blocs grossiers, sans matrice fine, à la surface du sol est souvent avancée comme un élément contribuant à un « thermal offset » négatif (cf. chap. I, § 1.3), et pouvant donc refroidir le sol adjacent et sous-jacent. De même qu'Humlum [1997] au Spitzberg, Harris & Pedersen [1998] attribuent le refroidissement de dépôts grossiers aux échanges continus entre l'atmosphère et le sol, particulièrement en l'absence d'un manteau neigeux suffisamment épais, ainsi qu'à l'action du vent, pouvant renforcer (par un effet de chasse) le brassage convectif.

En présence d'un manteau neigeux épais, Hanson & Hoelzle [2004] estiment par ailleurs que des échanges de chaleur continuent d'affecter le sol, sous la forme,

entre autres, de fluctuations brèves et rapides suggérant des réajustements locaux entre les masses d'air présentes entre les blocs (à la manière de bulles d'air chaud, mécaniquement coincées dans un premier temps, puis se libérant brutalement ; Hoelzle, com. pers.).

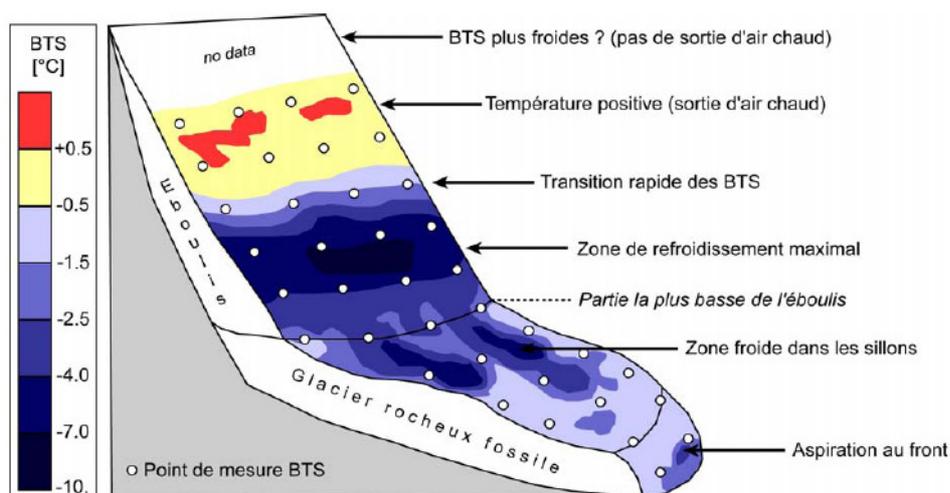
Les mesures effectuées dans la couche superficielle de RGL1 ont effectivement révélé un écart significatif entre la surface et le niveau -1 m (cf. chap. IV, § 2.2), lié à la stagnation d'air froid. Des mesures thermiques, hygrométriques et anémométriques à différentes profondeurs restent toutefois à réaliser afin de déterminer l'ampleur et la profondeur d'influence réelles de ce « thermal offset ».



**Figure IX-5 : Localisation des zones d'ascendance d'air chaud (flèches blanches) en été, et d'écoulement gravitaire d'air froid en hiver (flèches noires), tous deux à l'origine d'un sur-refroidissement de la base d'un « éboulis froid » de basse altitude (et, à l'inverse du réchauffement de sa partie haute). Noter le décalage saisonnier de la zone refroidie, lié aux moteurs différents du mécanisme. Tiré de Delaloye [2004].** *Left: location of the warm air ascending zone (white arrows) and of the corresponding cooled sector in a "cold scree slope" at low altitude; right: location of the gravitational cold air flow (black arrows). Both processes are responsible of an over-cooling of the lower part of the slope.*

Par ailleurs, des travaux récents ont montré que, lorsque le terrain est incliné, la stratification de l'air est substituée par un mécanisme d'advection généralisé fonctionnant sur l'ensemble de la pente. Ce dernier se traduit alors par des circulations d'air dans le corps des dépôts grossiers, contrôlées par les contrastes de densité, et donc de température, entre l'air extérieur et l'air dans le sol (cf. chap. I, § 1.3). Delaloye [2004] a fait de ce processus (« effet

cheminée ») un agent probable de la formation de pergélisol au sein de nombreux éboulis de basse altitude (fig. IX- 5). Selon cet auteur, l'influence de ces circulations d'air, saisonnièrement réversibles (selon le gradient thermique entre l'air extérieur et l'air dans l'éboulis), pourrait se faire sentir jusqu'à 15 m de profondeur.

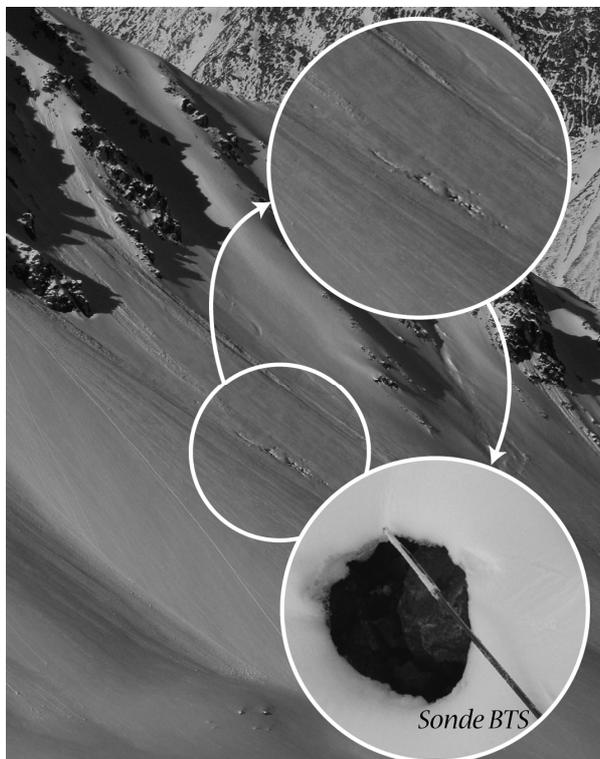


**Figure IX-6 : Carte type des valeurs BTS mesurées sur un complexe éboulis / glacier rocheux fossile. Tiré de Dorthe & Morard [2007].** *Typical BTS map on a scree slope / relict rockglacier complex.*

En ce qui concerne la haute altitude, Lambiel [2006] confirme que la localisation de la glace au sein des éboulis prospectés sur ses terrains d'étude peut coïncider avec l'emplacement

de secteurs visiblement sur-refroidis par « l'effet cheminée ». Selon cet auteur, la formation de « fenêtres de fonte » à travers le manteau neigeux, telles que celles observées

sur l'adret de la Pyramide de Laurichard (fig. IX-7), et sur les versants du vallon de la Route (cf. chap. VII, § 2.2 et 3.2.1), peut être interprétée comme un indice de la phase ascendante hivernale, chaude, de ce mécanisme.



**Figure IX-7 : Fenêtres de fonte hivernale sur l'adret de Laurichard (photo prise le 09/02/07).**  
*Windows through locally melting snow during winter 2007.*

Or il apparaît que la zone source (celle où s'opère la formation de glace dans le sol) des formes fluantes est très souvent localisée dans la partie inférieure du talus d'éboulis qui l'alimente en débris rocheux. Les nombreux sondages géoélectriques effectués en Valais suisse par Lambiel [2006] l'atteste clairement, ainsi que, plus modestement, les traînés électriques réalisés dans les vallons de la Route et de Pradieu (cf. chap. VII, § 3.2.2 et 4.2.2, fig. VII-18 et VII-22).

Il est donc possible que la création de pergélisol dans les versants couverts de débris grossiers soit pour partie liée à ces phénomènes convectifs (et advectifs) locaux. Notons enfin que ces derniers refroidissent en outre des secteurs fréquemment recouverts de dépôts d'avalanche, pouvant

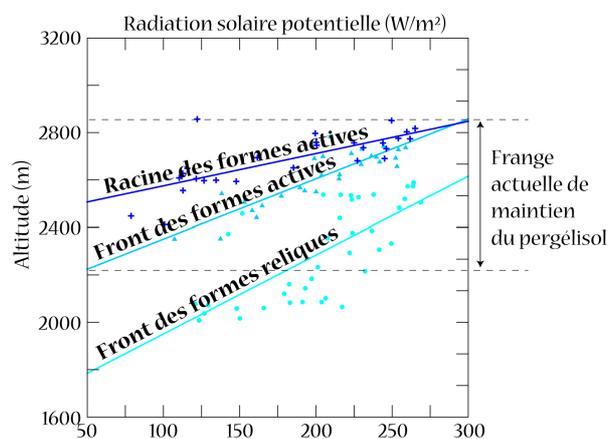
fournir de l'eau pour alimenter une éventuelle masse de glace sous-jacente.

Cette explication pourrait justifier la présence d'un pergélisol, sans doute peu épais et moyennement riche en glace (cf. études des vallons de la Route et de Pradieu), dans des versants adret, où l'ensoleillement et l'altitude sont généralement défavorables aussi bien au pergélisol qu'aux glaciers.

### 1.3. Le maintien du pergélisol et la question de sa sensibilité au climat

Dans la mesure où les modalités de création de pergélisol relèvent souvent de contextes géodynamiques locaux, se pose la question des conditions favorisant le maintien du pergélisol, et surtout celle de leur sensibilité aux influences climatiques globales.

Déjà abordée précédemment (cf. chap. VI, § 1.3.2), la relation entre l'altitude et la radiation solaire sur les formes fluantes du massif du Combeynot fournit une partie de la réponse, et montre que la localisation des fronts est bien contrainte par ces deux paramètres.



**Figure IX-8 : Relation entre la radiation solaire et l'altitude des formes fluantes actives et des formes reliques du massif du Combeynot.**  
*Relationship between potential solar radiation and elevation of the active and relict creeping landforms on the Combeynot Massif.*

Cette relation est également valable pour le front des formes reliques (fig. IX-8), confirmant bien la permanence de l'influence

du contexte topoclimatique dans le développement du pergélisol.

Toutefois, ainsi que le montrent clairement les mesures thermiques réalisées dans la combe de Laurichard (chap. IV, § 3.1), les formes fluantes s'étalent parfois (souvent ?) sur des terrains défavorables à la création de pergélisol.

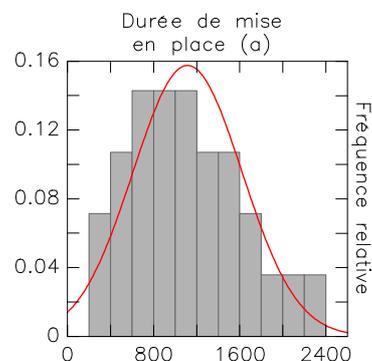
A partir des mesures réalisées lors de l'hiver 2003-2004 et des valeurs publiées par divers auteurs [Von der Mühll & Haeberli, 1990 ; Haeberli *et al.*, 1998 ; Arenson *et al.*, 2002 ; Vonder Mühll *et al.*, 2004], il est vraisemblable que les écarts thermiques moyens (annuels) entre le pergélisol (contenu dans les glaciers rocheux) et les terrains adjacents, peuvent atteindre plusieurs degrés.

Combinée à la protection thermique qu'offre la couverture de débris grossiers, l'exportation du pergélisol par l'écoulement des dépôts détritiques riches en glace constitue de toute évidence un second paramètre, primordial dans l'état actuel (et passé) du pergélisol. Ce dernier doit toutefois s'envisager dans une dimension temporelle, qui reste bien souvent délicate à cerner et empêche d'en évaluer le rôle dans l'état actuel du pergélisol.

Concernant le maintien du pergélisol ainsi « exporté », des indications de glace au sein de formes inactives constituent des preuves éclairantes de certaines capacités de persistance du pergélisol. Dans ce sens, les mesures géophysiques réalisées dans le vallon de la Route ont révélé, au sein d'une forme visiblement coupée de ces racines par une unité plus récente (chap. VII, § 3.1), la présence probable de glace sous un niveau dégelé de plusieurs mètres (8 m d'après l'interprétation du tri-couche). Le calcul de la durée de mise en place de la forme (à partir de la relation pente / vitesse définie pour RGL1 ; cf. chap. V, § 1.2 et chap. VII, § 3.3.2) suggère que cette forme est désactivée depuis plus de 1000 ans (1800 ans ; ces chiffres n'ont toutefois qu'une valeur relative et ne sont donnés qu'à titre comparatif).

Or, sur l'ensemble du massif du Combeynot, les durées de mise en place des formes actives (calculées de la même manière) oscillent globalement entre 500 et 2000 ans (fig. IX-8). Par conséquent, on peut penser

que le pergélisol actuellement « actif » sur le massif bénéficie d'une certaine marge temporelle face aux changements climatiques en cours depuis la fin du PAG (pour autant que ces derniers soient du même ordre, en terme d'intensité et de rapidité, que ceux ayant cours depuis la désactivation de la forme inactive du vallon de la Route).



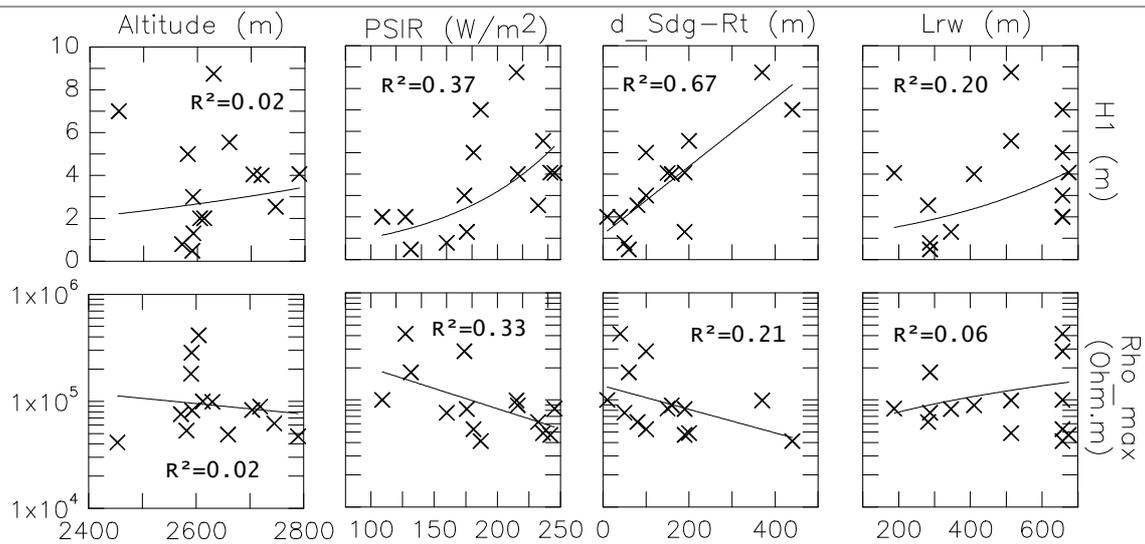
**Figure IX-9 : Distribution des durées calculées de mise en place des formes fluantes actives du massif du Combeynot (la courbe représente la loi Normale ajustée aux données).** Distribution of the duration necessary to produce the present active creeping landforms on the Combeynot Massif.

#### 1.4. Intégrer les géodynamiques locales dans le fonctionnement du pergélisol de haute altitude

##### 1.4.1. Contexte topoclimatique général ou conditions géodynamiques locales ?

Autant l'approche à l'échelle du massif du Combeynot dans son ensemble (cf. chap. VI) que les études de cas (cf. chap. VII) ont montré que le développement du pergélisol est soumis à la fois au contexte topoclimatique général (ensoleillement et température de l'air) et aux conditions géodynamiques locales. La mise en relation des résultats des sondages électriques menés sur le massif avec des paramètres représentatifs de ces deux influences renforce encore cette constatation (fig. IX-10).

En l'absence de concepts physiques suffisamment robustes pour traduire le fonctionnement réel de ces environnements grossiers, typiques des hautes montagnes à pergélisol, seul l'apport de connaissances telles que celles présentées précédemment permettent de faire la part entre ces deux échelles.



**Figure IX-10 : Relation entre les paramètres géoélectriques (H1 : épaisseur de la couche active ; Rho\_max : résistivité apparente maximale mesurée) déduits des sondages verticaux menés sur le massif du Combeynot et les variables morphométriques des sites prospectés (de gauche à droite : altitude ; insolation estivale potentielle ; distance entre le sondage et la racine de la forme ; ampleur de la paroi rocheuse en amont, cf. Ikeda [2004]). Modifié de Bodin *et al.* [2007a].** Relationship between geoelectrical parameters (H1: active layer thickness; Rho\_max: maximal apparent resistivity) deduced from vertical soundings performed on the Combeynot Massif and the morphometric variables of the prospected sites (from left to right: elevation, potential solar radiation in summer, distance between the sounding and the root of the landform, length of the rockwall).

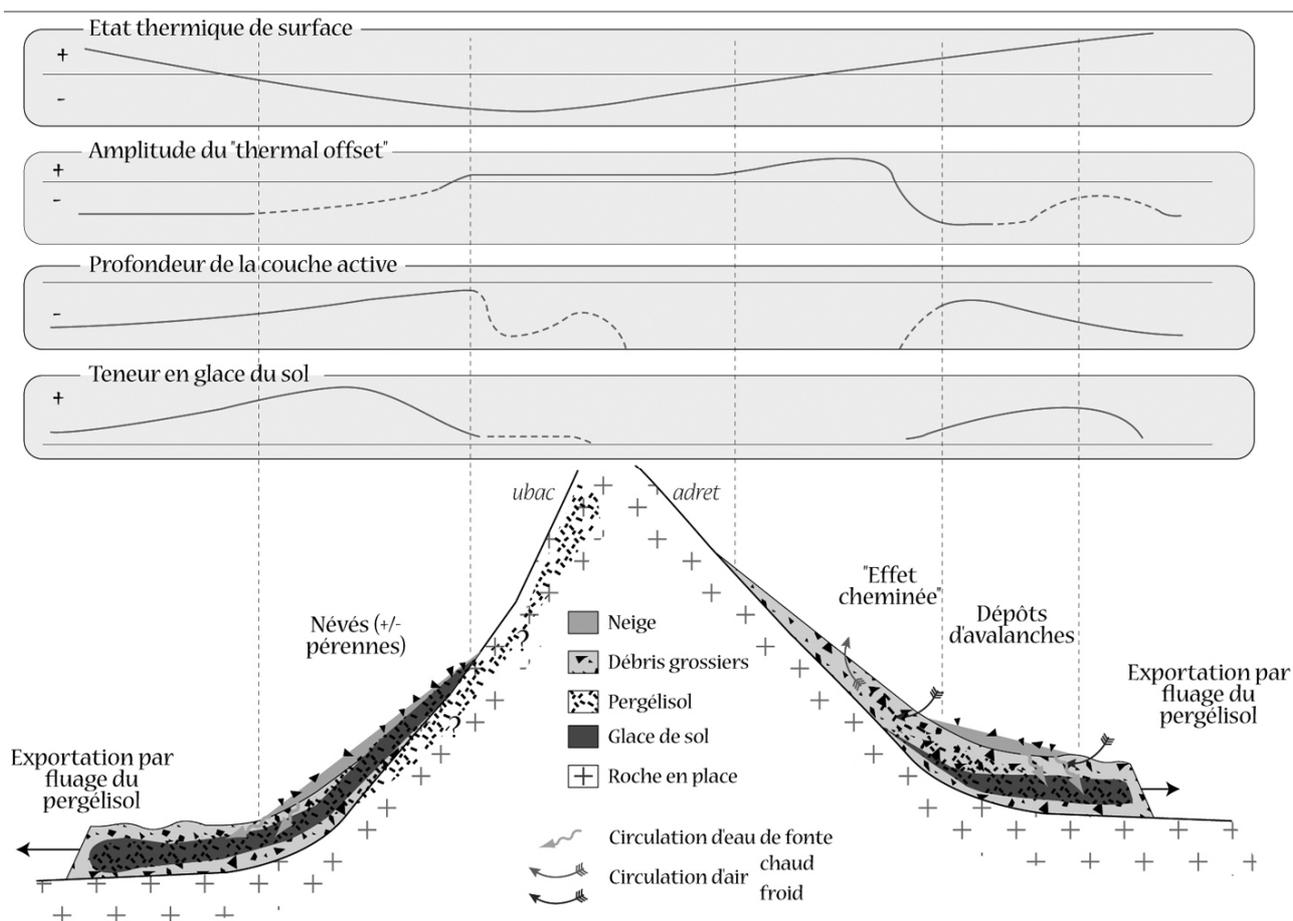
#### 1.4.2. Un modèle de fonctionnement du pergélisol intégrant les géodynamiques locales

Sur la base des observations faites précédemment concernant les mécanismes de création du pergélisol et des résultats des travaux sur le massif du Combeynot, un modèle géodynamique de fonctionnement du pergélisol sur le massif est esquissé (fig. IX-11). Opposant deux contextes géodynamiques distincts, celui des versants ubac du massif et celui généralement observé sur les versants adret, il n'exclut pas des combinaisons de processus et se veut une synthèse statique (dans la mesure où la dimension temporelle des phénomènes n'est pas directement prise en compte) des contrôles locaux du pergélisol de montagne.

Ces contrôles sont le bilan radiatif en surface (essentiellement dominé par la température de l'air et l'insolation) et la nature du sol (roche en place, débris grossiers, neige, glace ou névé), l'un pouvant influencer l'autre (les faibles températures en surface permettent à la neige de se maintenir tard dans la saison). Le premier paramètre contrôle donc l'état thermique de la surface, et le second

l'ampleur du « thermal offset ». Il apparaît ainsi que les températures de surface les plus froides sont localisées dans les parties hautes des parois rocheuses d'ubac, alors que les décalages thermiques (« thermal offset ») les plus importants ont lieu dans les accumulations détritiques de plus basse altitude. Ces décalages sont généralement négatifs, et sont localement renforcés par des phénomènes de circulations d'air type « effet cheminée », auquel cas s'étagent, sur une faible distance, une zone refroidie et une zone réchauffée.

Lorsqu'il se combine avec une fourniture en eau (liquide et solide) suffisante, souvent conditionnée par la topographie, l'état thermique du sol peut alors permettre la création de glace de sol. Changer la température de la glace nécessitant d'importants échanges de chaleur, la présence de glace confère au sol une certaine inertie thermique qui, à son tour, pourra localement influencer le régime thermique du sol (en limitant la propagation de la chaleur dans le sol).



**Figure IX-11 : Modèle de fonctionnement du pergélisol sur les hauts versants (ubac à gauche, adret à droite) du massif du Combeynot (dépôts détritiques et roche en place) intégrant les géodynamiques locales. Les conditions thermiques en surface, l'importance du « thermal offset » (décalage thermique induit par les caractéristiques du sol) et les influences respectives de la neige et des circulations d'air dans les débris grossiers régulent l'état thermique du sol. Le pergélisol qui en résulte est caractérisé par la profondeur de sa couche active et sa teneur en glace.** Model of geodynamics of the permafrost on the slopes of the Combeynot Massif (debris accumulations and rock faces). The thermal conditions at the surface, the amount of "thermal offset" (thermal shift related to the ground characteristics) and the respective influences of the snow and the air circulation within coarse debris mantle are driving the thermal state of the ground. The resulting permafrost is characterised by the active layer thickness and the ice content.

