

Étude des relations glacier-permafrost dans une marge proglaciaire à forte composante anthropique (Col des Gentianes, Valais, Suisse)



Photos de couverture :

*Au centre : vue sur la marge proglaciaire du
Glacier de Tortin*

*En bas à gauche : bâchage d'une petite partie du
Glacier de Tortin*

En haut à droite : station de référence du DGPS

En bas à droite : matériel de géoélectrique

Remerciements

La réalisation de ce mémoire n'aurait pas été possible sans l'aide et le soutien d'un grand nombre de personnes. Je tiens à exprimer ma reconnaissance à toutes les personnes qui ont contribué, de loin ou de près, à la réalisation de ce travail. Je remercie tout particulièrement :

- **Dr. Christophe Lambiel**, mon directeur de mémoire, pour m'avoir encadré tout au long de ce mémoire. Pour sa disponibilité et pour avoir partagé son savoir sur le permafrost et ses connaissances de la région d'étude.
- **Prof. Emmanuel Reynard**, co-directeur de ce mémoire, pour m'avoir passionné pour la géomorphologie et m'avoir donné l'envie de faire un travail dans le domaine du permafrost.
- **Dr. Reynald Delaloye**, de l'Université de Fribourg, pour le prêt du matériel DGPS et pour ses nombreuses contributions dans le domaine du permafrost qui m'ont souvent servi de référence.
- **Kim Pieracci**, pour les journées de terrains ainsi que ses conseils avisés.
- Les mesures effectuées dans le cadre de ce travail nécessitent de mobiliser un grand nombre de personnes. Il serait impensable de faire certaines mesures tout seul. Un merci particulier va donc à toutes celles et ceux qui m'ont accompagné à près de 3000 m pour prendre des mesures. Il s'agit de : **Sandra Jilani, David Perrette, Matteo Tomasetti, Nicole Gonet, Romaine Boillat, Pascal Gonet, José Carron, Nicolas Cherbuin, Jonathan Cretegny, Philippe Schweizer, Luca Pagano, Gaetan Demaurex, Nicole Darbellay**.
- L'Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne, pour le prêt des piles de géoélectrique. Et spécialement, **Vincent Lation** pour avoir pu disposer de son travail de master et de son temps.
- Les employés de Télé-Nendaz pour les nombreuses informations et observations qu'ils ont partagées avec moi.
- Les sociétés **Télé-Nendaz** et **Télé-Verbier** pour l'accès mécanisé au site d'étude.
- **Sylviane Gross** pour la relecture du mémoire.
- Ma famille, en particulier **mes parents** pour leur soutien durant toutes mes études.
-et ceux ou celles que j'aurais, par mégarde, oublié de citer dans ces quelques lignes.

Table des matières

Remerciements	2
Résumé	6
Liste des figures	7
Liste des tableaux	10
1. Introduction	12
<hr/>	
1.1 Avant-propos	12
1.2 Objectifs du travail	13
1.3 Structure	15
2. Le permafrost alpin des marges proglaciaires dans le contexte du réchauffement climatique	17
<hr/>	
2.1 La notion de permafrost	17
2.1.1 Définition du permafrost	17
2.1.2 Extension et limites spatiales du permafrost	18
2.1.3 Structure du permafrost	19
2.1.4 Nature de la glace contenue dans le permafrost	20
2.1.5 Bilan d'énergie du permafrost	20
2.2 Les marges proglaciaires	22
2.2.1 Définition	22
2.2.2 L'appareil glaciaire	23
2.2.3 Les modifications de la répartition du permafrost suite à l'avancée glaciaire du PAG	24
2.2.4 Spécificités géomorphologiques	27
2.3 Le réchauffement climatique « Global Change »	28

3. Région d'étude (Col des Gentianes, Valais, Suisse)	33
3.1 Situation géographique et choix du site	33
3.2 Cadre géologique	36
3.3 Cadre climatique	36
4. Méthodes	39
4.1 L'observation géomorphologique	39
4.2 Méthodes thermiques	40
4.2.1 Les mesures BTS	40
4.2.2 Les mesures de la température du sol en profondeur (forage)	41
4.3 Méthodes géophysiques	42
4.3.1 La géoélectrique	42
4.3.2 Autres	46
4.4 Les mesures des mouvements de terrains avec GPS différentiel	46
4.5 Traitement des données dans un SIG	48
4.5.1 Introduction aux SIG	48
4.5.2 Eléments intégrés au SIG	49
5. Résultats et Analyses	51
5.1 Observations géomorphologiques	51
5.2 Dynamique du Glacier de Tortin	56
5.2.1 Recul du front du glacier	56
5.2.2 Evolution de la surface du glacier	59
5.2.3 Evolution du volume du glacier	60
5.2.4 Influences des modifications anthropiques sur la dynamique glaciaire	62
5.2.4.1 Le remaniement de la neige	62
5.2.4.2 Couverture partielle du glacier par des bâches	63
5.2.5 Synthèse	64

5.3 Régime thermique du permafrost	66
5.4 Extension du permafrost (résultats mesures de prospection)	73
5.4.1 Propriétés thermiques de surface (mesures BTS)	73
5.4.2 Propriétés électriques de la moraine	76
5.4.2.1 Résultats des sondages géoélectriques	76
5.4.2.2 Résultats des traînés géoélectriques	81
5.5 Mouvements de terrain dans la moraine (résultats des mesures au DGPS)	86
5.5.1 Quelques généralités	86
5.5.2 Mouvements mesurés sur la moraine et en quelques points du glacier	87
5.5.3 Mise en relation des vitesses annuelles de certaines zones avec l'évolution de la température au niveau du sol	91
6. Conclusion	97
<hr/>	
6.1 La distribution du permafrost	97
6.2 La dynamique glaciaire	98
6.3 Les mouvements de la moraine	98
6.4 Perspectives de recherche	99
7. Bibliographie	101
<hr/>	

Résumé

Ce travail s'inscrit dans la problématique de l'évolution du permafrost et des glaciers dans le contexte du réchauffement climatique. Au Petit Age Glaciaire (PAG) beaucoup de glaciers de cirque alpins se sont avancés sur des terrains meubles potentiellement gelés, perturbant fortement la répartition et l'état thermique des corps gelés (Kneissel 2003, Delaloye 2004). Il en résulte une distribution complexe des corps gelés dans la marge proglaciaire et des mouvements de rééquilibrage des terrains déformés par l'avancée glaciaire.

Cette étude s'intéresse à la marge proglaciaire du glacier de Tortin (Mont Fort, Valais; cf. Lambiel 2006), en particulier à sa moraine latérale gauche, fortement anthropisée au niveau du Col des Gentianes (2895 m; présence de la gare de départ du téléphérique du Mont Fort). Des méthodes thermiques (BTS, mesures en forage) et géophysiques (sondages, traînés) ont été utilisées. Associées à la cartographie géomorphologique, ces méthodes ont montré leur efficacité dans la prospection du pergélisol. Les mouvements de la moraine ont, quand à eux, été mesurés à l'aide d'un GPS différentiel. Du fait de son importante composante anthropique, la marge proglaciaire du glacier de Tortin apparaît comme un site particulièrement propice à l'étude des relations glacier-permafrost et des interactions entre les activités humaines et le milieu naturel.

Les mesures effectuées ont permis d'établir une carte de la distribution du permafrost dans la marge proglaciaire. Cette distribution présente un certain nombre de différences avec celle obtenue par différents modèles de simulation du permafrost. Ainsi, malgré l'altitude relativement élevée de la zone d'étude, il y a localement absence de permafrost, comme dans les zones récemment désenglacées à l'avant du glacier. Dans certaines parties de la moraine, la présence de glace massive a pu être attestée lors de travaux d'excavations (construction des bâtiments, aménagement des pistes de ski). Dans la partie interne de la moraine, des affleurements de glace morte ont pu être observés. Malgré cela, les résistivités électriques mesurées dans la moraine demeurent en général relativement faibles. L'état thermique du permafrost (-0.7°C au niveau du forage) pourrait en être une des causes possibles.