D'après cette approche, la sensibilité de ces deux types de fonctionnement aux influences climatiques plus globales passe essentiellement par le bilan radiatif en surface. Or, si l'évolution de ce dernier est aujourd'hui bien comprise pour les terrains fortement inclinés (cf. chap. I, § 2.3), les connaissances sur ses modifications dans les secteurs où la neige intervient sont beaucoup plus restreintes. En effet, l'influence thermique du manteau neigeux, son rôle dans l'hydrologie du pergélisol ou les échanges de chaleur non conductifs dans les dépôts grossiers sont des aspects qui, à l'échelle d'un massif ou d'un bassin-versant, demeurent soumis à une très forte variabilité spatiale et temporelle.

L'intérêt du modèle présenté ici est d'en tenir compte et de permettre une première formalisation éventuellement transposable à d'autres études. Son inconvénient est évidemment qu'il reste largement à valider.

Par conséquent, alors qu'il s'impose d'améliorer nos connaissances sur les mécanismes de création de pergélisol dans le contexte du réchauffement global, ceci ne pourra se faire qu'en poursuivant les efforts de suivi à l'échelle fine sur un maximum de sites [Matsuoka, 2006].

## 2. La dégradation du pergélisol de montagne dans les Alpes françaises

A l'évidence, le réchauffement du climat depuis la fin du PAG a eu des effets sur le pergélisol en montagne. L'allure des courbes de température à grande profondeur (cf. chap. I, § 3, fig. I-20), l'évolution thermique révélée par les forages les plus anciens (fig. I-4) ou encore l'augmentation des vitesses d'écoulement des glaciers rocheux (cf. chap. VIII, § 2.1) constituent autant de faits qui le confirment avec un plus ou moins grande certitude. Au delà de sa valeur d'indicateur climatique, la dégradation probable du pergélisol interpelle par ses conséquences potentielles sur la stabilité des hauts versants, et, par là, sur l'émergence possible de situations à risques nouvelles.

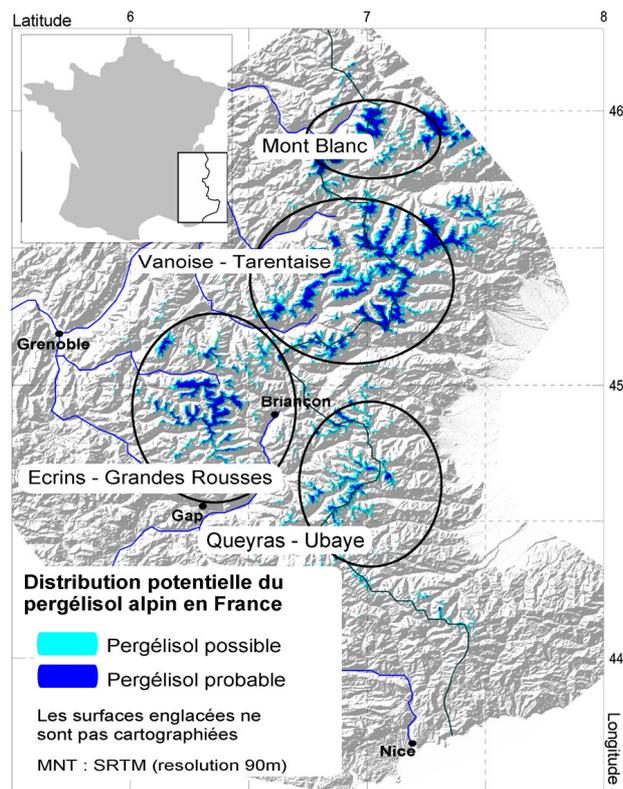
Un bilan provisoire de la situation actuelle dans les Alpes françaises est proposé, fondé d'une part sur la détermination des espaces et des contextes concernés par la dégradation du pergélisol, et d'autre part sur des événements récents qui semblent y être rattachés. Enfin, un récent projet de recherche appliquée concernant les conséquences de la dégradation du pergélisol en France, le premier de ce type, est rapidement présenté.

### 2.1. Aperçu des surfaces et des situations potentiellement concernées par la dégradation du pergélisol dans les Alpes françaises

Reprenant le modèle conçu pour les Alpes du sud (cf. chap. VI, § 2 ; [Bodin, 2005b]), une simulation de la répartition potentielle du pergélisol a été réalisée sur l'ensemble de l'Arc alpin en France.

L'intérêt est avant tout de fournir un ordre d'idée de l'importance relative des surfaces, de type formations superficielles (la conception du modèle ne le rend pas représentatif du pergélisol dans les parois rocheuses), concernées par la présence de pergélisol. Par ordre de taille, l'ensemble Vanoise-Tarentaise, le massif du Mont Blanc, l'ensemble Ecrins-Grandes Rousses et l'ensemble Queyras-Ubaye présentent des surfaces potentiellement importantes. Toutefois, la situation réelle de chacun de ces

massifs varie entre deux bornes, représentées schématiquement par le secteur du Mont Blanc d'une part, très fortement englacé et présentant peu (pas ?) de glaciers rocheux, et d'autre part le secteur Queyras-Ubaye, quasiment totalement dépourvu de glaciers, mais abritant des centaines de glaciers rocheux [Evin, 1987a].



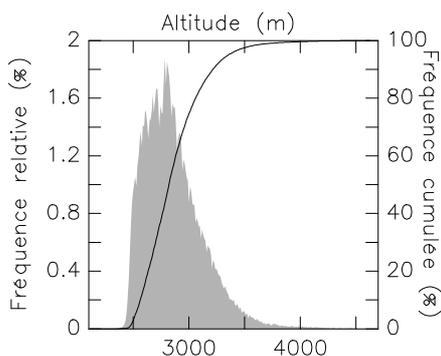
**Figure IX-12 : Carte de la répartition potentielle du pergélisol dans les Alpes françaises, d'après le modèle « Alpes du sud ».** *Potential distribution of permafrost in the French Alps, after the "Southern Alps" model.*

Si l'on ne conserve de la simulation que les terrains sur lesquels peuvent se trouver des formations superficielles (pentes inférieures à 40°), localisées sur des pentes critiques du point de vue de leur stabilité (pentes supérieures à 25°), on peut avancer, en première approximation, que la tranche d'altitude 2500 - 3000 m est particulièrement concernée par la présence de pergélisol au sein d'accumulations détritiques potentiellement instables (fig. IX-18). En effet, près de 75 % de ces terrains se localisent en dessous de 3000 m d'altitude, 50 % en dessous de 2800 m et 20 % en dessous de 2600m, soit à des niveaux d'altitude

globalement compris entre les isothermes 0 et -2°C (cf. chap. II, § 3.1.3).

Sachant que ce type de simulation peut localement surestimer les altitudes inférieures du pergélisol (cf. chap. VI, § 2.2), et que l'englacement y est actuellement limité, la configuration des Alpes françaises semble au final relativement favorable à ce que s'y développent les effets de la dégradation du pergélisol.

Ce constat est évidemment à relativiser, étant donné la complexité spatiale du pergélisol de montagne dès lors que l'on aborde des échelles plus fines (cf. chap. VII et paragraphes précédents), celles auxquelles doivent se faire les éventuelles études d'impact. Par ailleurs, si la dégradation du pergélisol est un fait qui semble avéré, ses conséquences, en particulier celles pouvant toucher nos sociétés, restent à préciser.



**Figure IX-13 : Distribution de l'altitude des surfaces de type « formation superficielle » (pentes comprises entre 25 et 40°) potentiellement concernées par pergélisol dans les Alpes françaises, d'après le modèle « Alpes du sud ».** *Distribution of the altitude of the surfaces "slope deposits" that are potentially concerned with the permafrost in the French Alps, after the "Southern Alps" model.*

## 2.2. De nouveaux aléas ?

### 2.2.1. La déstabilisation des versants

Depuis quelques années, les cas de phénomènes en lien possible avec la dégradation du pergélisol se multiplient, en France y compris. Qu'il s'agisse des écroulements survenus sur le pilier Ouest des Drus, dans le massif du Mont Blanc [Ravanel *et al.*, 2007], de la lave torrentielle du torrent de l'Armançette, en Savoie [Compagnon, 2006], de la déstabilisation de pylônes sur un

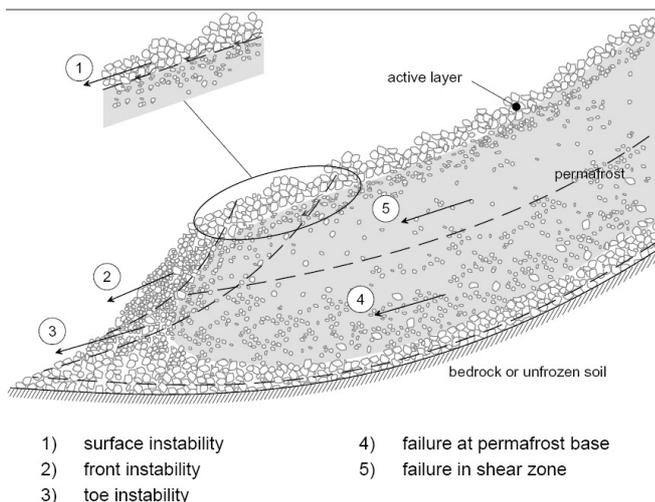
domaine skiable de la Vanoise, ou de la rupture du glacier rocheux du Bérard, dans les Alpes de Haute Provence [Evin *et al.*, 2007], la fonte de la glace contenue dans les fissures de la roche ou dans les interstices des éboulis semble être l'élément déclencheur de ces événements récents.

Toutefois, avant de faire de la dégradation du pergélisol un facteur d'augmentation des aléas, potentiellement générateurs de risques, certaines précautions doivent être prises. En particulier, la multiplicité des éléments concourant à déclencher un événement tel qu'une lave torrentielle ou un écroulement, fait qu'il est généralement délicat d'y voir le rôle exact de la fonte de la glace. D'autant que, parmi les autres causes, certaines peuvent être elles-mêmes des effets des changements climatiques en cours.

Par ailleurs, les travaux les plus récents suggèrent que, parmi les instabilités susceptibles d'affecter un glacier rocheux (fig. IX-14), seuls des remaniements de surface (affectant la couche active ou le front, et d'ampleur limitée par le volume de matériaux mobilisables ; types 1 et 2 sur la fig. IX-14) ont des risques de se produire [Arenson, 2002]. Cette allégation réduit nettement le « potentiel de nuisance » des glaciers rocheux par des mouvements brutaux, que les indices de terrains et l'âge élevés de la plupart des formes infirment également.

Le cas de la rupture du glacier rocheux du Bérard, bien que semblant contredire ces travaux, reflète en réalité assez bien cette complexité. En effet, cet événement exceptionnel (pas d'autres cas à notre connaissance<sup>70</sup>) combine une situation en marge de la frange à pergélisol (fig. IX-14), un contexte géologique favorable à des mouvements de versant profonds et une série d'événements météorologiques extrêmes. Les médias ont par ailleurs présenté le phénomène comme un indice permettant de douter du réchauffement climatique, puisqu'un glacier était « apparu » !

<sup>70</sup> Coïncidence fortuite, au 15/10/07, les journaux locaux ont annoncé un nouveau cas, en apparence similaire, découvert par des randonneurs dans la vallée de la Clarée (Hautes Alpes).



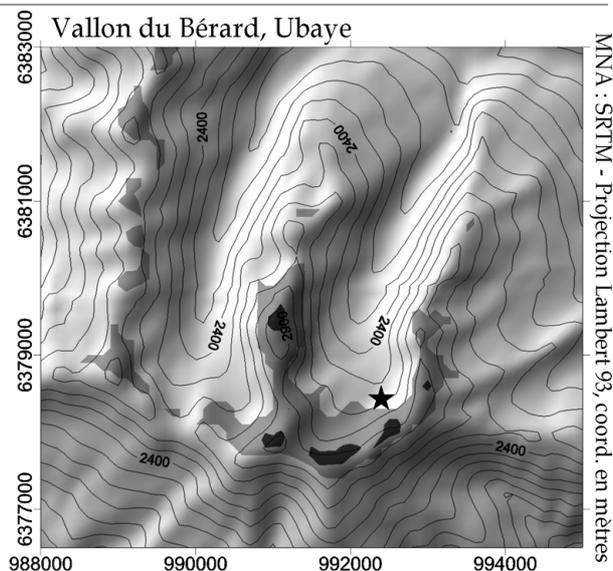
**Figure IX-14 : Différents types d'instabilités probables au sein d'un glacier rocheux actif. Tiré de Arenson [2002].** *Different types of probable instabilities within an active rockglacier.*

Des travaux sont actuellement en cours [Krysiecki, 2007] pour tenter de comprendre les mécanismes ayant conduit au glissement en masse du glacier rocheux au cours de l'été 2006. Ces travaux incluent des approches géodésiques, géophysiques et micro-climatiques.

Par ailleurs, ce terrain sert de support, ainsi que trois autres sites, à un projet de recherche appliquée<sup>71</sup> portant sur l'analyse des risques induits par la dégradation du pergélisol en France. Le projet vise à relier les conditions thermiques et le contexte géomorphologique en surface à l'évolution de la structure interne et des mouvements au sein d'accumulations détritiques riches en glace. Pour cela, une large palette d'outils sophistiqués sera mise en oeuvre.

Ce projet répond à des attentes nouvelles, émanant à la fois d'exploitants d'infrastructures de haute montagne, de services de gestion des risques et de compagnies d'assurance. Il constitue donc une passerelle idéale entre la communauté scientifique, stimulée par la nouveauté complète de la situation, et des groupes sociaux, soucieux de l'avenir de leurs territoires et de leurs activités.

<sup>71</sup> Projet de recherche « Analyse des risques induits par la dégradation du permafrost » (convention 2007-03 : ADRGT – Fondation MAIF), courant sur la période 2007-2010.



**Figure IX-15 : Répartition potentielle (les deux tons de gris correspondent aux classes « possible » et « probable ») du pergélisol dans le vallon du Bérard (Alpes de Haute Provence), d'après le modèle « Alpes du sud ».** *L'étoile localise le site sur lequel s'est produit la rupture du glacier rocheux.* *Potential distribution of permafrost in the Vallon du Bérard (Alpes de Haute Provence), after the "Southern Alps" model (light grey corresponds to "possible", dark grey to "probable"). The black star localise the site of the collapsed rockglacier.*

## 2.2.2. Les ressources en eau

Si la déstabilisation des versants relève quelque peu d'un aléas « diffus », la question des ressources en eau dans les bassins-versants peut en revanche être amenée à devenir centrale dans certaines zones de montagne. Ainsi, dans un environnement méditerranéen typique de l'hémisphère Sud, des travaux récents estiment que 1/5<sup>ème</sup> de la surface totale des Andes de Santiago (Chili) est drainé au travers de glaciers rocheux. Dans un contexte de déglaciation accrue, le fonctionnement hydrologique de ces milieux, les Alpes du Sud en France sont l'exemple type, pourrait être sensiblement modifié. A terme, le réchauffement du climat, pour autant qu'il se poursuive, pourrait donc faire du pergélisol une précieuse ressource en eau, et de sa dégradation un nouveau risque pour les sociétés de montagne.

---

*Face aux modifications climatiques en cours depuis plusieurs décennies, l'évolution du pergélisol de montagne ne cesse d'interroger la communauté scientifique. Dans ce chapitre, une synthèse des observations et des mesures réalisées dans ce travail de thèse a été effectuée afin de clarifier les mécanismes probables qui commandent la création et le maintien du pergélisol. Confirmant les études menées ailleurs, l'enchevêtrement des dynamiques glaciaires et périglaciaires, ainsi que les processus de refroidissement du sol liés à la présence de formations détritiques grossières semblent primordiales. Un modèle de fonctionnement du pergélisol incluant ces géodynamiques locales a été esquissé pour le massif étudié. La persistance de pergélisol au sein de formes inactives depuis probablement plusieurs millénaires laisse en outre penser que le pergélisol actuel bénéficie d'une importante inertie thermique face à un réchauffement du climat. Pour autant que ce dernier se poursuive durablement, il reste délicat d'anticiper d'éventuelles amplifications ou atténuations de ces fonctionnements tant que le rôle de certains paramètres, au premier rang desquels l'enneigement, n'est pas mieux cerné. Cela dit, une première simulation des secteurs potentiellement « à risque » laisse présager que d'importantes surfaces pourraient être affectées par la dégradation du pergélisol, car situées sous l'isotherme  $-2^{\circ}\text{C}$ . De plus, des événements récents, écroulements, laves torrentielles ou rupture de glacier rocheux, peuvent être interprétés comme des signaux, alertant sur les aléas, et les risques, que pourrait induire la dégradation du pergélisol. Ces aléas restent toutefois soumis à des processus naturels complexes, qu'un récent projet se propose d'étudier.*

---

## CONCLUSION

Entre l'échelle locale, celle des processus contrôlant l'état thermique ou la cinématique du pergélisol, et le niveau global, celui des relations que le pergélisol entretient avec le climat, la présente étude a tenté de restituer les principales caractéristiques actuelles du pergélisol de montagne, en terme de fonctionnement, de distribution spatiale et d'évolution récente.

En utilisant comme support un massif cristallin très peu englacé, mais présentant, sur seulement 40 km<sup>2</sup>, une vaste gamme de formes associées à la présence de pergélisol, une combinaison de méthodes issues de la géomorphologie, de la climatologie, de la géodésie et de la géophysique ont pu être mises en œuvre. Ces approches incluaient la réalisation de nombreuses observations et mesures sur le terrain, ainsi que la mise en place de suivis continus. Leurs résultats ont, autant que possible, été confrontés entre eux et réinvesti dans d'autres démarches, s'accompagnant généralement de changements d'échelle spatiale.

Autour de l'hypothèse d'une géodynamique du pergélisol fortement conditionnée par les contextes géologique, climatique et géomorphologique locaux, quatre axes de recherche ont été suivis, dont les principaux résultats sont résumés ci-après.

Tout d'abord, *la caractérisation et la quantification du fonctionnement actuel du pergélisol a été abordée à une échelle stationnelle.*

- D'un part, grâce à l'enregistrement en continu des principaux paramètres affectant le topoclimat à proximité de la racine du glacier rocheux 1, dans la combe de Laurichard, une relation forte entre la température du sol et l'ensoleillement et la température de l'air s'est dessinée (chap. IV). Celle-ci perd toutefois une partie de sa

significativité lorsque l'on s'intéresse au fonctionnement de la couche de blocs grossiers qui recouvre le glacier rocheux. Il s'avère en effet que **le régime thermique, dès quelques décimètres de profondeur, est fortement influencé par la stagnation d'air froid et dense, induisant un léger écart moyen annuel négatif par rapport à la température immédiatement sous la surface.**

- D'autre part, la cinématique d'écoulement du pergélisol a été abordée par la comparaison de deux MNA à haute résolution, levés à un an d'intervalle grâce à la technique du LIDAR (chap. V). Cette approche a permis d'observer les caractéristiques spatiales de la déformation de la langue du glacier rocheux 1 de la combe de Laurichard, **déformation marquée par la progression différenciée des bourrelets et du front, ainsi que par une déflexion de l'ensemble de la forme sur sa droite.**
- Les données du suivi géodésique à long terme du même glacier rocheux suggèrent par ailleurs des liens entre la déformation du pergélisol et son état thermique, et mettent en évidence **l'importance des conditions nivométéorologiques en début d'hiver dans la variabilité interannuelle des vitesses de surface** (chap. VIII).

Ensuite, nous avons cherché à *déterminer la présence et les caractéristiques du pergélisol, à l'échelle des formes supposées actives et des bassins-versants.*

- Démarrant par une cartographie géomorphologique détaillée, et complétées par des prospections géoélectriques et des mesures BTS, quatre études de cas ont été réalisées, chacune dans des contextes

topoclimatiques et géodynamiques distincts (chap. VII). L'influence de ces derniers a été évaluée, à la fois par leur rôle sur les mécanismes probables de création de pergélisol et dans la mise en place des paysages sur le long terme.

- Ainsi, les fluctuations du modeste glacier du Combeynot N ont-elles sans doute largement permis, puis contraint, le développement de glaciers rocheux, aujourd'hui dépourvus de glace. Dans la combe de Laurichard, l'imposante paroi de l'ubac permet des conditions localement froides, qui favorisent le développement d'un pergélisol très riche en glace.
- A l'inverse, dans les vallons de la Route et de Pradiou, l'ensoleillement important des parties radicales des formes fluantes n'a pas empêché la mise en place de différentes générations de glaciers rocheux, ni leur maintien à des altitudes relativement modestes. Des mécanismes locaux, liés à la présence de névés plus ou moins pérennes ainsi qu'à la présence de secteurs refroidis en bas des éboulis, sont sans doute responsables de cette distribution du pergélisol.

Dans un troisième axe, les recherches ont visé à *spatialiser la répartition probable du pergélisol à l'échelle du massif du Combeynot dans son intégralité.*

- Les indicateurs géomorphologiques ont tout d'abord été utilisés pour produire une synthèse cartographique, replaçant les formes fluantes, qu'elles soient fraîches ou reliques, dans leurs contextes géodynamiques locaux (chap. VI). Bien que fondée sur des critères interprétatifs de la morphologie de surface, **cette approche se révèle assez fructueuse, comme l'ont confirmé les études de cas.**
- Dans le but principal de recadrer la situation du massif par rapport à un ensemble régional plus vaste, un

modèle de spatialisation, basée sur un inventaire des indicateurs de pergélisol récoltés dans les Alpes du sud, a également été appliqué. Les écarts au modèle semblent surtout se creuser pour les versants face au S, dont les glaciers rocheux sont particulièrement développés, et mettent en évidence **l'influence probable des conditions locales.**

- Enfin, les températures de surface durant l'équilibre thermique hivernal, reliées statistiquement à la température moyenne annuelle de l'air et à la radiation solaire potentielle, et ajustées, et partiellement validées, à partir de mesures BTS à la racine de formes fraîches, ont été extrapolées à l'ensemble du massif. **En prenant en compte le probable décalage thermique de plusieurs degrés que provoque la couche de blocs grossiers en surface, les glaciers rocheux semblent s'être développés dans des gammes de températures extrapolées cohérentes avec la réalité.** Toutefois, certaines formes peuvent avoir leur front, ou même leur racine situés dans des conditions topoclimatiques trop douces. Pour les deux cas relevés, l'influence de processus d'origine glaciaire est sans doute une des causes principales de ce « sur-développement » des formes.

Enfin, nous avons cherché à *préciser l'évolution du pergélisol du massif, particulièrement sa relation avec le réchauffement de ces deux dernières décennies.*

- Une augmentation des vitesses d'écoulement du glacier rocheux 1 de la combe de Laurichard a été observée durant la décennie 90, pour culminer en 2004. Cette tendance a été similaire à celle de nombreux autres glaciers rocheux suivis dans les Alpes. **Parmi les contrôles possibles de cette accélération, le réchauffement du pergélisol, associé à l'augmentation des températures de l'air, est envisagé** (chap. VIII). Le fait que le glacier rocheux semble présenter une

forte sensibilité aux variations interannuelles du climat, pourrait par ailleurs expliquer la fonte probable du toit du pergélisol suite à l'année chaude 2003-2004, que les capteurs de température à la surface du glacier rocheux ont bien enregistré.

- Un autre argument en faveur d'un réchauffement du pergélisol sur le moyen terme est fourni par **la baisse des résistivités du glacier rocheux constatée au cours des 20 dernières années**. Les interprétations suggèrent en outre que la couche active s'est épaissie, particulièrement sur la langue du glacier rocheux.
- Enfin, dans la mesure où la réponse des hauts versants alpins à l'évolution climatique globale est également influencée par les spécificités géodynamiques et topoclimatiques locales, une synthèse des mécanismes de création et de maintien du pergélisol de montagne a été effectuée, sur la base des observations et des mesures réalisées sur le massif du Combeynot, complétées par les résultats des travaux récents sur la question (chap. IX).
- Ainsi, bien que la dégradation du pergélisol concerne(ra) sans doute de vastes portions des montagnes françaises, ses conséquences, en particulier celles pouvant générer des situations à risques, sont pour l'instant limitées, bien qu'en apparence augmentation depuis quelques années.