Le rééquilibrage de la moraine en direction du glacier suite au retrait de ce dernier a pu être mis en évidence. Des différences saisonnières et zonales importantes ont été constatées. Les vitesses mesurées ont également pu être mises en relation avec l'évolution des températures au niveau du sol. Cependant, le tassement d'une partie de la moraine consécutivement à la fonte au toit du permafrost et le fluage observé en direction du glacier ne semblent pas affecter la stabilité des bâtiments construits sur la moraine.

Liste des figures

<i>Figure 1 : Illustration de la structure du permafrost (French 1996).....</i>	<i>- 19 -</i>
<i>Figure 2 : Echanges d'énergies dans le cas d'une moraine gelée (Gruber 2005 modifié).....</i>	<i>- 21 -</i>
<i>Figure 4 : Modélisation grossière de la répartition du permafrost dans la région d'étude (données : Atlas de la Suisse – simulation PERMABAL).....</i>	<i>- 26 -</i>
<i>Figure 5 : Carte topographique avec modélisation de la distribution du permafrost dans la zone des Gentianes (données : Office fédéral de l'environnement OFEV).</i>	<i>- 27 -</i>
<i>Figure 6 : Différentes projections de l'évolution des températures d'ici 2100 (données : MétéoSuisse, figure issue du site www.sma.ch).....</i>	<i>- 29 -</i>
<i>Figure 7 : Illustration de l'intensification du réchauffement ces dernières années par rapport à la norme annuelle basée sur les années 1961-1990 (données MétéoSuisse, figure issue du site www.sma.ch)</i>	<i>- 30 -</i>
<i>Figure 8 : Photo du glacier de Tortin prise durant l'été caniculaire 2003 illustrant l'absence de couverture neigeuse et la dégradation des faces en glace. (Photo : C. Lambiel).....</i>	<i>- 31 -</i>
<i>Figure 9 : Localisation géographique de la zone d'étude.....</i>	<i>- 33 -</i>
<i>Figure 10 : Carte topographique de la région.....</i>	<i>- 34 -</i>
<i>Figure 11: Quelques photos générales de la région d'étude.....</i>	<i>- 35 -</i>
<i>Figure 12 : Cadre géologique.....</i>	<i>- 36 -</i>
<i>Figure 13 : Interpolation des mesures de précipitations tiré de l'Atlas de la Suisse (données : Atlas Hydrologique de la Suisse).....</i>	<i>- 37 -</i>
<i>Figure 15 : Forage dans la moraine latérale gauche du glacier de Tortin (photo C. Lambiel).....</i>	<i>- 42 -</i>
<i>Figure 16 : Matériel de géoélectrique (voltmètre, ampèremètre, piles, cables).....</i>	<i>- 45 -</i>
<i>Figure 17 : Principe du fonctionnement du DGPS.....</i>	<i>- 47 -</i>
<i>Figure 18 : Position des 71 points de DGPS</i>	<i>- 47 -</i>
<i>Figure 19 : Station GPS de référence « Base »</i>	<i>- 48 -</i>
<i>Figure 20 : Mesure d'un point avec le GPS mobile.....</i>	<i>- 48 -</i>
<i>Figure 21: Les différentes couches d'informations constituant un SIG</i>	<i>- 49 -</i>
<i>Figure 22 : Niches d'arrachements dans les pentes d'éboulis au-dessus de la rive droite du Glacier de Tortin.</i>	<i>- 52 -</i>
<i>Figure 23 : Glace morte à l'aval de la station du téléphérique du Mont Fort.....</i>	<i>- 52 -</i>
<i>Figure 24 : Travaux d'abaissement de la route menant au glacier (octobre 2006)..</i>	<i>- 53 -</i>
<i>Figure 25 : Glace massive mise à jour lors des travaux d'abaissement de la route menant au glacier (Photos : C. Lambiel).....</i>	<i>- 53 -</i>

<i>Figure 26 : Ligne de faiblesse liée aux mouvements de rééquilibrage en direction du glacier.....</i>	<i>- 54 -</i>
<i>Figure 27 : Petit lac proglaciaire</i>	<i>- 54 -</i>
<i>Figure 28 : Surcreusement de la glace par les eaux du lac</i>	<i>- 54 -</i>
<i>Figure 29 : Carte géomorphologique de la région des Genticanes.....</i>	<i>- 55 -</i>
<i>Figure 30 : Variations annuelles de la position du front du Glacier de Tortin entre 1892 et 2005 (Réseau suisse des observations glaciaires VAW modifié).</i>	<i>- 57 -</i>
<i>Figure 31 : Variations des fronts glaciaires de différents glaciers suisses ayant une orientation et une surface comparable à celle Glacier de Tortin.</i>	<i>- 58 -</i>
<i>Figure 32 : Disparition probable du Glacier de Tortin (2050) en fonction de la tendance polynomiale du retrait de son front.</i>	<i>- 59 -</i>
<i>Figure 33 : Estimation de la disparition du Glacier de Tortin en fonction de la tendance de diminution de sa surface (fonction polynomiale).....</i>	<i>- 60 -</i>
<i>Figure 34 : Profondeur du bedrock obtenue par gravimétrie et géoradar (Lation 2006 modifié).....</i>	<i>- 61 -</i>
<i>Figure 35 et Figure 36 : Retrait marqué du glacier dans le versant sous le Mont Fort, été 2003 (Photos : C. Lambiel)</i>	<i>- 62 -</i>
<i>Figure 37 : Conséquences du remaniement de la neige dans le cadre de l'exploitation du domaine skiable.....</i>	<i>- 63 -</i>
<i>Figure 38 : Bâches de protection.....</i>	<i>- 64 -</i>
<i>Figure 39 : Dégâts suite à une tempête de foehn.....</i>	<i>- 64 -</i>
<i>Figure 40 : Localisation du forage</i>	<i>- 66 -</i>
<i>Figure 41 : Evolution des températures proches de la surface (niveau actif) sur quatre années consécutives</i>	<i>- 67 -</i>
<i>Figure 42 : Profil thermique 2002/2003</i>	<i>- 68 -</i>
<i>Figure 43 : Profil thermique 2005/2006</i>	<i>- 68 -</i>
<i>Figure 44 : Tendances des moyennes mobiles (calculée sur 365j) de novembre 2003 à octobre 2006.....</i>	<i>- 68 -</i>
<i>Figure 45 : Evolution de la température à différentes profondeurs. On remarque une atténuation des variation et un décalage temporelle des inflexions avec la profondeur.....</i>	<i>- 69 -</i>
<i>Figure 46 : Evolution des températures proche de la surface 2004/2005. Les flèches indiquent les périodes où les températures dans le niveau actif évoluent de manière inverse par rapport à la température de l'air.</i>	<i>- 70 -</i>
<i>Figure 47 : Evolution des températures proche de la surface 2005/2006. On constate pas d'inversion marquée entre les températures dans le niveau actif et la température de l'air comme lors de l'hiver précédent.....</i>	<i>- 71 -</i>
<i>Figure 48 : Localisation des mesures BTS. Les points de la zone A et de la zone C ont été faits le 10.03.05. Les points de la zone B datent du 11.03.05</i>	<i>- 73 -</i>
<i>Figure 49 : Résultats des mesures BTS après krigeage</i>	<i>- 74 -</i>