Au terme de cet exposé des principaux résultats de l'étude du pergélisol sur le massif du Combeynot, un bilan provisoire peut être tiré, du point de vue des méthodes tout d'abord, des questions en suspens ensuite, et des perspectives de recherche enfin.

Un panel méthodologique varié a été nécessaire pour cerner au mieux la complexité et la variabilité des situations sur un massif pourtant très homogène du point

de vue géologique. Ces démarches intégrées ont confirmé **l'intérêt de l'approche géomorphologique** de surface, qui, au fur et à mesure des progrès des connaissances, relie, avec une certitude de plus en plus grande, les indices externes et les conditions internes du pergélisol. Toutefois, assez souvent, la résolution des ambiguïtés exige de recourir à des méthodes complémentaires, dont la mise en œuvre n'est pas toujours aisée de par le terrain. L'expérience acquise aide heureusement à déterminer les combinaisons optimales, en fonction des objectifs. **Les bénéfices de l'association classique entre les mesures BTS, en particulier dans la version « allégée » conçue pour ce travail, et la prospection géoélectrique, incluant sondages verticaux et traînés, sont ainsi confirmés**. Le suivi en continu et la répétition des mesures restent également fondamentaux, d'une part pour **saisir la variabilité temporelle des processus**, et d'autre part pour **l'enregistrement de signaux pouvant être reliés à l'évolution du climat sur le moyen et le long terme**. Certains instruments, de plus en plus robustes et fiables, peuvent être laissés sur place une, ou plusieurs, années et fonctionner de manière autonome. Des dispositifs de suivi thermique peuvent ainsi être déployés dans des contextes variés, répondant à des objectifs auparavant difficilement accessibles. De même, **les protocoles de suivi des mouvements de la surface, en particulier par le LIDAR, s'avèrent efficaces**, en dépit de certaines contraintes de manipulation sur le terrain ou de traitement des données qui méritent d'être bien évaluées avant leur utilisation. Enfin, les outils de spatialisation, utilisant des environnements SIG multiples et combinant les données de types raster et de type vecteur, sont particulièrement adaptés à l'exploitation des informations recueillies sur le terrain.

Comme dans tout travail de recherche, les investigations menées sur le massif du Combeynot n'ont pas toujours permis de répondre correctement à certaines interrogations, de même qu'elles en ont suscité de nouvelles.

Concernant le fonctionnement du pergélisol, et sa réponse au réchauffement du climat, le suivi thermique gagnerait indéniablement à pouvoir s'effectuer plus en profondeur. **Un forage d'une trentaine de mètres dans la langue glacier rocheux de Laurichard constituerait en ce sens un progrès notable**, et pourrait s'intégrer dans les réseaux de suivi internationaux. Par ailleurs, une importante lacune provient de la méconnaissance de l'évolution de la distribution et de l'épaisseur du manteau neigeux au cours de la saison. L'utilisation, à l'échelle d'un versant, de caméras autonomes permettrait d'envisager des procédures de photogrammétrie terrestre, et pourrait être complétée par des « mâts à neige ».

En outre, l'homogénéité géologique du massif du Combeynot, si elle constitue un atout pour l'étude des formes et des processus qu'il renferme, limite d'un autre côté sa représentativité. **L'instrumentation d'un second site, similaire à celle qui équipe la combe de Laurichard, permettrait ainsi d'aborder d'autres types d'environnements à pergélisol.** Dans des formations superficielles issues de roches micro-gélives, il serait ainsi possible de mettre de côté les effets thermiques liés à la présence d'air dans le sol pour s'intéresser à des processus conductifs, moins complexes.

Le suivi des mouvements de versant par la technique DGPS a posé des problèmes, reliés entre autres aux effets de masque de la topographie. L'utilisation d'un appareil bi-fréquence, nécessitant des temps d'acquisition plus courts, est tout indiquée. **La poursuite d'acquisition de données par le LIDAR, à intervalle de plusieurs années, est également souhaitable**, et pourrait être étendu à d'autres versants et à d'autres dynamiques. L'exploitation de techniques de télédétection, comme l'interférométrie radar

ou certaines procédures récentes de photogrammétrie terrestre automatique à haute résolution temporelle, permettrait par ailleurs de **détecter, sur de grandes surfaces, les mouvements de la surface, voire de quantifier la cinématique saisonnière.**

Concernant la question, transversale, de la spatialisation, plusieurs limites sont apparues. Certaines faiblesses des modèles mis en œuvre sur le massif du Combeynot sont liées à la prise en compte trop restreinte des phénomènes physiques, ou à l'insuffisance de données de terrain. **Concernant les données BTS, les procédures d'échantillonnage devraient être améliorées afin de prendre en compte les différents niveaux de variabilité spatiale**, et de pouvoir être traitées selon des méthodes géostatistiques adéquates.

Enfin, la problématique de la réponse du pergélisol au réchauffement climatique en cours constituant depuis peu une véritable attente sociale, plusieurs pistes sont envisageables pour tenter d'y répondre. Tout d'abord, **un inventaire des événements suspectés d'être liés à la dégradation du pergélisol doit être mené**, impliquant tous les acteurs susceptibles d'être concernés, au premier rang desquels les services RTM. La mise à jour régulière d'une telle base de données, à référence spatiale et temporelle, sera d'une grande utilité pour **suivre l'évolution de la dégradation du pergélisol et mieux cerner ses conséquences en terme de processus générateurs de risques.** Enfin, il paraît indispensable de poursuivre et d'étendre les partenariats entre les chercheurs et les praticiens, qui pour l'instant ne sont que très peu informés sur les questions relatives à la présence et à l'évolution du pergélisol en montagne. Des projets récents vont déjà dans ce sens, et permettront, on l'espère, d'initier le mouvement ...

## TABLE DES MATIERES

<b>Partie 1 - Le contexte général de l'étude.....</b>	<b>19</b>
<i>Chapitre I – Etat des connaissances sur le pergélisol de montagne.....</i>	<i>23</i>
1. Notions physico-thermiques associées au pergélisol.....	23
1.1. Définitions .....	23
1.2. Bilan d'énergie, climat de surface et température du sol .....	24
1.3. Le comportement thermique des formations superficielles grossières.....	27
1.4. Les propriétés physiques des sols gelés.....	30
2. Géomorphologie alpine et pergélisol .....	32
2.1. Les glaciers rocheux, objets de controverses scientifiques.....	32
2.2. La prospection du pergélisol de montagne.....	38
2.3. La régionalisation du pergélisol de montagne .....	38
2.4. Le suivi du pergélisol de montagne .....	41
3. Le pergélisol de montagne face au réchauffement climatique .....	42
3.1. Les mécanismes de dégradation du pergélisol.....	42
3.2. La déstabilisation des parois supraglaciaires.....	44
3.3. La déstabilisation des accumulations détritiques glacées.....	45
<i>Chapitre II – Présentation du massif du Combeynot.....</i>	<i>49</i>
1. Le contexte géographique.....	49
1.1. Le massif du Combeynot, satellite des Ecrins.....	49
1.2. Les statuts de protection du milieu et des ressources patrimoniales .....	50
2. Le cadre topographique et géomorphologique.....	52
2.1. Une topographie très favorable au ski, beaucoup moins à l'escalade.....	52
2.2. Principaux éléments morphostructuraux.....	53
2.3. Aperçu géomorphologique du massif .....	56
3. Le climat du secteur Oisans-Briançonnais.....	60
3.1. De l'échelle synoptique au climat régional : la charnière du Lautaret ? .....	60
3.2. Le changement climatique dans le secteur Oisans-Briançonnais.....	67
<i>Chapitre III – Méthodes d'étude et de mesures.....</i>	<i>75</i>
1. La cartographie géomorphologique .....	75
1.1. L'observation de terrain.....	75
1.2. Les photographies aériennes .....	76
1.3. La conception de la légende .....	76
2. La mesure des paramètres topo- et micro-climatiques.....	76
2.1. Les capteurs de température à la surface de RGL1 : suivi microclimatique.....	76
2.2. La station météorologique automatique à la racine du glacier rocheux 1 de la Combe de Laurichard : suivi topoclimatique .....	78
2.3. La méthode BTS : mesures extensives de la température à l'interface sol/neige .....	78
3. Les méthodes géophysiques .....	80
3.1. La résistivité électrique des sols de montagne en contexte de pergélisol : principes de mesure et dispositifs.....	81
3.2. Les travaux de Fabre et Evin : 10 ans de mesures dans les Alpes du Sud .....	85
4. Les méthodes topographiques .....	86
4.1. Le suivi par GPS différentiel .....	86
4.2. Les mesures par LIDAR terrestre .....	89

<b>Partie 2 - Le fonctionnement actuel du pergélisol dans le massif du Combeynot .....</b>	<b>95</b>
<i>Chapitre IV – Le fonctionnement thermique du pergélisol : la combe de Laurichard.....</i>	<i>99</i>
1. L'ambiance topoclimatique dans la combe de Laurichard.....	99
1.1. Un premier aperçu grâce aux données des années 1980-1990.....	99
1.2. Vers une meilleure connaissance du topoclimat de la combe : les données de 2004-2006 .....	103
1.3. Quelques hypothèses sur la relation air/sol à la station de Laurichard .....	106
2. Résultats du suivi en continu des températures à la surface du glacier rocheux 1 de Laurichard (RGL1).....	107
2.1. Eléments sur le fonctionnement de l'interface air/sol sur RGL1 .....	107
2.2. Principaux résultats concernant le fonctionnement thermique de la couche active du glacier rocheux.....	110
3. Spatialisation des WEqT (Winter Equilibrium Temperature) à la surface du glacier rocheux 1 de Laurichard.....	113
3.1. Un hiver de référence : l'équilibre thermique de 2003-2004 .....	113
3.2. Les hivers 2004-2005 et 2005-2006 : absence d'équilibre thermique hivernal et refroidissement marqué .....	116
3.3. Spatialisation de l'évolution des températures du sol à la surface de RGL1 au cours de l'hiver 2003-2004.....	117
<i>Chapitre V – La déformation du pergélisol : suivis géodésiques de la surface du sol.....</i>	<i>121</i>
1. Suivi à long terme du glacier rocheux 1 (RGL1) de la Combe de Laurichard .....	121
1.1. Présentation du dispositif de suivi des vitesses de surface de RGL1 .....	121
1.2. La cinématique de RGL1 : 25 années de mesures.....	122
2. LIDAR et topographie haute résolution de RGL1 .....	126
2.1. Topométrie à haute résolution de RGL1 .....	128
2.2. La cinématique fine et multi-échelle de RGL1.....	131
3. L'usage du GPS différentiel pour la connaissance de l'activité des formes fluantes.....	137
3.1. Objectifs, démarche méthodologique et contraintes.....	138
3.2. Résultats.....	138
<b>Partie 3 - La détection et la spatialisation du pergélisol à différentes échelles.....</b>	<b>141</b>
<i>Chapitre VI – Le pergélisol à l'échelle du massif : de la cartographie géomorphologique aux modèles spatiaux</i>	<i>145</i>
1. La cartographie géomorphologique du massif du Combeynot.....	145
1.1. Concepts et description de la légende de la carte géomorphologique .....	145
1.2. Apports de la cartographie 3D : l'exemple du vallon de Pradieu.....	150
1.3. Analyses topométriques des formes de fluage du pergélisol.....	152
2. Le modèle topoclimatique des Alpes du sud appliqué au massif du Combeynot .....	155
2.1. Formalisation de la relation entre l'altitude des glaciers rocheux dans les Alpes du sud, leur exposition et la distribution du pergélisol .....	155
2.2. Application au massif du Combeynot : quelle signification ?.....	156
3. Une approche nouvelle pour reconstituer la WEqT (Winter Equilibrium Temperature) à l'échelle du massif .....	159
3.1. Calibration d'un modèle statistico-empirique de la WEqT : principes et démarche méthodologique .....	159
3.2. Résultats : interprétations à différentes échelles.....	161
3.3. Intérêts, limites et améliorations souhaitables du modèle de spatialisation des WEqT .....	167
<i>Chapitre VII – La distribution du pergélisol dans les vallons du massif du Combeynot : quatre études de cas ..</i>	<i>169</i>
1. Les vallons du Combeynot Nord .....	169
1.1. Le contexte géomorphologique : quelles relations entre le glacier, ses moraines et le glacier rocheux ?.....	169
1.2. L'apport des mesures géoélectriques.....	169
1.3. Le pergélisol à l'échelle des formes .....	170
1.4. Le pergélisol à l'échelle du vallon : un glacier rocheux sous la dépendance des fluctuations glaciaires .....	172
2. La Combe de Laurichard.....	174

---

2.1. Le contexte géomorphologique : quels facteurs de dissymétrie ubac/adret ? .....	174
2.2. L'apport des mesures thermiques .....	175
2.3. L'apport des mesures géoélectriques .....	177
2.4. Le pergélisol à l'échelle de la combe : une opposition ubac/adret atténuée par certains phénomènes locaux .....	181
3. Le vallon de la Route .....	181
3.1. Le contexte géomorphologique : quelle frontière entre les formes reliques et les formes fraîches ? .....	182
3.2. Le pergélisol à l'échelle des formes : synthèse des mesures thermiques, géodésiques et géophysiques effectuées dans le vallon de la Route .....	185
3.3. Le pergélisol à l'échelle du vallon : des formes actuellement fluantes abondantes mais aux contours peu précis .....	190
4. Le vallon de Pradieu .....	192
4.1. Le contexte géomorphologique : des glaciers rocheux sous le Soleil ? .....	193
4.2. Le pergélisol à l'échelle des formes : résultats des mesures thermiques, géodésiques et géophysiques effectuées dans le vallon de Pradieu .....	193
4.3. Le pergélisol à l'échelle du vallon : des formes fluantes restreintes aux pieds de versants .....	196

**Partie 4 - Les réponses du pergélisol aux fluctuations climatiques..... 201**

*Chapitre VIII - L'évolution de RGL1 dans le contexte du changement climatique ..... 205*

1. Liens entre le microclimat de surface et la cinématique de RGL1 au cours des 3 dernières années (2003-2006) .....	205
1.1. Analyse comparée de la cinématique et du comportement thermique du glacier rocheux sur deux sites de mesure .....	205
1.2. Quels ont été les impacts de l'année chaude 2003-2004 sur le glacier rocheux ? .....	209
2. Evolution de la cinématique de surface et de la structure interne de RGL1 au cours des deux dernières décennies et liens possibles avec le changement climatique .....	212
2.1. Accélération synchrone des glaciers rocheux dans les Alpes dans le contexte du changement climatique .....	212
2.2. Modification de l'écoulement de RGL1 et possibles contrôles climatiques .....	214
2.3. Détection des changements dans la structure interne de RGL1 et esquisse d'un bilan .....	217

*Chapitre IX - Croissance et dégradation du pergélisol : les mécanismes probables et les évolutions récentes ... 221*

1. Redéfinir le rôle des géodynamiques locales dans la création et le maintien du pergélisol de montagne.....	221
1.1. Origine glaciaire ou périglaciaire : la confusion des genres ? .....	221
1.2. Quelles autres mécanismes sont favorables à la création de pergélisol ? .....	224
1.3. Le maintien du pergélisol et la question de sa sensibilité au climat .....	227
1.4. Intégrer les géodynamiques locales dans le fonctionnement du pergélisol de haute altitude .....	228
2. La dégradation du pergélisol de montagne dans les Alpes françaises.....	231
2.1. Aperçu des surfaces et des situations potentiellement concernées par la dégradation du pergélisol dans les Alpes françaises .....	231
2.2. De nouveaux aléas ? .....	232



## TABLE DES FIGURES

Figure 1 : Dimensions spatiales et temporelles des principaux jeux de données utilisés dans ce travail. <i>Spatial and temporal dimensions of the main datasets employed in this work.</i> .....	16
Figure 2 : Carte de localisation du massif du Combeynot (en rouge) et du Parc National des Ecrins (en bleu, les surfaces englacées aux alentours de 1975). MNA50 : BDAlti IGN, coord. Lambert 3 en m. <i>Geographic location of the Combeynot massif and of the Parc National des Ecrins (in blue the glaciers, around 1975).</i> .....	17
Figure I-1 : Schéma (non proportionné) de la structure thermique verticale du pergélisol et des discontinuités remarquables (voir le texte pour les explications). Modifié d'après Williams & Smith [2002], Smith & Riseborough [1989]. <i>Sketch (not to scale) of the vertical thermal structure of permafrost and its major boundaries (see text for explanations).</i> .....	24
Figure I-2 : Evolution théorique de la température à différentes profondeurs en fonction du temps (en jours) et sous l'effet d'une variation sinusoïdale de la température de surface (code du modèle : S. Gruber, Université de Zurich, d'après Carslaw & Jaeger [1959]). <i>Theoretical evolution of modelled ground temperature at different depths under the influence of a sinusoid variation of ground surface temperature (model code: S. Gruber, University of Zürich).</i> .....	26
Figure I-3 : Température modélisée selon la profondeur (ordonnée) et le temps (abscisse) sous l'effet d'une variation sinusoïdale de la température de surface (code du modèle : S. Gruber, Université de Zurich, d'après Carslaw & Jaeger [1959]). <i>Modelled ground temperature with time and depth under the control of a sinusoid variation of ground surface temperature (model code: S. Gruber, University of Zürich).</i> .....	26
Figure I-4 : Température enregistrée à différentes profondeurs dans le forage de Murtèl-Corvatsch entre 1987 et 1997. Données tirées de Vonder Mühl <i>et al.</i> [1998a]. <i>Ground temperature recorded within the Murtèl-Corvatsch borehole at various depths.</i> .....	27
Figure I-5 : Evolution thermique (moyenne journalière) de la surface du sol le long du profil longitudinal de l'éboulis du Creux du Van au cours de l'année 1999-2000. D'après Delaloye [2004]. <i>Thermal evolution of the ground surface (daily mean) along the longitudinal profile of the Creux du Van cold scree slope.</i> .....	28
Figure I-6 : Température du sol mesurée dans une « fenêtre de fonte » sur l'éboulis froid de Combe Obscure (Drôme), en mars 2004, alors que la température de l'air était de -8°C. D'après Cécillon <i>et al.</i> [2004]. <i>Ground temperature in a melting window on the Combe Obscure scree (Drôme) in March 2003, while the air temperature was -8°C.</i> .....	29
Figure I-7 : Distribution du pergélisol sur l'éboulis des Attelas (Suisse), estimée grâce à la combinaison de méthodes géophysiques et thermiques. Tiré de Lambiel & Delaloye [2005]. <i>Estimated distribution of permafrost within the Attelas scree slope (Switzerland), thanks to geophysical and thermal methods.</i> .....	30
Figure I-8 : Cônes d'éboulis gravitaires coalescents dans le massif du Combeynot, et blocs décimétriques de granite, gélifractés après leur dépôt. <i>Gravitational scree slope in the Combeynot massif and frost shattered decimetric blocks of granite.</i> .....	31
Figure I-9 : Structure interne : a) du glacier rocheux de Murtèl-Corvatsch révélée par les forages carottés de 1987 et 2000 ; b) du glacier rocheux de Muragl d'après les forages de 1999. D'après	

Arenson [2002]. <i>Internal structure of: a) the Murtèl-Corvatsch rock glacier, as revealed by the 1987 and 2000 cored boreholes; b) the Muragl rock glacier after 1999 boreholes.</i> .....	34
Figure I-10 : Comparaison entre les résultats de sondages géophysiques 2D (tomographie électrique, tomographie sismique, géoradar) et les informations des forages : a) pour le glacier rocheux de Murtèl-Corvatsch ; b) pour le glacier rocheux de Muragl. D'après Maurer & Hauck [2007]. <i>Comparison between geophysical soundings results and boreholes information for: a) the Murtèl-Corvatsch rock glacier; b) the Muragl rock glacier.</i> .....	35
Figure I-11 : Cartographie des vitesses horizontales annuelles moyennes du glacier rocheux de Muragl, durant la période 1981-1994 (à droite) ; à gauche, profil longitudinal (trait noir sur la carte) de différentes quantités cinématiques montrant les caractéristiques de l'écoulement. D'après Kääh [2005]. <i>Right: map of the mean annual horizontal velocities on Muragl rock glacier during the 1981-1994 period; left: longitudinal profile (black line on the map) of selected kinematic quantities showing some characteristics of the creeping rock glacier flow.</i> .....	36
Figure I-12 : profils verticaux de déplacements horizontaux enregistrés dans les différents forages des glaciers rocheux de Murtèl-Corvatsch, Muragl et Pontresina-Schafberg. D'après Arenson <i>et al.</i> [2002]. <i>Vertical profiles of horizontal displacement on the Murtèl-Corvatsch, Muragl and Pontresina-Schafberg rock glaciers boreholes.</i> .....	37
Figure I-13 : modélisation de la progression du front d'un glacier par écoulement « over-riding ». (sans glissement basal) D'après Leysinger Vieli [2004]. <i>Modelling of the rock glacier front advance by "over-riding" flow.</i> .....	37
Figure I-14 : Carte du pergélisol (possible et probable) des Alpes Suisses. D'après Keller [1998]. <i>Map of the permafrost distribution within the Swiss Alps.</i> .....	39
Figure I-15 : Distribution du pergélisol dans le secteur de Corvatsch-Furtschellas, Alpes Suisses, d'après le modèle PERMAMAP. D'après Hoelzle <i>et al.</i> [2001]. <i>Permafrost distribution in the Corvatsch-Furtschellas area, Swiss Alps, modelled with PERMAMAP.</i> .....	39
Figure I-16 : Comparaison entre les températures journalières modélisées par le modèle TEBAL et celles mesurées sur deux parois des Alpes Suisses. D'après Gruber <i>et al.</i> [2004b]. <i>Daily temperatures modelled with TEBAL model as compared to the measured ones on two rockfaces in the Swiss Alps.</i> .....	40
Figure I-17 : Isothermes moyennes dans une coupe N-S d'un massif rocheux de géométrie idéalisée (la ligne noire correspond à l'isotherme 0°C, soit à la base du pergélisol). D'après Noetzli <i>et al.</i> [2005]. <i>Averaged isotherms within a N-S cross-section of an idealised topography (the black line is the 0°C isotherm, i.e. the permafrost base).</i> .....	41
Figure I-18 : Evolution thermique simplifiée du pergélisol sous l'effet d'un réchauffement de la surface (flèche : flux de chaleur, rouge = conduisant à un réchauffement du sol, bleu = conduisant à un refroidissement ; le temps s'écoule de gauche à droite ; voir le texte pour les explications). <i>Simplified thermal evolution of permafrost under a warming of the surface (time is flowing from left to right; see text for explanation).</i> .....	42
Figure I-19 : Températures de l'air mesurées à 3000m, dans les montagnes Tien Shan, et températures du sol calculées pour la période 1880-2004 sur le même site. D'après Marchenko <i>et al.</i> [2006]. <i>Coupled evolution of measured air temperature and modelled ground temperatures between 1880 and 2004 at a 3000m elevation site within the Tien Shan Mountains.</i> .....	43
Figure I-20 : Profils thermiques des forages du projet européen PACE (données : Harris <i>et al.</i> [2003]) ; 1 : Schilthorn, Suisse, 2900m ; 2 : Stelvio, Italie, 3000m ; 3 : Stockhorn, Suisse, 3410m ; 4 : Jovvasshoe, Norvège, 1894m ; 5 : Tarfalaryggen, Suède, 1540m. <i>Geothermal profiles of some boreholes of the PACE project network.</i> .....	43
Figure I-21 : Evolution, au cours du XX <sup>ème</sup> siècle, des volumes affectés par des écroulements sur la paroi NW du Petit Dru, massif du Mont Blanc. D'après Ravanel <i>et al.</i> [2007]. <i>Evolution of the volumes affected by rockfall during the 20th century on the NW face of the Petit Dru.</i> .....	45

---

Figure I-22 : Evolution, au cours des cinq dernières décennies, des vitesses moyennes de surface de divers glaciers rocheux alpins, et de la température du sol à 19m de profondeur dans le forage de Murtèl-Corvatsch. Données de vitesses tirées de Kaufmann <i>et al.</i> [2006], Hausmann <i>et al.</i> [2006b], Kääh <i>et al.</i> [2005], Perruchoud & Delaloye [2006] et données thermiques de Vonder Mühl <i>et al.</i> [2004]. <i>Evolution, during the last five decades, of the surface velocity of various monitored rock glaciers in the Alps, and the ground temperature at the Murtèl-Corvatsch borehole (-19m).</i> .....	46
Figure I-23 : Glacier rocheux du Bérard (Alpes de Haute Provence) après sa rupture polyphasée survenue durant l'été 2006. Les parties allongées sombres correspondent à la zone d'arrachement, d'où est partie la masse glissée (vers la droite de l'image). <i>The Bérard rockglacier (Alpes de Haute Provence, France) after its breaking-up occurred during the summer 2006.</i> .....	47
Figure II-1 : Extrait de la carte topographique 1/25000 (nord en haut). Source : BDSscan25 (IGN, convention IGA/PNE). <i>Subset of the topographic map (1/25000).</i> .....	50
Figure II-2 : Photographie aérienne montrant le massif du Combeynot dans son ensemble (IGN, 1993, vol 05 200 ; Nord en haut de l'image). <i>Aerial view of the whole Combeynot massif.</i> .....	51
Figure II-3 : Distributions (relatives et cumulées) des altitudes et des pentes du massif du Combeynot (d'après le MNA10). <i>Distribution (relative and cumulated) of the altitudes and slopes of the Combeynot massif.</i> .....	52
Figure II-4 : Profils topographiques des principaux vallons du massif du Combeynot (MNA10, coord. Lambert 3 en m). <i>Topographic profiles of the main valleys of the Combeynot massif.</i> .....	53
Figure II-5 : Structure géologique schématique du massif du Combeynot et de la bordure E du massif Ecrins-Pelvoux (tiré de [Bravard & Gidon, 1979]). <i>Schematic overview of the structural settings of the Combeynot massif, and its neighbouring Ecrins-Pelvoux massif.</i> .....	54
Figure II-6 : Bloc-diagramme géologique du versant O du massif du Combeynot. Tiré de Trarieux, 2006, d'après les données des cartes géologiques XXXIV-35 et XXXIV-36 du BRGM). <i>3D map of the geological structure of the Western flank of the Massif du Combeynot.</i> .....	55
Figure II-7 : Texture cristalline grossière du granite du Combeynot (échelle centimétrique). <i>Coarse crystalline texture of the Combeynot granite (centrimetric scale).</i> .....	55
Figure II-8 : Emoussé de désagrégation granulaire et cristaux de quartz saillants à la surface d'un bloc de granite du Combeynot. <i>Surface of a block of granite of the Combeynot massif.</i> .....	55
Figure II-9 : Aperçu d'une morphoséquence <i>corniche/éboulis/forme fluante</i> sur le massif du Combeynot (combe de Laurichard). <i>Overview of a morphosequence rockface/scree slope/creeping landform on the Combeynot Massif.</i> .....	56
Figure II-10 : Cartographie des dépôts périglaciaires et des formations superficielles grossières sur le massif du Combeynot. <i>Map of the geomorphological periglacial features on the Combeynot Massif.</i> .....	57
Figure II-11 : Aperçu de quelques géoformes, autres que périglaciaires, du massif du Combeynot. <i>Overview of the non-periglacial landforms of the Massif du Combeynot.</i> .....	59
Figure II-12 : Normales climatiques des températures (courbes) et des précipitations (barres) mensuelles de quatre stations du réseau Météo France dans le secteur Oisans-Briançonnais (période 1961-1990, sauf La Grave et Saint Christophe, cf. tableau 2), et leur localisation par rapport au massif du Combeynot (MNA SRTM, 100m, coord. Lambert 3 en m). <i>Normal climatic values of 4 Météo France stations in the Oisans-Briançonnais area (1961-1990 period) and their location in the vicinity of the Combeynot massif.</i> .....	62
Figure II-13 : Ecart-type des températures et des précipitations mensuelles des quatre stations du réseau Météo France dans le secteur Oisans-Briançonnais (période 1961-1990, exceptées La Grave (1960-1988) et Saint Christophe (1964-2006), cf. tableau 2 ; MNA SRTM 100m, coord. Lambert 3 en m). <i>Standard-deviation values of temperatures and precipitations of the 4 Météo France stations in the</i>	

---

<i>Oisans-Briançonnais area (1961-1990 period, except for La Grave, 1960-1988 and Saint Christophe, 1964-2006).....</i>	62
Figure II-14 : Normales climatiques (moyenne, en haut, et écart-type, en bas, sur la période 1974-1990) à la station de Valloire (1460m). <i>Normal climatic values (up: mean; down: standard-deviation for the 1974-1990 period) at the Valloire station.....</i>	63
Figure II-15 : Relation entre l'altitude des stations (Briançon : 1324m ; Monetier : 1459m ; Saint Christophe : 1570m ; La Grave : 1780m) et les normales climatiques (moyenne annuelle des températures et des précipitations sur la période 1961-1990, les barres verticales figurent les écart-types sur l'échantillon de moyennes annuelles). <i>Relationship between stations elevation and the normal climatic values (annual mean of the temperature and the precipitation over the 1961-1990 periods, vertical bars indicate standard deviation for the sample).....</i>	64
Figure II-16 : Evolution moyenne (1961-1990) mensuelle de la température de l'air entre 1000 et 5000 m d'altitude dans le secteur Oisans-Briançonnais et emprise altitudinale du massif du Combeynot. Données Météo France (cf. tabl. 3). <i>Mean monthly evolution of air temperature at elevations between 1000 and 5000 m in the Oisans-Briançonnais area, and altitudinal range of the Combeynot Massif.....</i>	64
Figure II-17 : A) épaisseur moyenne (courbe bleue ; en grisé sombre, l'enveloppe +/- 1 $\sigma$ ) du manteau neigeux sur le site de La Toura (2590m d'altitude, 20km à l'ouest du col du Lautaret) sur la période 1983-2001 ; B) épaisseur moyenne (courbe bleue ; en grisé sombre, l'enveloppe +/- 1 $\sigma$ ) du manteau neigeux dans la Combe de Laurichard (2450m d'altitude, massif du Combeynot sur la période 1979-1986. Données Météo France et [Francou, 1988]. <i>A) mean thickness (in greyish, the +/- 1<math>\sigma</math> envelope) of the snow cover at La Toura site for the 1983-2001 period; B) mean thickness (in greyish, the +/- 1<math>\sigma</math> envelope) of the snow cover at Combe de Laurichard site for the 1979-1986 period. ....</i>	65
Figure II-18 : Correspondance entre : (en bas) les températures mensuelles moyennes extrapolées entre 1500 et 3200m à partir des 4 stations Météo France (cf. fig. II-16), et (en haut) les températures moyennes mensuelles mesurées par les stations d'Arsine, du Plan de l'Alpe et de la Route. Données Météo France et IGA. <i>Correspondence between: (down) the extrapolated mean monthly temperatures between 1500 and 3200m thanks to the Météo France stations, and (up) the mean monthly measured temperatures at Arsine, Plan de l'Alpe and Route stations.....</i>	66
Figure II-19 : Relation entre les températures moyennes mensuelles mesurées aux stations du Plan de l'Alpe (2050m), d'Arsine (1675m) et de la Route (2550m) et les températures mensuelles moyennes extrapolées à partir des longues séries (1961-1990) de Météo France (cf. fig. III-13). Données Météo France et IGA. <i>Relationship between mean monthly air temperatures measured at Plan de l'Alpe, Arsine and Route stations and extrapolated values from the long Météo France series. ....</i>	67
Figure II-20 : Anomalie thermique annuelle globale calculée à partir du jeux de données HadCRUT3, et moyenne lissée. Données tirées de [Brohan <i>et al.</i> , 2006]. <i>HadCRUT3 global temperature anomaly time-series at annual resolution and smoothed mean. ....</i>	68
Figure II-21 : Anomalie thermique annuelle dans les Alpes, et moyenne lissée, de 1900 à 2003. Données tirées de [Casty <i>et al.</i> , 2005]. <i>Annual mean Alpine temperature anomaly from 1900 to 2003 and smoothed mean. ....</i>	68
Figure II-22 : Anomalie thermique annuelle (écart à la moyenne 1900-2000) aux stations : a) de Sonnblick (3206m, Autriche, [Klein Tank <i>et al.</i> , 2002]) ; b) de Saentis (2500m, Suisse, [Klein Tank <i>et al.</i> , 2002]) ; c) du Grand St Bernard (2472m, Suisse, [Harris <i>et al.</i> , 2003]). Données Alpes tirées de [Casty <i>et al.</i> , 2005]. <i>Annual mean temperature anomaly at a) the Sonnblick station (3206m, Austria); b) the Saentis station (2500m, Switzerland); c) the Grand St Bernard station (2472m, Switzerland).....</i>	69
Figure II-23 : Evolution des bilans de masse cumulés de différents glaciers alpins au cours du XX <sup>ème</sup> siècle. D'après [Vincent <i>et al.</i> , 2005]. <i>Evolution of the cumulative mass balances of some Alpine glaciers during the 20<sup>th</sup> century. ....</i>	69

---

Figure II-24 : Anomalies thermiques annuelles (sur la moyenne 1961-1990) de quatre stations Oisans-Briançonnais et moyenne globale dans les Alpes. Données Météo France et [Casty <i>et al.</i> , 2005]. <i>Annual mean temperature anomalies for 4 stations in the Oisans-Briançonnais area and global Alpine anomaly.</i> .....	70
Figure II-25 : Résultats de la décomposition saisonnière des températures et des précipitations mensuelles de 1964 à 2007 enregistrées à la station de Saint Christophe. Données Météo France. <i>Results of the seasonal decomposition of the monthly temperatures and precipitations at Saint Christophe.</i> 71	71
Figure II-26 : Résultats de la décomposition saisonnière des températures et des précipitations mensuelles de 1961 à 2005 enregistrées à la station de Briançon. Données Météo France. <i>Results of the seasonal decomposition of the monthly temperatures and precipitations at Briançon.</i> .....	71
Figure II-27 : Evolution des températures mensuelles (mois en ordonnées) depuis 1961 (années en abscisse) pour trois stations météorologiques du secteur Oisans-Briançonnais : a) Saint Christophe (1570 m), b) Briançon (1324 m), c) Monêtier (1459 m). Données Météo France. <i>Evolution of the mean monthly (Y-axis: months) temperatures since 1961 (X-axis: years) at three Météo France stations.</i> .....	72
Figure II-28 : Evolution des anomalies thermiques saisonnières (écarts à la moyenne 1961-1990) aux stations de Saint Christophe et de Monêtier. Données Météo France. <i>Evolution of the mean seasonal anomaly (deviation from 1961-1990 mean) at Saint Christophe and Monêtier stations.</i> .....	72
Figure II-29 : Résultats de la décomposition saisonnière des températures mensuelles minimales, maximales et moyennes de 1961 à 2006 enregistrées à la station de Monêtier. Données Météo France. <i>Results of the seasonal decomposition of the minimal, maximal and mean monthly temperatures of Monêtier station.</i> .....	73
Figure II-30 : Hauteurs de neige au site de la Toura (Isère, station des Deux Alpes) entre 1984 et 2001 (entre décembre et avril). <i>Snow height at the site of La Toura (Isère) between 1984 and 2001 (from December to April).</i> .....	73
Figure III-1 : Capteur-enregistreur de température miniature UTL-1. Photo Geotest A.G. <i>Miniature temperature datalogger UTL-1.</i> .....	77
Figure III-2 : Localisation de l'instrumentation climatologique dans la Combe de Laurichard : station météo et MTD (LA_). Coord. Lambert 2. <i>Location of the climatic instruments in the Combe de Laurichard.</i> .....	77
Figure III-3 : Mesures thermiques (valeurs brutes et cumulées) de l'air et du sol (-5cm) sur la marge proglaciaire du glacier du Baounet (Vanoise, 2800m) durant l'hiver 2003-2004. La zone grisée donne une idée de l'évolution du découplage entre l'air et le sol. Données brutes non publiées fournies par S. Jobard. <i>Thermal measurement of air and ground on the Baounet glacier forefield (Vanoise Massif, 2800m).</i> .....	79
Figure III-4 : Sonde de mesure BTS à thermocouple K adaptée d'une sonde avalanche, et ses avantages (+) et inconvénient (-). Conception : IGA / GIPSA-lab. <i>K-thermocouple BTS probe device built from an avalanche rescue probe.</i> .....	80
Figure III-5 : Exemple de courbe expérimentale de résistivité et du modèle à couches associé (couple épaisseur/résistivité apparente). <i>Example of an experimental resistivity curve and of the layers model associated.</i> .....	83
Figure III-6 : Principes méthodologiques de la tomographie électrique (explications dans le texte). D'après Loke [2004]. <i>Methodological principles of the electrical tomography.</i> .....	84
Figure III-7 : Relation entre l'altitude des sondages effectués par M. Evin et D. Fabre dans les Alpes du Sud et : à gauche, l'épaisseur de la couche active mesurée ; et, à droite, l'épaisseur du niveau glacé. Données tirées de [Evin, 1987a ; Evin & Fabre, 1990 ; Fabre <i>et al.</i> , 1995] . <i>Relationship between the elevation of Evin &amp; Fabre soundings in the Southern French Alps and: left, the measured active layer thickness; and, right, the frozen layer thickness.</i> .....	86

---

Figure III-8 : Aperçu du matériel GPS : à gauche, récepteur de base utilisé pour l'initialisation du mode Stop-&-Go ; au centre, antenne, récepteur et trépied avec le Promark II ; à droite, idem, avec le Promark III. <i>Overview of the DGPS devices used for the field works.</i> .....	87
Figure III-9 : Principes de fonctionnement du GPS différentiel. Source : NOAA (wikipedia.org). <i>Principles of functioning of the DGPS</i> .....	88
Figure III-10 : Principes physiques du LIDAR. <i>Physical principles of the LIDAR technique</i> .....	89
Figure III-11 : Aperçu du matériel LIDAR utilisé sur le terrain. <i>Overview of the LIDAR material used in this study</i> .....	90
Figure III-12 : Localisation des stations et des fenêtres utilisées pour les mesures au LIDAR terrestre en septembre 2005 et septembre 2006 sur le glacier rocheux 1 de Laurichard (RGL1). Les fanions marquent l'emplacement des points fixes mesurés au DGPS pour le géoréférencement des nuages de points. Coord. Lambert 2, nord en haut de la carte. <i>Location of the standing stations and scanning windows of the terrestrial LIDAR used in Sept. 2005 and Sept. 2006 on RGL1. Triangular markers are control points surveyed with DGPS for georeferencing the cloud points.</i> .....	91
Figure III-13 : Etapes de traitement des données LIDAR, de l'acquisition à l'analyse des données. <i>Processing steps with LIDAR data, from the acquisition to the analysis.</i> .....	92
Figure IV-1 : Température journalière moyenne de l'air à Arsine et au Plan de l'Alpe entre 1984 et 1995. <i>Mean daily air temperature at Arsine and Plan de l'Alpe between 1984 and 1995.</i> .....	100
Figure IV-2 : Tvolution moyenne (période 1984-1995) sur l'année des températures de l'air à la station du Plan de l'Alpe (2065m) : valeurs journalières extrêmes (TN, température minimale et TX, température maximale ; enveloppe grisée) et moyennes (TM, courbe rouge), et nombre moyen d'heures de gel par jour (courbe noire ; valeurs journalières lissées à 31 jours). <i>Mean (over the 1984-1995 period) daily air temperatures (TN, TX: greyish envelope; and TM: red curve) and number of hours of freezing (black curve: 31 days smoothed mean) at the Plan de l'Alpe station</i> .....	100
Figure IV-3 : Température moyenne (TM) décadaire de l'air à Laurichard (2450m ; courbe rouge ; en grisé, l'enveloppe TN/TX, température minimale / température maximale ; données [Francou, 1988]) et à La Grave (1780m ; courbe bleue, données Météo France). <i>Decadal mean air temperature (TM) at Laurichard (2480m asl; red curve; in greyish the TN/TX envelope) and at La Grave (blue curve).</i> .....	101
Figure IV-4 : Température moyenne (TM) de l'interface air/roche (courbe rouge ; en grisé, l'enveloppe TN/TX) sur l'ubac du Roc Noir de Combeynot, à 3000m d'altitude (données [Francou, 1988]), et température moyenne journalière à la station du Plan de l'Alpe (2065m ; courbe bleue) durant l'année 1985-1986. <i>Mean temperature (in greyish, the Tn/Tx range) of air/rock interface at the Roc Noir de Combeynot, 3000m asl. and mean daily air temperature at Plan de l'Alpe station during 1985-1986.</i> .....	101
Figure IV-5 : Simulation du profil thermique du sol d'après les mesures de température à l'interface air/roche obtenues par Francou [1988] à 3000m sur l'ubac du Roc Noir de Combeynot. Code du modèle de diffusion thermique : S. Gruber, Université de Zurich. <i>Simulated ground thermal profile using the measured temperatures at air/rock interface obtained by Francou [1988] on the Roc Noir de Combeynot (3000m asl.)</i> .....	102
Figure IV-6 : Températures mesurées à la surface du Roc Noir de Combeynot (à 3000m) : contrastes entre l'adret et l'ubac durant la saison hivernale 1985-1986. Données [Francou, 1988]. <i>Surface temperatures at the Roc Noir de Combeynot (3000m asl.): contrasts between South and North exposed slopes during winter 1985-1986.</i> .....	102
Figure IV-7 : Températures minimales et maximales décadaires relevées à -20 et -50 cm dans des éboulis de la Combe de Laurichard au cours de l'année 1980-1981 (courbes noires) et comparaison avec les températures moyennes de l'air à La Grave (TM, courbe bleue). Données de [Francou, 1988] et Météo France. <i>Minimal and maximal ground temperatures measured at -20 and -50 cm depths on</i>	

<i>different scree slopes of the Combe de Laurichard during the year 1980-1981 (dark curve), and mean air temperature at La Grave (TM, blue curve).</i> .....	103
Figure IV-8 : Températures annuelles moyennes de l'air (TAMA) sur l'année hydrologique 2004-2005 des stations de Laurichard (L ; 2590m), d'Arsine (A ; 1665m), de Saint Christophe (S ; 1570m) et de Monétier (M ; 1459m) comparées à l'altitude des stations. <i>Mean annual air temperature for the hydrological year 2004-2005 of the 4 stations plotted against their elevation.</i> .....	104
Figure IV-9 : Comparaison des températures journalières moyennes (TM) mesurées à Laurichard (ordonnée) et des températures à Arsine et au Monétier (abscisses) entre août 2004 et août 2006. <i>Scatter plots of daily temperatures measured at Laurichard and Arsine and Monétier temperatures between August 2004 and August 2006.</i> .....	104
Figure IV-10 : Evolution du gradient thermique journalier entre Laurichard (2590m) et Arsine (1665m) (en trait noir, la moyenne sur les période de stabilité). <i>Thermal gradient between Laurichard and Arsine stations (black line: average gradient during stability period).</i> .....	104
Figure IV-11 : Evolution de la radiation solaire globale à la station de Laurichard (2590m) entre août 2004 et août 2006. <i>Measured global solar radiation at Laurichard station between august 2004 and august 2006.</i> .....	105
Figure IV-12 : Radiation solaire potentielle (PSIR) moyenne estivale (juin-juillet-août) dans la Combe de Laurichard, calculée par le modèle TEBAL (S. Gruber, université de Zurich). <i>Potential Incoming Solar Radiation during summer in the Combe de Laurichard catchment.</i> .....	105
Figure IV-13 : Evolution de la température journalière de l'air et de la température du sol à la station de Laurichard (2590m) entre août 2004 et août 2006. <i>Evolution of air and ground daily temperature at the Laurichard station.</i> .....	106
Figure IV-14 : Evolution de la température horaire de l'air (TM air), de la température du sol (TSol) et de la radiation solaire globale à la station de Laurichard (2590m) : a) en période estivale (août 2004) ; b) en période hivernale (janvier 2005). <i>Evolution of air and ground hourly temperature and of global solar radiation at the Laurichard station in summer (a) and in winter (b).</i> .....	106
Figure IV-15 : Température du sol journalière mesurée ( <i>Tsol_mes</i> ) et modélisée ( <i>Tsol_mod</i> ) par une régression multiple avec la température de l'air et la radiation solaire comme paramètres explicatifs ( $R_{\text{multiple}} = 0,911$ ), sur la période d'août 2004 à août 2006. <i>Daily ground temperature measured (<i>Tsol_mes</i>) and modelled (<i>Tsol_mod</i>) thanks to a linear regression with air temperature and solar radiation as explicative factors.</i> .....	107
Figure IV-16 : Comparaison entre les valeurs modélisées ( <i>Tsol_mod</i> , voir le texte pour les explications) et les valeurs mesurées des températures du sol ( <i>Tsol_mes</i> ) à l'échelle journalière (données 2005). <i>Scatter plot between modelled (see text for explanations) and measured ground temperatures at daily scale (year 2005).</i> .....	107
Figure IV-17 : Radiation solaire potentielle reçue au sol à l'emplacement des MTD (Miniature Temperature Datalogger) du glacier rocheux de Laurichard. D'après les données du modèle TEBAL (S. Gruber). <i>Potential solar incoming radiation at MTD sites on Laurichard rockglacier (calculations from TEBAL model, S. Gruber).</i> .....	108
Figure IV-18 : Evolution de la température du sol mesurée aux sites LA1, LA4 et LA6 (localisation : voir fig. III-2) du glacier rocheux 1 (RGL1) de la combe de Laurichard et de la température minimale de l'air (TN) à la station de Monétier, entre octobre 2003 et août 2006. <i>Evolution of the ground temperature recorded at sites LA1, LA4 and LA6 on RGL1 and of the air temperature at Monétier station, between October 2003 and August 2006.</i> .....	109
Figure IV-19 : Cumul des écarts journaliers entre les températures de l'air (TN, température minimale ; TM, température moyenne) et les températures du sol, aux sites LA1, LA4 et LA6, durant les hivers 2003 à 2006 (du 15/10 au 15/05). <i>Cumulated differences between air temperature and ground surface temperature at sites LA1, LA4 and LA6, during winters 2003 to 2006.</i> .....	109