<i>Figure 50 : Localisation des sondages géoélectriques</i>	<i>- 76 -</i>
<i>Figure 51 : Sondages géoélectriques Ge-1 et Ge-2 effectués sur la moraine des Gentianes au sud de la gare inférieure du téléphérique du Mont Fort (Lambiel 2006 modifié).</i>	<i>- 77 -</i>
<i>Figure 52 : Sondage Ge-3 réalisé dans le flanc de la moraine des Gentianes. Le modèle de la branche sud est problématique puisqu'il ne correspond pas aux observations géomorphologiques.</i>	<i>- 78 -</i>
<i>Figure 53 : Sondages Ge-4 et Ge-5 réalisés dans la partie aval de la marge proglaciaire.</i>	<i>- 79 -</i>
<i>Figure 54 : Sondages Ge-6 et Ge-7 réalisés au sud de la marge. Le sondage Ge-6 a été réalisé sur le versant sud-ouest du col des Gentianes.</i>	<i>- 80 -</i>
<i>Figure 55 : Résistivités apparentes des trainés géoélectriques Tr_G1 et Tr_G2 avec un écartement inter-électrode de 15m.</i>	<i>- 82 -</i>
<i>Figure 56 : Résistivités apparentes des trainés géoélectriques Tr_G3 et Tr_G4 avec un écartement inter-électrode de 15m.</i>	<i>- 83 -</i>
<i>Figure 57 : Front du glacier. La moraine dans cette partie est détrempée en surface et le sondage Ge-4 semble indiquer l'absence de permafrost.</i>	<i>- 84 -</i>
<i>Figure 58 : Distribution du permafrost dans la marge proglaciaire de Tortin.</i>	<i>- 85 -</i>
<i>Figure 59 : Les fondations de la station de départ du téléphérique du Mont Fort sont visibles sur près de 2m. C'est une des conséquences des mouvements importants que subit la moraine.</i>	<i>- 86 -</i>
<i>Figure 60 : Les mouvements verticaux sont plus marqués sur le glacier</i>	<i>- 87 -</i>
<i>Figure 61 : Déplacements horizontaux et verticaux entre le 21.09.04 et le 14.07.05-</i>	<i>89 -</i>
<i>Figure 62 : Déplacements horizontaux et verticaux entre le 14.07.05 et le 30.09.05. Les mouvements verticaux des points situés sur le glacier (non couvert) ne sont pas représentés afin de faciliter la lecture et l'analyse de la carte.</i>	<i>- 90 -</i>
<i>Figure 63 : Déplacements horizontaux et verticaux entre le 30.09.05 et le 24.07.06-</i>	<i>90 -</i>
<i>Figure 64 : Déplacements horizontaux entre le 24.07.06 et le 18.10.06. Les mouvements verticaux de l'été 06 ne sont pas représentés.</i>	<i>- 91 -</i>
<i>Figure 65 : Vitesses annuelles d'une sélection de points sur le dos de la moraine (partie supérieure) mises en parallèle avec l'évolution de la température du sol (moyenne mobile).</i>	<i>- 92 -</i>
<i>Figure 66 : Vitesses annuelles d'une sélection de points sur la route inférieure qui se trouve au niveau du forage mises en parallèle avec l'évolution de la température du sol (moyenne mobile).</i>	<i>- 93 -</i>
<i>Figure 67 : Glace massive mise à jour lors des travaux d'abaissement de la route à proximité du forage en octobre 2006 (photo : C. Lambiel)</i>	<i>- 93 -</i>
<i>Figure 68 : Vitesses annuelles d'une sélection de points sur le flanc de la moraine mises en parallèle avec l'évolution de la température du sol (moyenne mobile).</i>	<i>- 94 -</i>

Figure 69 : Vitesses annuelles d'une sélection de points sur le glacier et sur les dépôts morainiques qui couvrent une partie du glacier (glacier couvert) mises en parallèle avec l'évolution de la température du sol (moyenne mobile)..... - 94 -

Liste des tableaux

Tableau 1 : Résistivités spécifiques de divers matériaux obtenues dans le cadre de différents travaux (Gibas et al. 2005 modifié) - 43 -

Tableau 2 : Variations de la position du front du Glacier de Tortin depuis 1979 (données : Réseau suisse des observations glaciaires)..... - 56 -