---

Figure IV-20 : Evolution journalière des températures en sub-surface ( $LAN$ ) et à 1m de profondeur ( $LANbis$ ) aux sites LA4 (2600m) et LA7 (2451m) de RGL1, entre août 2004 et août 2006, et de la température de l'air (courbe grise ; $TM$ , température moyenne) à la station de Laurichard (2590m). <i>Daily evolution of ground sub-surface temperature and at 1m depth at sites LA4 and LA7 on RGL1, and of air temperature at Laurichard station between August 2004 and August 2006.</i> .....	110
Figure IV-21 : Evolution journalière du gradient thermique dans le premier mètre de la couche active de RGL1, aux sites LA4 (2600m) et LA7 (2451m). <i>Daily evolution of the thermal gradient within the first meter of the RGL1 active layer at sites LA4 and LA7.</i> .....	111
Figure IV-22 : Evolution horaire des températures dans le premier mètre de la couche active de RGL1, aux sites LA4 (2600m) et LA7 (2451m), et de la température de l'air ( $Temp\_out$ ) à la station de Laurichard lors des principales saisons thermiques : a) en automne (septembre 2004) ; b) en hiver (février 2006) ; c) au printemps (juin 2005) ; d) en été (juillet 2005). <i>Evolution of the hourly ground temperature within the first meter of the RGL1 active layer at sites LA4 and LA7 and of air temperature at Laurichard station during the main thermal seasons.</i> .....	112
Figure IV-23 : Relation entre le gradient thermique journalier dans le premier mètre de la couche active de RGL1, aux sites LA4 (2600m) et LA7 (2451m), et la température de l'air moyenne journalière ( $TM$ ) à la station de Laurichard. <i>Relationship between the thermal gradient within the first meter of the RGL1 active layer at sites LA4 and LA7 and the air temperature at Laurichard station.</i> .....	113
Figure IV-24 : Hauteurs de neige relevées sur un profil longitudinal de RGL1 (profil topographique en grisé ; le glacier rocheux est délimité par la courbe noire) le 5/11/2003. <i>Snow heights measured on a longitudinal profile of RGL1 on Nov. 5<sup>th</sup> 2003.</i> .....	113
Figure IV-25 : Localisation des mesures BTS effectuées à la surface de RGL1 en mars 2004. <i>Location of the BTS measurement points performed on March 2004 at the RGL1 surface.</i> .....	114
Figure IV-26 : Distribution (fréquence relative et cumulée) des hauteurs de neige et des BTS mesurées à la surface de RGL1 en mars 2004. <i>Distribution of snow height and BTS measured on March 2004 at the RGL1 surface.</i> .....	114
Figure IV-27 : Relation entre les hauteurs de neige et les BTS mesurées en mars 2004, à la surface de RGL1. <i>Relationship between snow height and BTS measured on March 2004 at the RGL1 surface.</i> .....	115
Figure IV-28 : BTS interpolées (méthode IDW : Inverse Distance Weighting) à la surface de RGL1 à partir des mesures de mars 2004. Coordonnées Lamb. 2. <i>Interpolated BTS at the RGL1 surface based on measures done on March 2004.</i> .....	115
Figure IV-29 : Distribution (fréquence relative et cumulée) des hauteurs de neige et des BTS mesurées à la surface de RGL1 en mars 2005. <i>Distribution of snow height and BTS measured on March 2004 at the RGL1 surface.</i> .....	116
Figure IV-30 : Distribution (fréquence relative et cumulée) des hauteurs de neige et des BTS mesurées à la surface de RGL1 en avril 2006. <i>Distribution of snow height and BTS measured on March 2004 at the RGL1 surface.</i> .....	116
Figure IV-31 : BTS interpolées (méthode IDW) à la surface de RGL1 à partir des mesures de mars 2005 et d'avril 2006. Coordonnées Lamb. 2. <i>Interpolated BTS at the RGL1 surface based on measures done on March 2005 and April 2006.</i> .....	116
Figure IV-32 : Profils thermiques relevés lors de campagnes BTS en novembre 2003 et en mars 2004 à la surface de RGL1, et comparaison avec les valeurs moyennes (des 15 jours précédents la mesure BTS) du suivi thermique sur 5 sites du glacier rocheux (profil topographique en grisé ; le glacier rocheux est délimité par la courbe noire). <i>Thermal profiles from BTS campaigns on Nov. 2003 and Mar. 2004 on RGL1, and comparison with mean values (15 days before the BTS measurements) recorded by thermal monitoring on 5 sites.</i> .....	117

---

Figure IV-33 : Délimitation des secteurs homogènes (trait rouge) pour l'extrapolation des températures à la surface de RGL1 durant l'hiver 2003-2004. La localisation des points BTS (croix), celle des capteurs de température (point bleu), ainsi que l'évolution de cette dernière sont également représentées <i>Delimitation of the homogeneous areas (red curve) for the ground surface temperature extrapolation at RGL1 during winter 2003-2004. BTS points, loggers' location and temperature records are also plotted.</i> .....	118
Figure IV-34 : Relation entre températures du sol mesurées en novembre 2003 et les températures du sol extrapolées pour cette même période à la surface de RGL1. <i>Relationship between BTS measured on Sept. 2003 and extrapolated ground temperatures at the RGL1 surface.</i> .....	119
Figure IV-35 : Evolution des températures de la surface de RGL1, extrapolées d'après les mesures BTS de mars 2004 et le suivi thermique sur 5 sites du glacier rocheux (explications dans le texte). <i>Evolution of the ground surface temperatures extrapolated after the BTS measurements and the thermal monitoring on 5 sites of the rock glacier (see text for explanation).</i> .....	120
Figure V-1 : Réseau géodésique initialement mis en place dans la Combe de Laurichard, pour le suivi des vitesses de surface de RGL1 (après 1986, seules les lignes L et A sont mesurées). D'après Francou [1988]. <i>Initial geodetic network in the Combe de Laurichard for the monitoring of RGL1 surface velocities.</i> .....	121
Figure V-2 : Réseau géodésique actuellement en place dans la Combe de Laurichard pour le suivi des vitesses de surface de RGL1, emplacement des blocs et des anciennes lignes de mesures B, C, D et E. Localisation des blocs des lignes A et L d'après les mesures de [Thibert, 2005]. <i>Present geodetic network in the Combe de Laurichard for the monitoring of RGL1 surface velocities, and location of the monitored blocks and of the old measurement lines.</i> .....	122
Figure V-3 : Vitesses moyennes des blocs (courbe rouge ; en grisé sombre, l'intervalle +/- 1 $\sigma$ ), de 1986 à 2006 (sauf blocs L14 à L17 implantés en 2002, ce qui explique en partie la faiblesse des écarts-type), le long du profil longitudinal (ligne L ; cf. fig. V-2 pour la localisation du profil) du suivi géodésique (profil topographique en grisé ; le glacier rocheux est délimité par la courbe noire). Données non publiées de Francou, Reynaud et Thibert. <i>Mean velocity of the blocks of line L from 1986 to 2006 (in greyish, the +/- 1<math>\sigma</math> interval).</i> .....	123
Figure V-4 : Vitesses des blocs (numérotés de 1 à 7 pour la ligne B, et de 1 à 8 pour la ligne C ; le bord orographique gauche de RGL1 est situé à gauche des graphiques) le long des lignes B et C du suivi géodésique, entre 1979 et 1986. Données tirées de Francou [1988]. <i>Mean velocity of the blocks along lines B and C between 1979 and 1986.</i> .....	123
Figure V-5 : Relation entre la vitesse de RGL1 (ligne L, moyenne sur la période 1986-2006) et la pente. <i>Relationship between the surface velocity of RGL1 and the slope angle.</i> .....	124
Figure V-6 : Moyenne (1986-2006) de deux quantités cinématiques calculées à partir des mesures géodésiques sur la ligne du suivi géodésique de RGL1 : $dD\_blocs$ , variation de distance entre deux blocs successifs (dénommés L1 à L17), et $dZ\_0slp$ , variation d'altitude de chaque bloc, indépendamment de la pente locale (profil topographique en grisé ; le glacier rocheux est délimité par la courbe noire). D'après des données non publiées de Francou, Reynaud et Thibert. <i>Mean values of two kinematic quantities: <math>dD\_blocs</math>, interannual variation of distance between two successive blocks; <math>dZ\_0slp</math>, interannual variation of elevation of each block independently of the local slope.</i> .....	124
Figure V-7 : Variation interannuelle des vitesses (en blanc, les périodes durant lesquelles des mesures annuelles sont disponibles) des blocs de la ligne L entre 1989 (les années précédentes, qui sont discontinues car les données de certains blocs sont manquantes, n'ont pas été incluses dans le calcul) et 2006, sur le glacier rocheux 1 de Laurichard. Sont indiquées les moyennes de l'ensemble de la ligne (moyenne L2 à L12), de la portion haute (L1 à L2), de la portion centrale (L5 à L8) et de la langue (L9 à L12). Données non publiées de Francou, Reynaud et Thibert. <i>Rate of change of the velocity of RGL1 along the geodetic line L (on the root, L1-L2; on the central part, L5-L8; on the tongue, L9-L12; and average of line L, L2-L12) between 1984 and 2006.</i> .....	125

---

Figure V-8 : Exemple de mesure topométrique (ici, la hauteur de la paroi rocheuse en rive droite du glacier rocheux : 21,88m) réalisée avec le logiciel PolyWorks sur le modèle maillé de 2005. <i>Example of topometric measurement performed with the PolyWorks software from the 2005 polygonal model.</i>	126
Figure V-9 : Eléments morphologiques du glacier rocheux 1 de Laurichard d'après le MNT haute résolution (2005, résolution 1m) et localisation des deux profils topométriques. <i>Morphological characteristics of RGL1 as interpreted from the high resolution DTM and location of the two topometric profiles.</i>	127
Figure V-10 : Profil topométrique en long (localisation sur la fig. V-9) du glacier rocheux 1 de Laurichard d'après le MNA haute résolution (maille de 0,5m) et valeurs topométriques mesurées le long du profil (les sections a, b, c et d sont discutées dans le texte). <i>Longitudinal topographical profile of RGL1 after the high resolution DEM and topometric parameters values along the profile.</i>	129
Figure V-11 : Profil topométrique oblique (localisation sur la fig. V-9), en rive droite du glacier rocheux 1 de Laurichard extrait du MNA haute résolution (maille de 0,5m) et valeurs topométriques mesurées le long du profil (les sections a, b, c et d sont discutées dans le texte). <i>Oblique topographic profile of RGL1 extracted from the high resolution DEM and topometric parameters values along the profile.</i>	130
Figure V-12 : Cartographie des variations verticales de la surface de RGL1 entre 1977 et 2005 (données : MNA1, levé LIDAR sept. 2005 ; MNA10, d'après carte IGN 3436ET). <i>Vertical changes of RGL1 surface between 1977 and 2005.</i>	132
Figure V-13 : Cartographie des modifications de la surface de RGL1 entre 2005 et 2006, provoquées 1) par la chute d'un bloc au pied du talus latéro-frontal ; 2) par le fluage du glacier rocheux dans sa partie la plus raide. <i>RGL1 surface changes between 2005 and 2006 caused 1) by the fall of a metric block on the lateral talus; 2) by the creep of the rockglacier in its steepest part.</i>	133
Figure V-14 : Localisation des profils topométriques (longitudinaux L, transverses T et obliques O) sur la langue du glacier rocheux RGL1 extraits des MNA haute résolution de 2005 et de 2006 en vue de leur comparaison. <i>Location of the topometric profiles on RGL1 tongue extracted from high resolution DEM of 2005 and 2006.</i>	133
Figure V-15 : Ecart vertical entre les MNA haute résolution de 2005 et 2006 le long de trois profils longitudinaux. <i>Vertical differences between 2005 and 2006 high resolution DEM along three longitudinal profiles.</i>	134
Figure V-16 : Ecart vertical entre les MNA haute résolution de 2005 et 2006 le long de trois profils transversaux. <i>Vertical differences between 2005 and 2006 high resolution DEM along three transversal profiles.</i>	135
Figure V-17 : Comparaison interannuelle des surfaces topographiques (profil L3, voir fig. V-14 pour la localisation) à partir des MNT haute résolution de 2005 et 2006. <i>Comparison between topographic surfaces (profile L3, see fig. V-12) from the 2005 and the 2006 high resolution DEM.</i>	136
Figure V-18 : Profils de vitesses ( $dX/dt$ ou $dY/dt$ ) sur les rebords latéraux (O1 et O2) et frontaux (L3) de RGL1, calculées pour trois des transects de comparaison des MNA haute résolution de 2005 et de 2006 (voir fig. V-12 pour la localisation des profils). <i>Vertical profiles of velocity on the lateral (O1 and O2) and frontal (L3) sides of RGL1, computed from 2005 and 2006 high resolution DEM.</i>	136
Figure V-19 : Emplacement des points fixes et mobiles des réseaux DGPS mis en place dans les vallons de la Route et de Pradiou (cf. fig. II-12 pour la localisation des vallons au sein du massif du Combeynot). <i>Location of the fixed and mobile points of the DGPS networks, on Vallon de la Route and Vallon de Pradiou.</i>	137
Figure V-20 : Réseau DGPS de la combe de Laurichard (à proximité de la langue de RGL1), avec l'emplacement du point fixe (00B1), des points mobiles (CAL1 à CAL7) et du bloc L13 (ligne L du suivi géodésique). Les déplacements mesurés entre 2006 et 2007 sont également indiqués (flèche	

---

rouge, et tableau) pour les points CAL6, CAL7 et L13. DGPS network on the Combe de Laurichard (in front, and on, RGL1), with fixed and mobile points. 3D displacements are also indicated for the points CAL6, CAL7 and L13 (arrow and table).....	139
Figure VI-1 : Schéma de la morphologie typique d'une forme de fluage du pergélisol, en coupe et en plan. <i>Typical morphology of a flowing permafrost related landform.</i> .....	146
Figure VI-2 : Représentation 3D du contexte géomorphologique du vallon de Pradieu. <i>3D representation of the geomorphological context of the Pradieu catchment.</i> .....	151
Figure VI-3 : a) représentation schématique des variables topométriques mesurées sur les profils extraits des MNT10 ; b) localisation des profils sur le massif du Combeynot. <i>Schematic representation of the topometric variables measured on DTM10 profiles and their location on the Combeynot Massif.</i> .....	153
Figure VI-4 : Valeurs statistiques (min., max., 1 <sup>er</sup> et 3 <sup>ème</sup> quartiles, médiane ; signification des paramètres dans le texte) représentatives des principaux paramètres morphométriques des formes fluantes du massif du Combeynot. <i>Statistical values of the main morphometric parameters for the rockglaciers of the Combeynot Massif.</i> .....	153
Figure VI-5 : Valeurs statistiques types (sur une population de 26 formes fluantes) des paramètres morphométriques d'altitude (min., max., 1 <sup>er</sup> et 3 <sup>ème</sup> quartiles, médiane ; voir fig. VI-3 pour la définition des paramètres) et de la radiation solaire potentielle reçue : <i>PSIR_r</i> , sur la paroi rocheuse ; <i>PSIR_s</i> , sur la zone source ; <i>PSIR_rg_inf</i> , au front du glacier rocheux . <i>Typical statistical values for 26 active permafrost-related landforms of the Combeynot Massif.</i> .....	153
Figure VI-6 : Relation (régression linéaire) entre la radiation solaire potentielle reçue au sol ( <i>PSIR</i> ) et la température annuelle moyenne de l'air ( <i>MAAT</i> ) au niveau de la zone source (points bleus) et de la zone terminale (points rouges) des glaciers rocheux du massif du Combeynot. <i>Linear relationship between MAAT and PSIR at the rooting zone (blue points) and frontal zone (red points) of the rockglaciers of the massif.</i> .....	154
Figure VI-7 : Régression linéaire entre l'altitude de la racine des glaciers rocheux du massif du Combeynot (n = 26) et l'altitude de leur front. La relation similaire trouvée par Monnier [2006] dans la Vanoise est également indiquée en bleue (n = 157). <i>Linear regression between root elevation and front elevation of the Combeynot Massif rockglaciers, and similar relationship as resulting from the work of Monnier [2006].</i> .....	155
Figure VI-8 : a) diagramme polaire (orientation en ° par rapport au N) des altitudes moyennes, et à +/- 1 $\sigma$ , des indicateurs de pergélisol (voir le texte pour les références) inventoriés dans les Alpes du sud ; b) fréquence relative (%) et cumulée des indicateurs selon leur altitude ; c) fréquence relative (%) et cumulée des indicateurs selon leur orientation. <i>a) Polar diagram of the mean, and +/- 1<math>\sigma</math>, elevation of the permafrost indicators in the French Southern Alps; b) relative and cumulated frequency of the indicators according to their elevation; c) relative and cumulated frequency of the indicators according to their aspect.</i> .....	156
Figure VI-9 : Distribution potentielle du pergélisol sur le massif du Combeynot, d'après le modèle topoclimatique « Alpes du sud », et localisation des formes fluantes fraîches observées. <i>Potential permafrost distribution over the Combeynot Massif after the topoclimatic model of the Southern French Alps, and observed active creeping landforms.</i> .....	158
Figure VI-10 : Structure conceptuelle du modèle de spatialisation de la WEqT et description des étapes de calculs de la WEqT et de la cartographie associée (voir le texte pour la signification des termes). Source : Bodin <i>et al.</i> [2006], modifié. <i>Conceptual framework of the model of WEqT spatialisation and description of the procedure to compute WEqT.</i> .....	160
Figure VI-11 : Distribution absolue et relative des WEqT modélisées à la racine et au front des glaciers rocheux, à partir des paramètres ajustés pour la période 1975-2000 ( $\alpha = 2,97^{\circ}\text{C}$ ; $\beta = -3,90^{\circ}\text{C}$ ; voir le texte pour l'explication des paramètres). <i>Absolute and relative distribution of modelled WEqT on the root and the front of rockglaciers, with parameters adjusted from 1975-2000 datasets.</i> .....	162

---

Figure VI-12 : Modélisation des WEqT à la surface du massif du Combeynot par une approche statistique ajustée sur les données thermiques acquises à la racine des formes fluantes actives. <i>Spatial modelling of the WEqT on the Combeynot Massif thanks to a statistical adjustment of the thermal data on the rooting zones of the active creeping landforms (red lines)</i> .....	163
Figure VI-13 : Cartographie 3D des WEqT modélisées dans la combe de Laurichard, et limites des principales formes fluantes actives (trait rouge). <i>3D map of modelled BTS in the Combe de Laurichard, and delineation of the permafrost related landforms (red line)</i> .....	164
Figure VI-14 : Comparaison entre les WEqT mesurées par la méthode BTS en 2004, et les WEqT modélisées à la surface de RGL1 (profil topographique en grisé ; le glacier rocheux est délimité par la courbe noire). <i>Comparison between measured (BTS, winter 2004) and modelled WEqT on RGL1 surface</i> . .....	165
Figure VI-15 : Cartographie 3D des WEqT modélisées dans le vallon du Fontenil, et limites des principales formes fluantes actives (trait rouge). <i>3D map of modelled BTS in the Vallon du Fontenil, and delineation of the permafrost related landforms (red line)</i> .....	166
Figure VI-16 : Cartographie 3D des WEqT modélisées dans les vallons du Combeynot N (les n° renvoient à des sites discutés dans le texte), et limites des principales formes fluantes actives (trait rouge). <i>3D map of modelled BTS in the Vallons de Combeynot N, and delineation of the permafrost related landforms (red line)</i> . ....	166
Figure VII-1 : Contexte géomorphologique des vallons du Combeynot N (le glacier rocheux étudié figure sur la photographie n°2). <i>Geomorphological context of the Vallons du Combeynot N</i> . ....	171
Figure VII-2 : Les différentes unités géomorphologiques en présence dans le haut vallon du Combeynot Nord et les deux sondages géoélectriques. <i>Geomorphic units within the upper Combeynot N catchment and the geoelectrical soundings</i> . ....	172
Figure VII-3 : Profil topographique du complexe glacier/moraine/glaciers rocheux du vallon du Combeynot Nord et interprétation géomorphologique déduite des sondages verticaux. <i>Topographic cross-section (grey) and geomorphological interpretation of the glacier/moraine/rockglacier complex of the Combeynot N valley</i> . ....	173
Figure VII-4 : Hypothèse de mise en place du paysage dans le haut vallon du Combeynot N d'après les données géomorphologiques et géophysiques. <i>Hypothesis of the landscape formation in the Vallon du Combeynot N thanks to geomorphological and geoelectrical data</i> . ....	174
Figure VII-5 : Contexte géomorphologique de la combe de Laurichard. <i>Geomorphological context of the Combe de Laurichard</i> . ....	176
Figure VII-6 : BTS mesurées sur l'ubac (gauche) et l'adret de la combe de Laurichard. <i>BTS measured on the Northern and the Southern slope of the Combe de Laurichard</i> . ....	177
Figure VII-7 : Principaux sondages électriques verticaux effectués sur les formes actives de l'ubac de la Combe de Laurichard. <i>Main geoelectrical soundings carried out on the active rockglaciers of the Combe de Laurichard north facing slopes</i> .....	178
Figure VII-8 : Interprétation des sondages effectués sur des formes reliques de la combe de Laurichard (données brutes non publiées de V. Jomelli et D. Fabre) : à gauche, à 2108 m d'altitude, à proximité du col du Lautaret ; à droite, à 2490 m, au débouché du grand cône d'avalanche de l'ubac. <i>Interpretation of the geoelectrical soundings performed on two relict landforms in the Combe de Laurichard</i> . ....	178
Figure VII-9 : Tomographies électriques effectuées sur RGL1 (avec le tracé du profil de 2 x 45 m), et emplacement des sondages électriques verticaux de 2004. Les résistivités apparentes sont exprimées en log10. <i>Electrical tomographies carried out on RGL1, and location of the vertical electrical soundings of 2004</i> .....	180

---

---

Figure VII-10 : Aperçu de la rimaye de RGL1 (combe de Laurichard), apparue durant l'été caniculaire de 2003. <i>Overview of the "rimaye" of RGL1 (Combe de Laurichard), formed during the very warm summer of 2003.</i> .....	180
Figure VII-11 : Contexte géomorphologique du vallon de la Route. <i>Geomorphological context of the Vallon de la Route.</i> .....	183
Figure VII-12 : Cartographie 3D des directions de fluage des glaciers rocheux dans le vallon de la Route d'après la morphologie de surface. Source : [Trarieux, 2006]. <i>3D map of the main creeping directions of the rockglacier in the Vallon de la Route.</i> .....	184
Figure VII-13 : Aperçu des parties reliques du complexe de glaciers rocheux du vallon de la Route, avec la délimitation de deux unités d'âge différent. Source : [Trarieux, 2006]. <i>Relict parts of the rockglacier complex in the Vallon de la Route, with the delineation of two units of different age.</i> .....	184
Figure VII-14 : Mesures BTS réalisées dans le vallon de la Route en mars 2005 et en avril 2006, et températures journalières de l'air (TM) et du sol enregistrées durant le mois précédant les mesures BTS dans la combe de Laurichard (LA1 : 2439 m, hors du glacier rocheux ; LA4 : 2600 m). <i>BTS measurements performed on the Vallon de la Route in March 2005 and in April 2006, and daily air and ground temperatures at Laurichard station during the month before the measurements.</i> .....	186
Figure VII-15 : Empreintes thermiques typiques de « l'effet cheminée », révélées par les mesures BTS de l'hiver 2004-2005 dans les talus d'éboulis du vallon de la Route (interpolation IDW). <i>Typical thermal prints of the "chimney effect" as revealed by the BTS measurements of the winter 2004-2005 on the scree slopes of the Vallon de la Route.</i> .....	186
Figure VII-16 : Bourrelet « Saupiquet », dans le vallon de la Route (voir fig. VII-11 pour la localisation), emplacement de la ligne du sondage RTE_05_4 et son interprétation. <i>View of the ridge "Saupiquet" on the Vallon de la Route and of the geoelectrical sounding RTE_05_4.</i> .....	188
Figure VII-17 : Sondages géoélectriques effectués dans le vallon de la Route (été 2005). <i>Electrical soundings performed on the Vallon de la Route.</i> .....	188
Figure VII-18 : Cartographie 3D des résistivités apparentes relevées par la méthode du traîné électrique sur trois profils du vallon de la Route (écartement inter-électrodes : 15 m, épaisseur prospectée : 8-10 m), et des WEqT (Winter Equilibrium Temperatures) modélisées (cf. chap. VI, § 3). <i>Resistivity values measured by the "trainé" technique on the Vallon de la Route, and modelled WEqT.</i> .....	190
Figure VII-19 : Le pergélisol à l'échelle du vallon de la Route : a) contexte géomorphologique (avec la localisation des zones source principales et du profil topographique) ; b) résultats des sondages électriques (pour la typologie du pergélisol, cf. chap. III, § 3.1) ; c) principales générations observables de glaciers rocheux (ainsi que les formes provenant des versants ubac) et présence de pergélisol ; d) hypothèse de mise en place des formes fluantes (en rouge le temps de progression ; en noir la vitesse de progression) d'après la relation « pente / vitesse » établie pour RGL1 (cf. chap. V, § 1.2). <i>Permafrost at the catchment scale in the Vallon de la Route: a) geomorphological context (with location of the main source zones and of the profile); b) results of the electrical soundings (for the types of permafrost, cf. chap. III, § 3.1); c) main visible generations of rockglaciers and present permafrost presence; d) time needed to acquire the present morphology (in red the duration of advance; in black the advance speed) as suggested by the relation "slope angle/surface velocity" on RGL1.</i> .....	191
Figure VII-20 : Mesures BTS réalisées dans le vallon de Pradiou en avril 2006, et températures journalières de l'air (TM) et du sol enregistrées durant le mois précédent les mesures BTS dans la combe de Laurichard (LA1 : 2439 m, hors du glacier rocheux ; LA4 : 2600 m). Les emplacements des sondages géoélectriques sont également indiqués. <i>BTS measurements performed on the Vallon de Pradiou in April 2006, and daily air and ground temperatures at Laurichard station during the month before the measurements. The location of the geoelectrical soundings is also indicated.</i> .....	194

---

---

Figure VII-21 : Sondages électriques verticaux réalisés en 2006 dans le vallon de Pradieu, et leur interprétation (voir fig. VII-20 pour la localisation). <i>Vertical electrical soundings performed in the Vallon de Pradieu in 2006, and their interpretation (see fig. VII-20 for location).</i> .....	195
Figure VII-22 : Valeurs de résistivité apparente (courbe rouge) relevées par la méthode du traîné électrique sur deux profils du vallon de Pradieu (écartement inter-électrodes : 15 m, épaisseur prospectée : 8-10 m ; cf. fig. VII-20 pour la localisation des traînés). <i>Resistivity values (red curve) measured by the "traîné" technique on the Vallon de Pradieu.</i> .....	196
Figure VII-23 : Mise en place des paysages du vallon de Pradieu : a) contexte géomorphologique (avec la localisation du profil topographique) ; b) résultats des sondages électriques (pour la typologie du pergélisol, cf. chap. III, § 3.1) ; c) principales générations observables de glaciers rocheux et présence de pergélisol ; d) hypothèse de mise en place des formes fluantes (en rouge le temps de progression) d'après la relation « pente / vitesse » établie pour RGL1 (cf. chap. V, § 1.2). <i>Permafrost at the catchment scale in the Vallon de Pradieu: a) geomorphological context (with location of the profile); b) results of the electrical soundings (for the types of permafrost, cf. chap. III, § 3.1); c) main visible generations of rockglaciers and present permafrost presence; d) time needed to acquire the present morphology (in red the duration of advance) as suggested by the relation "slope angle/surface velocity" on RGL1.</i> .....	197
Figure VIII-1 : Comparaison annuelle entre la cinématique de RGL1 (blocs L13 et L17, vitesse annuelle) et le refroidissement de sa surface (capteurs LA7 et LA4, cumul annuel des degrés-jours négatifs sur un an, au 10 octobre) entre 2003 et 2006 : a) relation entre les deux variables, b) évolution temporelle. Données non publiées de Francou, Reynaud et Thibert. <i>Annual comparison between RGL1 kinematics (on block L13 and L17) and the cooling of its surface (annual sum of freezing degrees-days until the 10<sup>th</sup> Oct. on LA7 and LA4) from 2003 to 2006: a) scatter plot, b) time plot.</i> .....	206
Figure VIII-2 : Relation entre la température annuelle moyenne de l'air (TAMA) au front des glaciers rocheux des Alpes suisses orientales et leur vitesse maximale en surface. Données tirées de Frauenfelder [2004]. <i>Relationship between maximal surface velocity and mean annual air temperature (MAAT) at the Eastern Swiss Alps rockglacier front.</i> .....	206
Figure VIII-3 : Vitesse calculée de la surface du glacier rocheux de Muragl lors de l'année 1999, et courbe sinusoïdale ajustée aux vitesses. Données et équation de Arenson [2002]. <i>Computed surface velocity on the Muragl rockglacier during 1999 and adjusted sinusoidal curve.</i> .....	208
Figure VIII-4 : Variations saisonnières des vitesses horizontales de deux blocs à la surface du glacier rocheux des Becs-de-Bossons (Suisse) et évolution de la température à la surface du sol. Tiré de Perruchoud et Delaloye, [2006]. <i>Seasonal variations of horizontal velocities of two blocks at the surface of Becs-de-Bosson rockglacier, and evolution of the ground surface temperature.</i> .....	208
Figure VIII-5 : Simulation de la température à différentes profondeurs sur trois cycles annuels, sous une évolution sinusoïdale de la température de surface, et de la réponse de la cinématique de surface selon différentes profondeurs du niveau cisailant et (a) pour un pergélisol froid, (b) pour un pergélisol tempéré. Tiré de Käab <i>et al.</i> , [2006b]. <i>Simulation of the ground temperature at various depths during three annual cycles, (a) for a cold permafrost, (b) for a temperate permafrost, under a sinusoidal variation at the surface, and simulation of the kinematics response of the surface, with various depth of the shear layer.</i> .....	209
Figure VIII-6 : Profils (ligne L) annuels de vitesse entre 2002 et 2006, dans l'axe longitudinal de RGL1 (indication de position de la ligne A, perpendiculaire à L ; profil topographique en grisé ; le glacier rocheux est délimité par la courbe noire). <i>Longitudinal profiles of velocity on RGL1 (line L; position of the line A, perpendicular to L, is also indicated) between 2002 and 2006.</i> .....	210
Figure VIII-7 : Explication schématique du calcul de la quantité cinématique $dZ_{0slp}$ (variation verticale compensée par la pente locale). <i>Schematic explanation for the computation of the kinematics quantity <math>dZ_{0slp}</math>.</i> .....	211

---

Figure VIII-8 : Profils annuels de variation verticale compensée par la pente ( $dZ_{0slp}$ ) de la surface de RGL1, entre 2002 et 2006 : (a) ligne A, transverse à la racine de RGL1 (indications de position des bords gauche et droit du glacier rocheux, et de la ligne L ; profil topographique en grisé ; le glacier rocheux est délimité par la courbe noire) ; (b) ligne L, longitudinale (position de la ligne A indiquée). *Annual profiles of vertical variation with slope compensation ( $dZ_{0slp}$ ) at the RGL1 surface, between 2002 and 2006: (a) line A, transverse to RGL1 root; (b) line L, along the main flowing axis of RGL1.*..... 211

Figure VIII-9 : Profils cinématiques dans l'axe longitudinal de RGL1 (ligne L) pour l'année 2003-2004 (profil topographique en grisé ; le glacier rocheux est délimité par la courbe noire) : (a) variation verticale compensée par la pente ( $dZ_{0slp}$ ) et variation de distance entre les blocs ( $dD_{blocs}$ ) ; (b) relation entre  $dZ_{0slp}$  et  $dD_{blocs}$ . Les ellipses rouges délimitent les secteurs où  $dZ_{0slp}$  et  $dD_{blocs}$  sont tous les deux négatifs ou proches de 0, indiquant une fonte probable du toit du pergélisol. *Kinematics profiles of the longitudinal axis of RGL1 (line L) for 2003-2004: (a) vertical variation compensated by slope ( $dZ_{0slp}$ ) and variation of distance between blocks ( $dD_{blocs}$ ); (b) scatter plot between  $dZ_{0slp}$  and  $dD_{blocs}$ . The red ellipses show the sectors where a melting on top of permafrost is probably perceptible ( $dZ_{0slp}$  and  $dD_{blocs}$  negatives or close to 0).*..... 212

Figure VIII-10 : En haut : évolution de la température du sol au forage de Murtèl-Corvatsch (Suisse, 2670m), à 11 et 19 m de profondeur ; en bas : évolution des hauteurs de neige en décembre et janvier à la station de Murtèl-Corvatsch (3295 m). Données tirées de Harris *et al.* [2003]. *Ground temperature evolution at the Murtèl-Corvatsch borehole, at 11 and 19 m depths and snow thickness evolution at the Murtèl-Corvatsch station.*..... 213

Figure VIII-11 : Evolution des vitesses moyennes d'écoulement de divers glaciers rocheux alpins au cours des quatre dernières décennies. BEC : Becs-de-Bosson (Suisse), d'après Perruchoud & Delaloye, [2006] ; DOE : Doesen (Autriche), d'après Kaufman *et al.*, [2006] ; GRU : Gruben, GUF : Gufer, MAC : Macun, MUR : Muragl, REC : Rechy, SUV : Suvretta, TUR : Turtmann (Suisse), d'après Kääh *et al.*, [2006b] ; OLG : Olgrube (Autriche), d'après Hausmann *et al.*, [2006] ; LAU : Laurichard (France), d'après Francou & Reynaud, [1992], et données non publiées de Francou, Reynaud et Thibert. *Evolution of the flow velocities of various rockglaciers in the Europeans Alps during the last four decades.*..... 213

Figure VIII-12 : Evolution de la vitesse d'écoulement de RGL1 (courbe rouge : moyenne des blocs 1 à 3, 5 à 8 et 10 à 12 du profil longitudinal ; en grisé, l'intervalle  $\pm 1\sigma$ ), et de la température de l'air à la station du Monétier (courbe noire, anomalie thermique par rapport à la moyenne 1961-1990, données mensuelles lissées sur 12 mois) entre 1984 et 2006. Données non publiées de Francou, Reynaud et Thibert, et données Météo France. *Evolution of the mean velocity of the blocks of the line L from 1986 to 2006 (red curve; in greyish, the  $\pm 1\sigma$  interval) and of the monthly air temperature (12 months smoothed mean).*..... 214

Figure VIII-13 : Corrélation entre les températures mensuelles entre 1986 et 2006 à Saint Christophe et au Monétier et : a) la vitesse de déplacement des blocs L1 à L13 de la ligne L ; b) la vitesse moyenne de la ligne L (cf. fig. V-2 pour la localisation de la ligne L et des blocs à la surface de RGL1). *Correlation between monthly air temperature at Saint Christophe and Monétier between 1986 and 2006 and: a) velocity of blocks on line L; b) mean velocity of line L.*..... 215

Figure VIII-14 : Vitesses moyennes de la ligne L (blocs 1 à 3, 5 à 8 et 10 à 12) entre 1986 et 2006 (la taille des disques est proportionnelles à la valeur de vitesse, indiquée à côté) en fonction des précipitations cumulées et des températures de l'air du mois de décembre de l'année précédant les mesures géodésiques (station du Monétier, données Météo France). *Mean velocity of line L related to the cumulated precipitation and mean monthly temperature on December (the year preceding the geodetic measurements) at the Monétier station.*..... 216

Figure VIII-15 : Comparaison des courbes des sondages électriques verticaux effectués à la racine et sur la langue de RGL1, en 1986, 1998, 2004 et 2006. *Comparison between geoelectrical soundings performed on the root and on the tongue of RGL1 in 1986, 1998, 2004 and 2006.*..... 217

- Figure VIII-16 : Valeurs de résistivité maximale mesurées sur RGL1 entre 1986 et 2006 en fonction de la position altitudinale des sondages sur le glacier rocheux (et droite de régression linéaire). Le chiffre près du symbole indique l'écartement AB/2 auquel a été mesurée la résistivité maximale. *Maximal resistivity values measured on RGL1 between 1986 and 2006 according to the altitudinal position of the geoelectrical soundings.* ..... 218
- Figure VIII-17 : Evolution des valeurs de résistivité maximale mesurées sur RGL1 entre 1986 et 2006 (+ droite de régression linéaire), à la racine et sur la langue du glacier rocheux. *Evolution of the maximal resistivity value measured on RGL1 between 1986 and 2006 according to the altitudinal position of the geoelectrical soundings.* ..... 219
- Figure IX-1 : a) fusion différentielle de la neige liée à la présence de débris en surface et regel à la base du névé présent sur la racine de RGL1 (talus d'éboulis au contact entre la paroi rocheuse et le glacier rocheux, juillet 2005) ; b) échantillon de glace prélevée à la surface de la racine de RGL1 (août 2006, photo A. Rabatel). *A) differential melting of the snow related to the insulation by the debris cover, and refreezing at the base of the névé (Laurichard rockglacier 1, July 2005); b) ice sample taken from the surface of the root of RGL1.* ..... 222
- Figure IX-2 : Contexte géomorphologique du complexe glacier / glacier rocheux du vallon du Fontenil. L'encart en bas à droite est un extrait d'une feuille de la carte de Cassini, confirmant la présence du complexe, sous une forme proche de l'actuelle (XVIII<sup>ème</sup> siècle, source : IGN, 1999). *Geomorphological context of the glacier / rockglacier complex in the Vallon du Fontenil. The lower right insert shows an extract of the Cassini Map (18<sup>th</sup> century), and confirms, at this period, the presence of the complex.* ..... 223
- Figure IX-3 : Enneigement tardif sur l'adret du vallon de Pradieu (photo prise le 13/08/04). *Late presence of snow on the southern slope of the Vallon de Pradieu.* ..... 224
- Figure IX-4 : A) Stratigraphie relevée aux forages bh1 (2500 m, haut d'une pente d'éboulis) et bh2 (2400 m, pied de la pente d'éboulis) du col de Flüela (Alpes suisses). B) Profils thermiques moyens et enveloppes annuelles aux mêmes sites. Tiré de Luetsch *et al.* [2004]. *A) Stratigraphy of the Flüela Pass boreholes. B) Mean annual thermal profiles.* ..... 225
- Figure IX-5 : Localisation des zones d'ascendance d'air chaud (flèches blanches) en été, et d'écoulement gravitaire d'air froid en hiver (flèches noires), tous deux à l'origine d'un sur-refroidissement de la base d'un « éboulis froid » de basse altitude (et, à l'inverse du réchauffement de sa partie haute). Noter le décalage saisonnier de la zone refroidie, lié aux moteurs différents du mécanisme. Tiré de Delaloye [2004]. *Left: location of the warm air ascending zone (white arrows) and of the corresponding cooled sector in a "cold scree slope" at low altitude; right: location of the gravitational cold air flow (black arrows). Both processes are responsible of an over-cooling of the lower part of the slope.* .... 226
- Figure IX-6 : Carte type des valeurs BTS mesurées sur un complexe éboulis / glacier rocheux fossile. Tiré de Dorthe & Morard [2007]. *Typical BTS map on a scree slope / relict rockglacier complex.* ..... 226
- Figure IX-7 : Fenêtres de fonte hivernale sur l'adret de Laurichard (photo prise le 09/02/07). *Windows through locally melting snow during winter 2007.* ..... 227
- Figure IX-8 : Relation entre la radiation solaire et l'altitude des formes fluantes actives et des formes reliques du massif du Combeynot. *Relationship between potential solar radiation and elevation of the active and relict creeping landforms on the Combeynot Massif.* ..... 227
- Figure IX-9 : Distribution des durées calculées de mise en place des formes fluantes actives du massif du Combeynot (la courbe représente la loi Normale ajustée aux données). *Distribution of the duration necessary to produce the present active creeping landforms on the Combeynot Massif.* ..... 228
- Figure IX-10 : Relation entre les paramètres géoélectriques (H1 : épaisseur de la couche active ; Rho\_max : résistivité apparente maximale mesurée) déduits des sondages verticaux menés sur le massif du Combeynot et les variables morphométriques des sites prospectés (de gauche à droite :

---

altitude ; insolation estivale potentielle ; distance entre le sondage et la racine de la forme ; ampleur de la paroi rocheuse en amont, cf. Ikeda [2004]). Modifié de Bodin *et al.* [2007a]. *Relationship between geoelectrical parameters (H1: active layer thickness; Rho\_max: maximal apparent resistivity) deduced from vertical soundings performed on the Combeynot Massif and the morphometric variables of the prospected sites (from left to right: elevation, potential solar radiation in summer, distance between the sounding and the root of the landform, length of the rockwall)..... 229*

Figure IX-11 : Modèle de fonctionnement du pergélisol sur les hauts versants (ubac à gauche, adret à droite) du massif du Combeynot (dépôts détritiques et roche en place) intégrant les géodynamiques locales. Les conditions thermiques en surface, l'importance du « thermal offset » (décalage thermique induit par les caractéristiques du sol) et les influences respectives de la neige et des circulations d'air dans les débris grossiers régulent l'état thermique du sol. Le pergélisol qui en résulte est caractérisé par la profondeur de sa couche active et sa teneur en glace. *Model of geodynamics of the permafrost on the slopes of the Combeynot Massif (debris accumulations and rock faces). The thermal conditions at the surface, the amount of "thermal offset" (thermal shift related to the ground characteristics) and the respective influences of the snow and the air circulation within coarse debris mantle are driving the thermal state of the ground. The resulting permafrost is characterised by the active layer thickness and the ice content. .... 230*

Figure IX-12 : Carte de la répartition potentielle du pergélisol dans les Alpes françaises, d'après le modèle « Alpes du sud ». *Potential distribution of permafrost in the French Alps, after the "Southern Alps" model. .... 231*

Figure IX-13 : Distribution de l'altitude des surfaces de type « formation superficielle » (pentes comprises entre 25 et 40°) potentiellement concernées par pergélisol dans les Alpes françaises, d'après le modèle « Alpes du sud ». *Distribution of the altitude of the surfaces "slope deposits" that are potentially concerned with the permafrost in the French Alps, after the "Southern Alps" model. .... 232*

Figure IX-14 : Différents types d'instabilités probables au sein d'un glacier rocheux actif. Tiré de Arenson [2002]. *Different types of probable instabilities within an active rockglacier. .... 233*

Figure IX-15 : Répartition potentielle (les deux tons de gris correspondent aux classes « possible » et « probable ») du pergélisol dans le vallon du Bérard (Alpes de Haute Provence), d'après le modèle « Alpes du sud ». L'étoile localise le site sur lequel s'est produit la rupture du glacier rocheux *Potential distribution of permafrost in the Vallon du Bérard (Alpes de Haute Provence), after the "Southern Alps" model (light grey corresponds to "possible", dark grey to "probable"). The black star localise the site of the collapsed rockglacier. .... 233*



## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- André, M.-F. (1997). "Holocene rockwall retreat in Svalbard: a triple-rate evolution." Earth Surface Processes and Landforms **22**: 423-440.
- André, M.-F. (2003). "Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions?" Geomorphology **52**: 149-164.
- Arenson, L. (2002). "Unstable alpine permafrost: a potentially important natural hazard - variations of geotechnical behaviour with time and temperature." ETH. PhD: 270 p.
- Arenson, L., M. Hoelzle & S. Springman (2002). "Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland." Permafrost and Periglacial Processes **13**: 117-135.
- Assier, A., D. Fabre & M. Evin (1996). "Prospection électrique sur les glaciers rocheux du cirque de Sainte-Anne (Queyras, Alpes du sud, France)." Permafrost and Periglacial Processes **7**: 0-15.
- Avian, M. & A. Bauer (2006). "First results on monitoring glacier dynamics with the aid of terrestrial Laser Scanning on Pasterze Glacier (Hohe Tauern, Austria)." Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung **41**: 27-36.
- Barbier, R., J.-C. Barféty, A. Bocquet, P. Bordet, P. Le Fort, J. Meloux, *et al.* (1973). La Grave "Aiguilles d'Arves - Col du Lautaret" - carte géologique à 1/50000. BRGM. Orléans.
- Barneoud-Rousset, M., M. Drouet & M. Toumi (1995). Le climat briançonnais. C. B. d. R. Bioclimatiques: 31.
- Barry, R. G. (1994). Past and Potential Future Changes in Mountain Environments. Mountain Environments in Changing Climates. M. Beniston. London, New York, Routledge Publishing Co.: 492.
- Barsch, D. (1969). "Permafrost in der oberen subnivalen Höhenstufe der Alpen." Geographica Helvetica (24): 10-12.
- Barsch, D. (1978). Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An example from the Swiss Alps. Third International Conference on Permafrost, Ottawa, Canada, 349-353.
- Barsch, D. (1996). Rock glaciers : Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. Berlin, Heidelberg, New York. 331 p.
- Barsch, D., H. Fierz & W. Haeberli (1979). "Shallow core drilling and borehole measurements in permafrost of an active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps." Arctic and Alpine Research **11** (2): 215-228.
- Barsch, D. & G. Hell (1975). "Photogrammetrische Bewegungsmessungen am Blockgletscher Mürtel I, Oberengadin, Schweizer Alpen." Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **11** (2): 111-142.
- Bauer, A., G. Paar & V. Kaufmann (2003). Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring. 8th International Conference on Permafrost, Zürich, Balkema, 55-60.
- Benevent, E. (1926). Le climat des Alpes françaises. Paris, Office National de la Météorologie. 523 p.
- Beniston, M. (2006). "Mountain weather and climate: a general overview and a focus on climatic change in the Alps." Hydrobiologia **562**: 3-16.
- Beniston, M., H. F. Diaz & R. S. Bradley (1997). "Climatic change at high elevation sites: an overview." Climatic Change **36**: 233-251.
- Beniston, M. & P. Jungo (2002). "Shifts in the distributions of pressure, temperature and moisture in the alpine region in response to the behavior of the North Atlantic Oscillation." Theoretical and Applied Climatology **71**: 29-42.
- Benn, D. I. & D. J. A. Evans (2003). Glaciers and glaciation. London, Arnold. 720 p.