Tableau 3 : Résumé des campagnes de mesures DGPS réalisées sur la moraine des Gentianes..... - 86 -

Introduction

1. Introduction

1.1 Avant-propos

Dans le contexte actuel du réchauffement climatique, le milieu naturel alpin est soumis à d'importants changements. L'expression la plus spectaculaire de ce réchauffement est, sans aucun doute, la fonte extrêmement prononcée des glaciers. Mais il n'y a pas que les glaciers qui souffrent de la hausse des températures, il en va de même pour le permafrost¹, c'est-à-dire les portions du sous-sol gelées en permanence.

Les glaciers suisses font depuis longtemps l'objet d'un suivi régulier, de nos jours c'est le Réseau Suisse d'Observations Glaciaires qui s'occupe de ces relevés. L'évolution et plus particulièrement le recul de ces dernières années des glaciers suisses sont donc bien documentés. Il n'en est pas de même en ce qui concerne le permafrost. Les connaissances sur la répartition spatiale et sur l'évolution du permafrost face au réchauffement climatique sont encore lacunaires. En effet, les mécanismes qui régissent l'apparition et la répartition du permafrost sont extrêmement complexes et sont étroitement liés à certains paramètres locaux. Plusieurs études récentes ont par exemple montré les spécificités de la répartition du permafrost dans les éboulis (Delaloye 2004, Lambiel 2006, Pieracci 2006).

Face aux questions qui se posent sur les modifications du permafrost consécutivement au réchauffement climatique, des projets de monitoring du permafrost ont vu le jour récemment. En Suisse, il s'agit du projet PERMOS (Permafrost Monitoring Switzerland, cf. Von der Mühl et al. 2004) et en Europe du projet PACE (Permafrost and Climate in Europe, cf. Harris et al. 2001).

L'étude du permafrost apparaît comme étant de plus en plus importante, notamment puisqu'il semblerait que la dégradation du permafrost implique une augmentation des instabilités de terrain. En effet, certaines études ont mis en évidence une accélération de certains glaciers rocheux (Akerman 2005, Lambiel et Delaloye 2004, Käab et al. 2005, Roer 2005). Ces instabilités affectent également les parois rocheuses (Davies et al. 2003, Nötzli et al. 2004). Le retrait des glaciers peut, quant à lui, engendrer des mouvements de rééquilibrage dans le cas des moraines de poussées (Delaloye 2004, Lambiel 2006).

Les travaux de recherche sur les conséquences du réchauffement climatique se justifient aussi par la forte densité d'activités et d'infrastructures humaines en moyenne et haute montagne dans l'arc alpin. Ces dernières sont en effet les

¹ Le permafrost est une notion centrale de ce travail, le chapitre 2 est entièrement consacré à la définition de cette notion.

premières à subir les conséquences des modifications du milieu glaciaire et périglaciaire.

En Suisse, on estime que 4 à 6% de la surface du territoire est soumise à des conditions de gel permanent et que 2 à 3 % du territoire est occupé par les glaciers (Keller et al. 1998). Le permafrost n'est donc pas un phénomène marginal.

On constate également que l'opinion publique s'intéresse de plus en plus au permafrost, notamment suite aux événements spectaculaires de l'été 2003 comme l'éboulement qui s'est produit au Cervin et qui a nécessité le sauvetage de près de 100 personnes.

Une proportion importante des travaux sur le permafrost alpin est axée sur l'étude des glaciers rocheux. En effet, ces derniers apparaissent comme les formes les plus spectaculaires liées au permafrost (Barsch 1992, Haeberli 1996, Käab et al. 2003). La modélisation de la distribution du permafrost ainsi que la compréhension du régime thermique du permafrost ont également fait l'objet de nombreuses études. Par contre, la distribution et les caractéristiques du permafrost dans les marges proglaciaire² sont encore mal connues. Ce n'est qu'assez récemment que plusieurs études ont été menées dans des marges proglaciaires et leurs moraines (Devaud 1999, Delaloye et al. 2003, Delaloye 2004, Kneisel 1999). Ce travail s'inscrit dans la lignée de ces derniers travaux puisque l'objet de l'étude est également une marge proglaciaire.