- Bernhard, L., F. Sutter, W. Haerberli & F. Keller (1998). Processes of snow/permafrost-interactions at a high-mountain site, Murtel/Corvatsch, Eastern Swiss Alps. Permafrost, Seventh International Conference, Yellowknife, Canada, Université de Laval, 35-40.
- Berthling, I., B. Etzelmüller, K. Isaksen & J. L. Sollid (2000). "Rock glacier on Prins Karls Forland. II: GPR soundings and the development of internal structures." Permafrost and Periglacial Processes **11**: 357-369.
- Bertinelli, F., V. Petitcolas, J. Asta, L. Richard & B. Souchier (1993). "Relations dynamiques entre la végétation et le sol sur éboulis froid dans les Alpes françaises méridionales." Revue d'Ecologie Alpine (2): 93-104.
- Blanchet, G. (1990). "Régimes météorologiques et diversité climatique dans l'espace rhônalpin." Revue de Géographie de Lyon **65** (2): 106-117.
- Bodin, X. (2003). "Contribution à l'étude de la distribution du pergélisol dans les Alpes françaises." Université Denis Diderot: 99 p.
- Bodin, X. (2005a). "L'état thermique du glacier rocheux de Laurichard en 2003-2004 : analyse des températures de surface, spatialisation du régime thermique et implications géodynamiques." Environnements Périglaciaires **12**: 19-38.
- Bodin, X. (2005b). "Recherches géomorphologiques sur le pergélisol des Alpes françaises, applications au Massif du Combeynot, Hautes Alpes." Environnements Périglaciaires (12): 50-66.
- Bodin, X., D. Fabre, A. Ribolini, P. Schoeneich & M. Fort (2007a). Geoelectrical soundings in the Combeynot Massif (French Alps): characterisation of Alpine permafrost in the Southern Alps. Periglacial and Paraglacial Processes and Environments, Past, Present and Future, London, Geological Society, 23.
- Bodin, X., S. Gruber, P. Schoeneich & M. Fort (2006). A GIS approach to reconstruct the winter surface temperatures and the permafrost distribution in a French Alpine massif (Hautes Alpes). COST 719 Final Conference - The use of GIS in Climatology and Meteorology, Grenoble, 1p.
- Bodin, X., E. Thibert, L. Reynaud, D. Fabre & P. Schoeneich (2007b). Le suivi du glacier rocheux de Laurichard (Parc National des Ecrins, Hautes Alpes) : quelles réponses du pergélisol alpin face au réchauffement climatique ?, Grenoble, Société Hydrotechnique de France - section glaciologie/nivologie, 2p.
- Bodin, X., E. Thibert, L. Reynaud, D. Fabre, P. Schoeneich & B. Francou (in progress). "The monitoring of the Laurichard Rockglacier (Parc National des Ecrins, Hautes Alpes): mountain permafrost responses to climate change over the last 20 years." Permafrost and Periglacial Processes.
- Bravard, C. & M. Gidon (1979). La structure du revers oriental du Massif du Pelvoux : observations et interprétations nouvelles. Géologie Alpine: 23-33.
- Brenning, A. & D. Trombotto (2006). "Logistic regression modeling of rock glacier and glacier distribution: Topographic and climatic controls in the semi-arid Andes." Geomorphology **81**: 141-154.
- Brohan, P., J. J. Kennedy, I. Harris, S. F. Tett & P. D. Jones (2006). "Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850." Journal of Geophysical Research.
- Burger, K. C., J. J. Degenhardt Jr & J. R. Giardino (1999). "Engineering geomorphology of rock glaciers." Geomorphology **31**: 93-132.
- Burgess, M. M., S. L. Smith, J. Brown, V. Romanovsky & K. Hinkel (2000). Global Terrestrial Network for Permafrost (GTNet-P): permafrost monitoring contributing to global climate observations, Geological Survey of Canada, Current Research: 1-8.
- Cailleux, A. (1947). "Caractères distinctifs des coulées de blocailles liées au gel intense." Compte-rendu de la Société Géologique de France: 324-324.
- Capps, S. R. (1910). "Rock glaciers in Alaska." Journal of Geology **18**: 359-375.
- Carslaw, H. S. & J. C. Jaeger (1959). Conduction of heat in solids. Oxford Science Publications, Clarendon Press, Oxford: 510.
- 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.

- Cécillon, L., X. Bodin & P. Schoeneich (2004). Un pergélisol dans la Drôme ? Premières mesures de température sur l'éboulis froid de Combe Obscure, La Jarjatte, Drôme. SHF, Grenoble,
- Cécillon, L., N. Cassagne & J.-J. Brun (2006). Undercooled scree slope ecosystems as biodiversity refuges and experimental sites for climate change research in mountain regions. International Conference "Climate changes and their impact on boreal and temperate forests", Ekaterinburg, Russia,
- Chaix, A. (1943). "Les coulées de blocs." Le Globe 82: 121-128.
- Chapellier, D. (2000). "Prospection électrique de surface - cours online de géophysique."
- Compagnon, F. (2006). Problématique reliée à la dégradation du pergélisol, Service RTM 04.
- Corona, C. (2007). "Conséquences du réchauffement climatique sur une pinède de basse altitude des Alpes du Nord : l'exemple du versant de la Grande Aiguille, Massif des Ecrins, France." Université Joseph Fourier. **PhD**: 700 p.
- Cossart, E. (2005). "Evolution géomorphologique du haut bassin durancien (Alpes du Sud, France) depuis la dernière glaciation." Université Paris 7 - Denis Diderot: 372 p.
- Davies, M. C. R., H. Omar & C. Harris (2001). "The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities." Permafrost and Periglacial Processes 12: 137-144.
- Delaloye, R. (2001a). Description du réseau d'observation du pergélisol en Suisse (PERMOS). Notes et Compte-Rendus du Groupe de Travail "Régionalisation du périglaciaire". 26: 137-140.
- Delaloye, R. (2001b). "Les éboulis gelés du Creux du Van (Chaîne du Jura, Suisse)." Association Française du Périglaciaire 8 (26): 118-129.
- Delaloye, R. (2004). "Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale." Université de Fribourg: 260 p.
- Delaloye, R., C. Lambiel & R. Lugon (2005). ESA SLAM project, phase 2, Bas-Valais - Validation of InSAR data in permafrost zone. Fribourg, Federal Office of Water and Geology.
- Delaloye, R., C. Lambiel, R. Lugon, H. Raetzo & T. Strozzi (2006). ERS InSAR for detecting slope movement in a periglacial mountain environment (western Valais Alps, Switzerland). 9th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography (HMRSC-IX), Graz, Austria,
- Delaloye, R., S. Métrailler & R. Lugon (2003a). "Evolution du pergélisol dans les complexes glacier-glacier rocheux des Becs-de-Bosson et de Lona (VS)." Bulletin de la Murithienne: 1-15.
- Delaloye, R., E. Reynard, C. Lambiel, L. Marescot & R. Monnet (2003b). Thermal anomaly in a cold scree slope (Creux du Van, Switzerland). 8th International Conference on Permafrost, Zürich, Balkema, 175-180.
- Delannoy, J.-J. & G. Rovera (1996). "L'érosion dans les Alpes occidentales : contribution à un bilan des mesures et des méthodes." Revue de Géographie Alpine 84 (4): 87-101.
- Deline, P. & E. PERMAdataROC (2007). Relation entre dégradation du permafrost et instabilité des parois rocheuses supraglaciaires dans le massif du Mont Blanc et au Cervin, Grenoble, Société Hydrotechnique de France - section glaciologie/nivologie,
- Descroix, L. (2001). "Note technique au sujet de l'éboulis glacé de Laux Montaux (Baronnies, Drôme, France)." Revue de Géographie Alpine (3): 90-94.
- Diaz, H. F. & R. S. Bradley (1997). "Temperature variation during the last century at high elevation sites." Climatic Change 36: 253-279.
- Dorthe, J. & S. Morard (2007). "Effets de la ventilation des éboulis froids et des glaciers rocheux fossiles dans les Préalpes suisses romandes." Université de Fribourg. **Diplôme**: 176 p.
- Douguedroit, A. & M.-F. De Saintignon (1981). Décroissance des températures mensuelles et annuelles avec l'altitude dans les Alpes du Sud et en Provence (séries 1959-1978). Eaux et Climats, Mélanges géographiques offerts en hommage à Ch. P. Péguy. Grenoble: 179-194.
- Dramis, F., M. Govi, M. Guglielmin & G. Mortara (1995). "Mountain Permafrost and Slope Instability in the Italian Alps: the Val Pola Landslide." Permafrost and Periglacial Processes 6: 73-88.

- Etkin, D. A., A. Headley & K. J. L. Stoker (1988). A long-term permafrost and climate monitoring program in Northern Canada. 5th International Conference on Permafrost. Proceedings, Trondheim, Norway, Tapir Publishers, Trondheim, 73-77.
- Evin, M. (1983). "Structure et mouvements des glaciers rocheux des Alpes du sud." Université Joseph Fourier: 343 p.
- Evin, M. (1984). "Caractéristiques physico-chimiques des eaux issues des glaciers rocheux des Alpes du Sud (France)." Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **20**: 27-40.
- Evin, M. (1987a). "Dynamique, répartition et âge des glaciers rocheux des Alpes du sud." 309 p.
- Evin, M. (1987b). Lithology and fracturing control of rock glaciers in Southwestern Alps of France and Italy. Rock Glaciers. J. R. Giardino, Shroder, J.F., Vitek, J.D. Boston, Allen & Unwin: 83-106.
- Evin, M. (1987c). "Répartition, morphologie et structure interne des glaciers rocheux des Alpes du sud en fonction de la lithologie et de la fracturation." Bulletin du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. **34**: 137-158.
- Evin, M. (1992a). "Les relations existant entre la moraine de refoulement, le glacier rocheux et le glacier du Petit Age Glaciaire dans le haut vallon d'Asti (Queyras, Alpes du Sud, France)." Geogr. Fis. Dinam. Quat. **15**: 101-105.
- Evin, M. (1992b). "Une moraine de refoulement au Viso, Italie." Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie (27/28): 11-24.
- Evin, M. (1996). "Mesures géophysiques sur des glaciers rocheux actifs et inactifs du Parc National du Mercantour." Revue d'Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée n° **38-39**: 65-69.
- Evin, M. & A. Assier (1983). "Mise en évidence de mouvements sur la moraine et le glacier rocheux de Sainte-Anne (Queyras, Alpes du sud, France). Le rôle du pergélisol alpin." Revue de Géographie Alpine **71** (2): 165-178.
- Evin, M. & D. Fabre (1990). "The distribution of permafrost in rock glaciers of the southern Alps (France)." Geomorphology **3**: 57-71.
- Evin, M., R. Marie & M. Peyron (2007). Rupture et glissement en masse d'un glacier rocheux dans le vallon du Bérard (Massif du Parpaillon, Alpes du Sud, France) au cours de l'été 2006, Grenoble, Société Hydrotechnique de France - section glaciologie/nivologie,
- Fabre, D., A. Assier & M. Evin (1995). Dix ans de mesures de résistivité sur les glaciers rocheux, Grenoble, Société Hydrotechnique de France - section glaciologie/nivologie,
- Fabre, D. & M. Evin (1990). Prospection électrique des milieux à très forte résistivité : le cas du pergélisol alpin. 6ème Congrès International de AIGI, Rotterdam,
- Fabre, D., N. Guigan, M. Evin & A. Assier (1987). Sondages électriques sur des glaciers rocheux dans le Parc National du Mercantour, Grenoble, Société Hydrotechnique de France - section glaciologie/nivologie,
- Fallot, J.-M. (1992). "Etude de la ventilation d'une grande vallée préalpine : la vallée de la Sarine en Gruyère." Université de Fribourg. **PhD**: 472 p.
- Faure Muret, A. (1949). "Les Rock-Streams ou pseudo-moraines du massif de l'Argentera-Mercantour." Compte-rendu de la Société Géologique de France: 118.
- Fisch, W. S., W. J. Fisch & W. Haeberli (1977). "Electrical D.C. resistivity soundings with long profiles on rockglaciers and moraines in the Alps of Switzerland." Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **13**: 239-260.
- Fischer, L., A. Käab, C. Huggel & J. Noetzli (2006). "Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face." Natural Hazards and Earth System Sciences **6**: 761-772.
- Folland, C. K., N. A. Rayner, S. J. Brown, T. M. Smith, S. S. P. Shen, D. E. Parker, *et al.* (2001). "Global temperature change and its uncertainties since 1861." Geophysical Research Letter **28**: 2621-2624.
- Fort, M. (2003). "Are high altitude, lava stream-like, debris mixture all rock glaciers ? A perspective from the Western Himalaya." Zeitschrift für Geomorphologie **130**: 11-29.
- Franco, B. (1977). "Formes d'éboulis élevés dans le Briançonnais." Revue de Géographie Alpine **LXV** (1): 63-77.

- Francou, B. (1981). "Géodynamique des éboulis et formes associées de la Combe de Laurichard." Université Joseph Fourier: 153 p.
- Francou, B. (1983a). "Géodynamique des dépôts de pied de paroi dans l'étage périglaciaire." Revue de géologie dynamique et de géographie physique **24** (5): 411-424.
- Francou, B. (1983b). "Régimes thermiques de sols de l'étage périglaciaire et leurs conséquences géomorphologiques." Géographie Physique et Quaternaire **37** (1): 27-38.
- Francou, B. (1984). La Combe de Laurichard. Alpes Françaises. Livret-Guide du Symposium Pré-Congrès n°12. 25ème Congrès Géographique International, Paris, Centre de Géomorphologie du CNRS., 19.
- Francou, B. (1988). L'ébouilisation en haute montagne. Caen, Editec. 696 p.
- Francou, B. (1997). "Les chutes de pierres sur les éboulis recouverts de neige : contribution à l'étude d'un mécanisme." Buletyn Peryglacialny (33): 29-48.
- Francou, B., D. Fabre, V. Jomelli & L. Reynaud (1999). Le suivi du glacier rocheux de Laurichard LGR1 (Hautes-Alpes) depuis 20 ans, par topographie des déplacements et sondages électriques. Société Hydrotechnique de France - Section glaciologie/nivologie, Grenoble, 4.
- Francou, B. & L. Reynaud (1992). "10 years of surficial velocities on a Rock glacier (Laurichard, French Alps)." Permafrost and Periglacial Processes **3**: 209-213.
- Frauenfelder, R. (2004). "Regional-scale modelling of the occurrence and dynamics of rockglaciers and the distribution of paleopermafrost." Université de Zurich. **PhD**: 156 p.
- Frauenfelder, R., B. Schneider & B. Etzelmüller (submitted). "Morphometric modelling of rockglaciers - A case study from the Alps." Earth Surface Processes and Landforms.
- Funk, M. & M. Hoelzle (1992). "A model of Potential Direct Solar Radiation for Investigating Occurrences of Mountain Permafrost." Permafrost and Periglacial Processes **3**: 139-142.
- Gardaz, J.-M., R. Lugon & R. Delaloye (1997). DC Resistivity Soundings and BTS Measurements for the Study of Mountain Permafrost in the Valais Alps (Switzerland), Bormio,
- Gerber, E. (1994). "Geomorphologie und Geomorphodynamik der Region Lona-Sasseneire (Wallis, Schweizer Alpen) unter besonderer Berücksichtigung von Lockersedimenten mit Permafrost." Université de Fribourg. **Thèse n°1060** p.
- Giardino, J. R., J. F. Shroder, Jr & J. D. Vitek, Eds. (1987). Rock Glaciers. Boston 345 p.
- Glen, J. W. (1955). "The creep of polycrystalline ice." Proceedings of the Royal Society, Series A **228**: 513-538.
- Gorbunov, A. P. (1967). Permafrost in the Tien Shan. 164 p.
- Gorbunov, A. P. (1978). "Permafrost investigations in high-mountain regions." Arctic and Alpine Research **10** (2): 283-294.
- Gorbunov, A. P., S. S. Marchenko & E. V. Seversky (2004). "The thermal environment of blocky materials in the mountains of Central Asia." Permafrost and Periglacial Processes **15**: 95-98.
- Gruber, S. (2005). "Mountain permafrost: Transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing." University of Zürich. **PhD**: 114 p.
- Gruber, S. & M. Hoelzle (2001). "Statistical modelling of mountain permafrost distribution : local calibration and incorporation of remotely sensed data." Permafrost and Periglacial Processes **12** (1): 69-77.
- Gruber, S., M. Hoelzle & W. Haeberli (2004a). "Permafrost thaw and destabilization of alpine rock walls in the hot summer of 2003." Geophysical Research Letter **31**.
- Gruber, S., M. Hoelzle & W. Haeberli (2004b). "Rock-wall temperature in the Alps: modelling their topographic distribution and regional differences." Permafrost and Periglacial Processes **15** (3): 299-307.
- Gruber, S., L. King, T. Kohl, T. Herz, W. Haeberli & M. Hoelzle (2004c). "Interpretation of geothermal profiles perturbed by topography: the Alpine permafrost boreholes at Stockhorn Plateau, Switzerland." Permafrost and Periglacial Processes **15** (4).

- Gude, M., S. Dietrich, R. Mäusbacher, C. Hauck, R. Molenda, V. Ruzicka, *et al.* (2003). Probable occurrence of sporadic permafrost in non-alpine scree slopes in central Europe. 8th International Conference on Permafrost, Zürich, Balkema, 331-336.
- Guglielmin, M., B. Aldighieri & B. Testa (2003). "PERMACLIM: a model for the distribution of mountain permafrost, based on climatic observations." Geomorphology **51**: 245-257.
- Guglielmin, M., N. Cannone & F. Dramis (2001). "Permafrost-glacial evolution during the Holocene in the Italian Central Alps." Permafrost and Periglacial Processes **12**: 111-124.
- Haeberli, W. (1973). "Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen." Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **9**: 221-227.
- Haeberli, W. (1975). Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost Zwischen Fluelapass und Piz Grialetsch. 221 p.
- Haeberli, W. (1978). Special aspects of high mountain permafrost methodology and zonation in the Alps. 3rd International Conference on Permafrost. Proceedings, Edmonton, Canada, National Research Council of Canada, Ottawa, 378-384.
- Haeberli, W. (1979). "Holocene push-moraines in Alpine Permafrost." Geografiska Annaler **61** (A): 43-48.
- Haeberli, W. (1983). Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps - today and in the past. International conference on permafrost, Fairbanks, Alaska, 415-420.
- Haeberli, W. (1985). Creep of mountain permafrost : internal structure and flow of alpine rock glaciers. Zürich, ETH. 142 p.
- Haeberli, W. (1992). "Possible Effects of Climatic Change on the Evolution of Alpine Permafrost." Catena Supplement **22**: 23-35.
- Haeberli, W. (1994). Accelerated Glacier and Permafrost Changes in the Alps. Mountain Environment in Changing Climates. M. Beniston. Routledge, London and New York: 91-107.
- Haeberli, W., C. Guodong, A. P. Gorbunov & S. A. Harris (1993a). "Mountain Permafrost and Climatic Change." Permafrost and Periglacial Processes **4**: 165-174.
- Haeberli, W., B. Hallet, L. Arenson, R. Elconin, O. Humlum, A. Kaab, *et al.* (2006). "Permafrost creep and rock glacier dynamics." Permafrost and Periglacial Processes **17** (3): 189-214.
- Haeberli, W., M. Hoelzle, A. Kaab, F. Keller, D. Von der Mühl & S. Wagner (1998). Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtel, Eastern Swiss Alps: answered questions and new perspectives. Permafrost, Seventh International Conference, Yellowknife, Canada, Université de Laval, 403-410.
- Haeberli, W., M. Hoelzle, F. Keller, W. Schmid, D. Von der Mühl & S. Wagner (1993b). Monitoring the long-term evolution of mountain permafrost in the Swiss Alps. Permafrost sixth international conference, Beijing, South China University of Technology Press, 214-219.
- Haeberli, W., J. Huder, H. R. Keusen, J. Pika & H. Röthlisberger (1988). Core drilling through rock glacier-permafrost. Permafrost Fifth International Conference, Trondheim, Norway, 937-942.
- Haeberli, W. & W. Schmidt (1988). Aerophotogrammetrical monitoring of rock glaciers. 5th International Conference on Permafrost. Trondheim, Norway. **1**: 764-769.
- Haeberli, W. & D. Von der Mühl (1996). "On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost." Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd **104**: 43-57.
- Haeberli, W., M. Wegmann & D. Vonder Mühl (1997). "Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps." Eclogae Geol. Helv. **90**: 407-414.
- Hall, K. (1998). "Rock temperatures and implications for cold region weathering. I: new data from Rothera, Adelaide Island, Antarctica." Permafrost and Periglacial Processes **9**: 47-55.
- Hanson, S. & M. Hoelzle (2004). "The thermal regime of the active layer at the Murtel rockglacier based on data from 2002." Permafrost and Periglacial Processes **15**: 273-282.
- Harris, C., W. Haeberli, D. Von der Mühl & L. King (2001). "Permafrost monitoring in the high mountain of Europe: the PACE Project in its global context." Permafrost and Periglacial Processes **12** (1): 3-12.

- Harris, C., D. Von der Mühll, K. Isaksen, W. Haeberli, J. L. Sollid, L. King, *et al.* (2003). "Warming permafrost in European mountains." Global and Planetary Change **39**: 215-225.
- Harris, S. A. (1988). The Alpine periglacial zone. Advances in periglacial geomorphology. M. J. Clark. Chichester, John Wiley and Sons: 479.
- Harris, S. A. & D. E. Pedersen (1998). "Thermal regimes beneath coarse blocky material." Permafrost and Periglacial Processes **9**: 107-120.
- Hauck, C. (2001). Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains. Zürich, VAW. 204 p.
- Hauck, C., K. Isaksen, D. Von der Mühll & J. L. Sollid (2004). "Geophysical surveys designed to delineate the altitudinal limit of mountain permafrost: an example from Jotunheimen, Norway." Permafrost and Periglacial Processes **15**: 191-205.
- Hauck, C. & D. Von der Mühll (2003). "Inversion and interpretation of two-dimensional geoelectrical measurements for detecting permafrost in mountainous region." Permafrost and Periglacial Processes **14**: 305-318.
- Hausmann, H., K. Krainer, E. Brückl & W. Mostler (2006). Creep of Two Alpine Rock Glaciers - Observation and Modelling (Ötztal- and Stubai Alps, Austria).
- Hoelzle, M. (1992). "Permafrost Occurrence from BTS Measurements and Climatic Parameters in the Eastern Swiss Alps." Permafrost and Periglacial Processes **3**: 143-147.
- Hoelzle, M., W. Haeberli & F. Keller (1993). Application of BTS-measurements for modelling mountain permafrost distribution. Permafrost, sixth international conference, Beijing, South China University of Technology Press, 272-277.
- Hoelzle, M., C. Mittaz, B. Etzelmüller & W. Haeberli (2001). "Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountains areas: an overview of current developments." Permafrost and Periglacial Processes **12** (1): 53-68.
- Humlum, O. (1997). "Active layer thermal regime at three rock glaciers in Greenland." Permafrost and Periglacial Processes **8**: 383-408.
- Hurrell, J. W. (1995). "Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation." Science (269): 676-679.
- Ikeda, A. (2004). "Rock glacier dynamics near the lower limit of mountain permafrost in the Swiss Alps." University of Tsukuba: 107 p.
- Ikeda, A. (2006). "Combination of conventional geophysical methods for sounding the composition of rock glaciers in the Swiss Alps." Permafrost and Periglacial Processes **17**: 35-48.
- Ikeda, A. & N. Matsuoka (2006). "Pebbly versus bouldery rock glaciers: Morphology, structure and processes." Geomorphology **73**: 279-296.
- IPCC (2001). Climate Change 2001: The scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change: 881.
- Isaksen, K., P. Holmlund, J. L. Sollid & C. Harris (2001). "Three deep alpine-permafrost boreholes in Svalbard and Scandinavia." Permafrost and Periglacial Processes **12**: 13-25.
- Isaksen, K., D. Vonder Mühll, H. Gubler, T. Kohl & J. L. Sollid (2000). "Ground surface temperature reconstruction based on data from a deep borehole in permafrost at Janssonhaugen, Svalbard." Annals of Glaciology **31**: 287-294.
- Ishikawa, M. (2003). "Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation." Geomorphology **52**: 105-120.
- Ishikawa, M. & K. Hirakawa (2000). "Mountain Permafrost Distribution based on BTS measurements and DC resistivity soundings in the Daisetsu Mountains, Hokkaido, Japan." Permafrost and Periglacial Processes **11**: 109-123.
- Janke, J. R. (2005). "The occurrence of alpine permafrost in the Front Range of Colorado." Geomorphology **67**: 375-389.
- Jobard, S. (2005). "Les glaciers du Haut Arc (Savoie) : caractérisation et impacts de la décrue post-Petit Age Glaciaire." Université de Savoie. **PhD**: 279 p.
- Jomelli, V. (1997). "Géodynamique des dépôts d'avalanches : analyses morphométriques et sédimentologiques." Université Denis Diderot: 252 p.

- Jomelli, V. (2000). "La combe de Laurichard : le Kärkevegge des Alpes françaises." Environnements Périglaciaires 7: 41-46.
- Jomelli, V. & B. Francou (2000). "Comparing the characteristics of rockfall talus and snow avalanche landforms in an Alpine environment using a new methodological approach : Massif des Ecrins, French Alps." Geomorphology 35: 181-192.
- Jones, P. D. & A. Moberg (2003). "Hemispheric and Large-Scale Surface Air Temperature Variations: An Extensive Revision and an Update to 2001." International Journal of Climatology 16: 206-223.
- Kääb, A. (2005). "Remote sensing of mountain glaciers and permafrost creep." University of Zürich: 266 p.
- Kääb, A., M. Chiarle, B. Raup & C. Schneider (2006a). "Climate change impacts on mountain glaciers and permafrost." Global and Planetary Change.
- Kääb, A., R. Frauenfelder & I. Roer (2006b). "On the response of rockglacier creep to surface temperature increase." Global and Planetary Change.
- Kääb, A., W. Haeberli & G. H. Gudmundsson (1997). "Analysing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruben rogk glacier, Swiss Alps." Permafrost and Periglacial Processes 8: 409-426.
- Kääb, A., K. Isaksen, T. Eiken & H. Farbrot (2002). "Geometry and dynamics of two lobe-shaped rock glaciers in the permafrost of Svalbard." Norsk geogr. Tidsskr. 56: 152-160.
- Kääb, A. & T. Reichmuth (2005). "Advance mechanisms of rock glaciers." Permafrost and Periglacial Processes 16: 187-193.
- Kaufmann, V. & R. Ladstädter (2006). Mapping of the 3D surface motion field of Doesen rock glacier (Ankogel group, Austria) and its spatio-temporal change (1954-1998) by means of digital photogrammetry. 9th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography (HMRSC-IX), Graz, Austria,
- Kaufmann, V., R. Ladstädter & G. Kienast (2006). 10 years of monitoring of the Doesen rock glacier (Ankogel group, Austria) - A review of the research activities for the time period 1995-2005. 5th ICA Mountain Cartography Workshop, Bohinj, Slovenia,
- Kaufmann, V., R. Ladstädter & G. K. Lieb (2005). Quantitative assessment of the creep process of Weissenkar rock glacier (Central Alps, Austria). 8th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography, La Paz, Bolivia,
- Keller, F. (1992). "Automated Mapping of Mountain Permafrost Using the Program PERMAKART within the Geographical Information System ARC/INFO." Permafrost and Periglacial Processes 3: 133-138.
- Keller, F. (1998). Permafrost distribution simulation and map, Swiss Alps. Circumpolar Active-Layer Permafrost System (CAPS), version 1.0. IPA.
- Keller, F. & H. Gubler (1993a). "Interaction between snow cover and alpine permafrost, Murtel Corvatsch, Swiss Alps." Sixth International Conferences on Permafrost 1: 332-337.
- Keller, F. & H. Gubler (1993b). Interaction between snow cover and high mountain permafrost Murtel/Corvatsch, Swiss Alps. Permafrost sixth international conference, Beijing, South China University of Technology Press, 332-337.
- Kienast, G. & V. Kaufmann (2004). Geodetic measurements on glaciers and rockglacier in the Hohe Tauern National Park (Austria). 4th ICA Mountain Cartography Workshop, Valle de Nuria, Spain,
- King, L., A. P. Gorbunov & M. Evin (1992). "Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena." Permafrost and Periglacial Processes 3: 73-81.
- Klein Tank, A. M. G., J. B. Wingaard, G. P. Konnen, R. Böhm, G. Demarée, A. Gocheva, *et al.* (2002). "Daily datasets of 20th century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment." International Journal of Climatology 22: 1441-1453.
- Kneisel, C. (2004). "New insights into mountain permafrost occurrence and characteristics in glacier forefields at high altitude through the application of 2D resistivity imaging." Permafrost and Periglacial Processes 15: 221-227.

- Kneisel, C., W. Haeberli & R. Baumhauer (2000a). "Comparison of spatial modelling and field evidence of glacier/permafrost relations in an Alpine permafrost environment." Annals of Glaciology, c International Glaciology Society **31**: 269-274.
- Kneisel, C., C. Hauck & D. Von der Mühl (2000b). "Permafrost below the Timberline Confirmed and Characterized by Geoelectrical Resistivity Measurements, Bever Valley, Eastern Switzerland." Permafrost and Periglacial Processes **11**: 295-304.
- Kneisel, C. & A. Käab (2007). "Mountain permafrost dynamics within a recently exposed glacier forefield inferred by a combined geomorphological, geophysical and photogrammetrical approach." Earth Surface Processes and Landforms (DOI: 10.1002/esp.1488).
- Krysiecki, J.-M. (2007). Rupture du glacier rocheux du Bérard (Alpes de Hautes Provence). Mémoire de M1. Grenoble, Institut de Géographie Alpine: 63.
- Krysiecki, J.-M. (en cours). "Etude de la rupture du glacier rocheux du Bérard : géodésie, géophysique et interférométrie radar." Université de Grenoble. **Master 2** p.
- Ladanyi, B. (2006). "Creep of frozen slopes and ice-filled rock joints under temperature variation." Canad. Journ. of Civil Engineering **33**: 719-725.
- Ladstädter, R. & V. Kaufmann (2004). Change detection of a mountain slope by means of ground-based photogrammetry: A case study in the Austrian Alps. 4th ICA Mountain Cartography Workshop, Vall de Núria, Catalonia, Spain,
- Lambert, A. (1967). "La formation de glace dans les conduits karstiques, les roches fissurées et les pierriers." Revue de géographie physique et de géologie dynamique **9** (4): 321-324.
- Lambiel, C. (2006). "Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités." Université de Lausanne. **PhD**: 260 p.
- Lambiel, C. & R. Delaloye (2004). "Contribution of RTK GPS in the study of creeping mountain permafrost. Examples from the Western Swiss Alps." Permafrost and Periglacial Processes **15**: 229-241.
- Lambiel, C. & R. Delaloye (2005). Le pergélisol dans la région Mont Gelé – Mont Fort. Rapport de recherche 2004-2005. I. d. Géographie, Université de Lausanne. **PhD**: 12.
- Lerjen, M., A. Käab, M. Hoelzle & W. Haeberli (2003). Local distribution pattern of discontinuous mountain permafrost. A process study at Flüela Pass, Swiss Alps. 8th International Conference on Permafrost, Zürich, Balkema, 667-672.
- Lewkowicz, A. G. & M. Ednie (2004). "Probability mapping of mountain permafrost using the BTS method, Wolf Creek, Yukon Territory, Canada." Permafrost and Periglacial Processes **15**: 67-80.
- Leysinger Vieli, G. (2004). "Modeling advance and retreat of alpine and rock glaciers." ETH. **PhD**: 102 p.
- Leysinger Vieli, G. J.-M. C. & G. H. Gudmundsson (2003). Evolution of rock glaciers and alpine glaciers: a model-model approach. 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, Balkema, 673-677.
- Lliboutry, L. (1964). Traité de glaciologie. Paris, Masson. 1040 p.
- Loke, M. H. (2004). Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys: 136.
- Luetschg, M., V. Stoeckli, M. Lehning, W. Haeberli & W. Ammann (2004). "Temperatures in two boreholes at Flüela Pass, Eastern Swiss Alps: the effect of snow redistribution on permafrost distribution patterns in high mountain areas." Permafrost and Periglacial Processes **15**: 283-297.
- Lugon, R. (1996). Etude d'événements provoqués par l'instabilité du permafrost alpin. Rapport final PNR31.
- Makridakis, S. G. & S. C. Wheelwright (1989). Forecasting methods for management New York. p.
- Mann, M. E., R. S. Bradley & M. K. Hugues (1998). "Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries." Nature **392**: 779-787.
- Marchenko, S. S. (2003). Borehole and active-layer monitoring in the northern Tien Shan (Kazakhstan). 8th International Conference on Permafrost, Zürich, Balkema, 101-102.
- Marchenko, S. S., A. P. Gorbunov & V. E. Romanovsky (2006). "Permafrost warming in the

---

Tien Shan Mountains, Central Asia." Global and Planetary Change.

Matsuoka, N. (2001). "Microgelivation versus macrogelivation: towards bridging the gap between laboratory and field frost weathering." Permafrost and Periglacial Processes **12**: 299-313.

Matsuoka, N. (2006). "Monitoring periglacial processes: Towards construction of a global network." Geomorphology **80**: 20-31.

Maurer, H. & C. Hauck (2007). "Instruments and Methods - Geophysical imaging of alpine rock glaciers." Journal of Glaciology **53** (180): 110-120.

Monnier, S. (2004). "Identification, caractérisation et distribution spatiale des glaciers-rocheux dans la haute vallée de l'Arc (Alpes françaises du Nord)." Géomorphologie : relief, processus, environnement (2): 139-156.

Monnier, S. (2006). "Les glaciers-rocheux, objets géographiques. Analyse spatiale multiscalaire et investigations environnementales. Application aux Alpes de Vanoise." Université Paris XII - Val de Marne: 330 p.

Muller, S. W. (1947). Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems, J. W. Edwards. 231 p.

Murazzano, N. (1995). "Bilan de dix années de mesures météorologiques sur la vallée de la Haute Romanche." Université Joseph Fourier. **Maîtrise**: 112 p.

Murton, J. B., J. P. Coutard, J.-P. Lautridou, J.-C. Ozouf, D. A. Robinson & R. B. G. Williams (2001). "Physical modelling of bedrock brecciation by ice segregation in permafrost." Permafrost and Periglacial Processes **12**: 255-266.

New, M. E., M. Hulme & P. D. Jones (2000). "Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of 1901-1996 monthly grids of terrestrial surface climate." Journal of Climate **13**: 2217-2238.

Nickling, W. G. & L. Bennet (1984). "The shear strength characteristics of frozen coarse granular debris." Journal of Glaciology **30**: 348-357.

Noetzli, J., S. Gruber, M. Hoelzle & T. Kohl (2005). Three-dimensional investigation of ground temperatures in steep rock slopes. 2nd European Conference on Permafrost, Potsdam, Alfred-Wegener-Stiftung,

Noetzli, J., S. Gruber, T. Kohl, N. Salzmann & W. Haeberli (2007). "Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography." Journal of geophysical research **112** (F02S13): doi:10.1029/2006JF000545.

Noetzli, J., M. Hoelzle & W. Haeberli (2003). Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors. 8th International Conference on Permafrost, Zürich, Balkema, 827-832.

Nye, J. F. (1952). "The mechanics of glaciers flow." Journal of Glaciology **2**: 82-93.

Otto, J. C. & O. Sass (2006). "Comparing geophysical methods for talus slope investigations in the Turtmann valley (Swiss Alps)." Geomorphology **76**: 257-272.

Parker, D. E. (2004). "Large-scale warming is not urban." Nature **290**: 290.

Paterson, W. S. B. (1994). The Physics of Glaciers, Pergamon Press Ltd. 380 p.

Perruchoud, E. & R. Delaloye (2006). Short-term changes in surface velocities on the Becs-de-Bosson rock glacier (western Swiss Alps). High Mountain Remote Sensing and Cartography IX, Graz,

Pieracci, K. (2006). "Distribution et caractéristiques du pergélisol dans les éboulis calcaires de haute altitude." Université de Lausanne: 143 p.

Ravanel, L., P. Deline, S. Jaillet & A. Rabatel (2007). Eroulements en haute montagne à permafrost : l'exemple du Petit Dru (massif du Mont Blanc), Grenoble, Société Hydrotechnique de France - section glaciologie/nivologie,

Rebetz, M., R. Lugon & P.-A. Baeriswyl (1997). "Climatic change and debris flows in high mountain regions: the case study of the Ritigraben Torrent (Swiss Alps)." Climatic Change **36**: 371-389.

Roer, I. (2005). "Rockglacier kinematics in a high mountain geosystem." University of Bonn. **PhD**: 217 p.

Roer, I., M. Avian, R. Delaloye, C. Lambiel, J.-P. Dousse, X. Bodin, *et al.* (2005a). Rockglacier "speed-up" throughout European Alps - a climatic signal ? 2nd European Conference on Permafrost, Potsdam, Alfred-Wegener-Stiftung, 99-100.

- Roer, I., A. Kaab & R. Dikau (2005b). "Rockglacier acceleration in the Turtmann valley (Swiss Alps): probable controls." Norsk geogr. Tidsskr. **59**: 157-163.
- Sass, O. (2006). "Determination of the internal structure of alpine talus deposits using different geophysical methods (Lechtaler Alps, Austria)." Geomorphology **80**: 45-58.
- Sass, O. & K. Wollny (2001). "Investigations regarding alpine talus slopes using ground-penetrating radar (GPR) in the Bavarian Alps, Germany." Earth Surface Processes and Landforms **26**: 1071-1086.
- Schneider, B. & H. Schneider (2001). "Zur 60jaehrigen Messreihe der kurzfristigen Geschwindigkeitsschwankungen am Blockgletscher im Aeusseren Hochebenkar, Oetztaler Alpen, Tirol." Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **37** (1): 302-316.
- Schoeneich, P. (1993). Cartographie géomorphologique en Suisse - Une bibliographie commentée et des propositions. Travaux et Recherches n°9. I. d. Géographie. Lausanne: 1-13.
- Schoeneich, P., X. Bodin, J.-J. Brun, L. Cécillon, M. Fort, D. Fabre, *et al.* (2007). PERMAFRANCE, Pergélisol de montagne et changement climatique en France, Institut de Géographie Alpine: 60.
- Smith, M. W. & D. W. Riseborough (2002). "Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis." Permafrost and Periglacial Processes **13**: 1-15.
- Stocker-Mittaz, C. (2002). "Permafrost distribution modelling based on energy balance data." University of Zürich. **PhD**: 143 p.
- Stocker-Mittaz, C., M. Hoelzle & W. Haeberli (2002). "Modelling alpine permafrost distribution based on energy-balance data: a first step." Permafrost and Periglacial Processes **13**: 271-282.
- Strozzi, T., A. Kaab & R. Frauenfelder (2004). "Detecting and quantifying mountain permafrost creep from in situ inventory, space-borne radar interferometry and airborne digital photogrammetry." International Journal of Remote Sensing.
- Tenthorey, G. (1993). "Paysage géomorphologique du Haut-Val de Réchy (Valais, Suisse) et hydrologie liée aux glaciers rocheux." Université de Fribourg. **Thèse n°1044** p.
- Thales (2005a). GNSS Solutions - Manuel de référence. 366 p.
- Thales (2005b). Promark 3 - Manuel de référence. 216 p.
- Thibert, E. (2004). Glacier rocheux du Laurichard. Rapport sur les mesures de topographie et de dynamique - 2003, Parc National des Ecrins: 9.
- Thibert, E. (2005). Glacier rocheux du Laurichard. Rapport sur les mesures de topographie et de dynamique - année 2005, Parc National des Ecrins: 10.
- Trarieux, M. (2006). "Etude d'un complexe de formes périglaciaires. Le Vallon de la Route (Hautes Alpes)." Université Joseph Fourier. **Master**: 135 p.
- Trombotto, D., E. Buk & J. Hernández (1997). "Monitoring of mountain permafrost in the Central Andes, Argentina." Permafrost and Periglacial Processes **8**: 123-129.
- Van Vliet-Lanoé, B. (1988). "Teneur en glace et comportement thermique des sols cryoturbés, leurs conséquences pour le développement des contraintes mécaniques dans les sols. Exemples pris au Spitzberg et dans les Alpes." Bulletin du Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. **34**: 119-135.
- Van Vliet-Lanoé, B. (2005). La planète des glaces. Histoire et environnements de notre ère glaciaire. Paris, Vuibert. 470 p.
- Vincent, C. (2002a). "Fluctuations des bilans de masse des glaciers des Alpes françaises depuis le début du 20e siècle au regard des variations climatiques." La Houille Blanche **8**: 1-5.
- Vincent, C. (2002b). "Influence of climate change over the 20th Century on four French glacier mass balances." Journal of Geophysical Research **107**.
- Vincent, C., G. Kappenberger, F. Valla, M. Bauder, M. Funk & E. Le Meur (2004). "Ice ablation as evidence of climate change in the Alps of the 20th Century." Journal of Geophysical Research **109**.
- Vincent, C., E. Le Meur, D. Six & M. Funk (2005). "Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps." Geophysical Research Letter.

- Vincent, C. & M. Vallon (1997). "Meteorological controls on glacier mass balance : empirical relations suggested by measurements on glacier de Sarennes, France." Journal of Glaciology **43**: 131-137.
- Vitek, J. D. & J. R. Giardino (1987). Rock glaciers: a review of the knowledge base. Rock Glaciers. J. R. Giardino, Shroder, J.F., Vitek, J.D. Boston, Allen & Unwin: 1-26.
- Von der Mühl, D. & W. Haeberli (1990). "Thermal characteristics of the permafrost within an active rock glacier (Murtel/Corvatsch, Grisons, Swiss Alps)." Journal of Glaciology **36** (123): 151-158.
- Von der Mühl, D., W. Haeberli & E. Klingelé (1996). Geophysical investigation to determine the structure and stability of a moraine dam at Gruben glacier (Wallis). Internationales Symposium, Interpraevent, Garmisch-Partenkirchen, 123-132.
- Von der Mühl, D., C. Hauck & H. Gubler (2002). "Mapping of mountain permafrost using geophysical methods." Progress in Physical Geography **26** (4): 643-660.
- Von der Mühl, D., M. Hoelzle & W. Haeberli. (1998a). "Active layer and borehole temperatures from Murtel-Corvatsch rock glacier, Grisons, Swiss Alps." Circumpolar Active-Layer Permafrost System (CAPS), version 1.0.
- Von der Mühl, D. & E. Klingelé (1994). "Gravimetric investigation of ice rich permafrost within the rock glacier Murtel-Corvatsch (Upper Engadin, Swiss Alps)." Permafrost and Periglacial Processes **5**: 13-24.
- Von der Mühl, D., T. Stucki & W. Haeberli (1998b). Borehole temperatures in alpine permafrost: a ten year series. Permafrost Seventh International Conference, Yellowknife, Canada, Université de Laval, 1089-1095.
- Von der Mühl, D. S., C. Hauck, H. Gubler, R. McDonald & N. Russil (2001). "New geophysical methods of investigating the nature and distribution of mountain permafrost with special reference to radiometry techniques." Permafrost and Periglacial Processes **12**: 27-38.
- Vonder Mühl, D. (1993). Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins. Zürich, ETH. 100 p.
- Vonder Mühl, D., J. Noetzli, K. Makowski & R. Delaloye, Eds. (2004). Glaciological Report (Permafrost) No. 2/3. Permafrost in Switzerland 97 p.
- Wahrhaftig, C. & A. Cox (1959). "Rock Glacier in the Alaska Range." Bulletin of the Geological Society of America **70**: 383-436.
- Wakonigg, H. (1996). Unterkühlte Schutthalden. Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz. **33**: 209-223.
- Walsh, J. E. (1995). "Long-term observations for monitoring of the cryosphere." Climatic Change **31** (2-4): 369-394.
- Washburn, A. L. (1979). Geocryology - a survey of periglacial processes and environments. London, Edward Arnold. 406 p.
- Wegmann, M., G. H. Gudmundsson & W. Haeberli (1998). "Permafrost changes in rock walls and the retreat of Alpine glaciers: a thermal modelling approach." Permafrost and Periglacial Processes **9**: 23-44.
- Weise, O. (1972). "Zur Bestimmung der Schuttmächtigkeit auf Fussflächen durch Refraktionsseismik." Zeitschrift für Geomorphologie Suppl. **14**: 54-65.
- Williams, P. J. & M. W. Smith (1989). The Frozen Earth : fundamentals of geocryology. Cambridge, Press Syndicate of the University of Cambridge. 307 p.
- Zimmermann, M. (1990). "Periglaziale Murgänge." der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaciologie der ETH Zürich **108**: 89-107.
- Zimmermann, M. & W. Haeberli (1992). "Climatic change and Debris Flow Activity in High-Mountain Areas- A Case Study in the Swiss Alps." Catena Supplement **22**: 59-72.



## Géodynamique du pergélisol de montagne : fonctionnement, distribution et évolution récente. L'exemple du massif du Combeynot (Hautes Alpes)

### Résumé

*La présente étude vise d'une part à comprendre l'état et le fonctionnement du pergélisol de montagne dans le contexte d'un massif cristallin très peu englacé (massif du Combeynot, Hautes Alpes), et d'autre part à en restituer la répartition et l'évolution à des échelles de temps et d'espace variables. Tout d'abord, les dispositifs de suivi du pergélisol, aidés par la succession de trois années contrastées en termes nivo-météorologiques, ont révélé les particularités du fonctionnement thermique de la surface du glacier rocheux de Laurichard. La spatialisation des températures de surface en hiver montre ainsi clairement l'effet de la canicule de l'été 2003 et de l'hiver 2003-2004, fortement et précocement enneigé, ce qui a nettement limité le refroidissement hivernal du sol. Cette relation avec l'enneigement, particulièrement en début d'hiver, ressort également de l'analyse comparée des vitesses d'écoulement du glacier rocheux et des données climatiques au cours des 20 dernières années. A l'échelle de l'ensemble du massif, la relation climat/pergélisol a été abordée par un modèle statistico-empirique rendant compte de l'influence des conditions topoclimatiques sur le pergélisol. Des études de cas menées sur quatre vallons du massif ont toutefois révélé que le contexte géodynamique local et son évolution au cours du Quaternaire sont, à l'échelle du versant et du bassin-versant, primordiales dans la répartition et l'état du pergélisol. Enfin, le réchauffement climatique récent semble avoir eu pour effet une accélération des vitesses de fluage du pergélisol, qui pose la question de la stabilité des versants gelés en cours de dégradation.*

### Abstract

*This study intends to understand the state and the functioning of the mountain permafrost in a crystalline and poorly glacierised massif (Combeynot Massif, Hautes Alpes, France) on one hand, and on the other hand to express its distribution and evolution at variable spatial and temporal scales. First, the monitoring devices, helped by three very different years in nivo-meteorological terms, have revealed some of the main features of the thermal processes at the Laurichard rockglacier surface. The spatialisation of the winter surface temperatures clearly shows the influence of the very warm 2003 summer followed by the snowy 2003-2004 winter, that both contributed to prevent the cooling of the ground. This relation with the seasonal snow history, especially in early winter, is also demonstrated by the analysis of the annual velocity of the rockglacier and of the climatic data during the last two decades. At the scale of the whole massif, the relation climate/permafrost has been modelled by a statistico-empirical relationship which reproduces the influence of the topoclimatic conditions on the permafrost. Four case studies have nevertheless revealed that the geodynamical context and its evolution during the Quaternary are essential in understanding the state and the distribution of the permafrost at slope and watershed scales. Finally, the recent climate warming seems to have induced a temporary speed-up of the creeping velocity of the permafrost, which subsequently arises the question of the stability of degrading slopes.*