1.2 Objectifs du travail

D'une manière générale, ce travail s'inscrit dans la problématique de l'évolution du permafrost et des glaciers dans le contexte du réchauffement climatique. Le but est de **contribuer à une meilleure compréhension de la répartition du permafrost dans une marge proglaciaire et du rôle des glaciers dans cette répartition.**

L'objet de l'étude³ est la marge proglaciaire du Glacier de Tortin (Val de Nendaz, Valais, Suisse). Il s'agit d'une région faisant partie du domaine skiable des 4 Vallées et qui, de ce fait, possède une forte composante anthropique (téléphériques, restaurant, routes).

Les conditions périglaciaires avant le Petit Age Glaciaire (PAG) étaient relativement semblables à celles rencontrées aujourd'hui. Ainsi, au Petit Age Glaciaire (PAG) beaucoup de glaciers de cirque alpins, comme le glacier de Tortin, se sont avancés sur des terrains meubles potentiellement gelés, perturbant de manière mécanique et thermique la répartition et l'état thermique des corps gelés (Kneissel 2003, Reynard et al 2003, Delaloye 2004). Il en résulte une distribution complexe des corps gelés dans la marge ainsi que des mouvements de rééquilibrage dans le cas de la moraine de poussée des Gentiannes.

² Le terme de marge proglaciaire désigne les zones se situant en bordure d'un glacier. Cette notion est détaillée au chapitre 2.2

³ La région d'étude est traitée de manière détaillée au chapitre 3.

Dans un premier temps, d'un point de vue statique, ce travail cherche à **mettre en évidence la distribution spatiale du permafrost dans la marge proglaciaire du Glacier de Tortin**. D'une manière plus détaillée, les buts de cette première approche sont de :

- a) cartographier la répartition spatiale du permafrost dans les dépôts morainiques historiques
- b) identifier les différents types de glace rencontrés (congélation/sédimentaire)
- c) mettre en évidence l'état thermique du permafrost

Pour cela, différentes méthodes vont être employées (cf. 4.). Il s'agit de méthodes thermiques (BTS, forage) et géoélectriques (sondages, traînés) qui, associées à la cartographie géomorphologique, ont montré leur efficacité dans la prospection du permafrost.

Dans un deuxième temps, d'un point de vue dynamique, il va s'agir **d'analyser la dynamique du Glacier de Tortin et les déformations (mouvements) de la moraine latérale gauche**. D'une manière plus détaillée, les buts de cette deuxième approche sont de :

Pour la dynamique glaciaire :

- a) cartographier les limites actuelles du glacier
- b) reconstituer l'évolution du glacier de Tortin depuis la fin du PAG (limites du front, évolution de la surface et du volume)
- c) effectuer des comparaisons avec d'autres glaciers
- d) proposer des scénarios sur l'évolution future du glacier

Pour la dynamique de rééquilibrage de la moraine :

- e) déterminer les vitesses de déformation de la moraine latérale gauche
- f) mettre en évidence les différences entre les déplacements estivaux et hivernaux
- g) déterminer s'il existe un lien entre les mouvements de la moraine et l'évolution de la température au niveau du sol

Les mouvements de la moraine ont été mesurés à l'aide d'un GPS différentiel alors que l'analyse de la dynamique glaciaire a nécessité un travail de compilation et d'analyse de divers documents.

Dans un troisième temps, d'un point de vue écologique, l'étude s'intéresse **aux relations et aux influences réciproques entre les aménagements anthropiques et le milieu naturel** (la marge proglaciaire).

La problématique est double, d'un côté la dégradation du permafrost et du glacier de la marge pose un certain nombre de problèmes à l'exploitant du domaine skiable qui implique parfois la réalisation de travaux. D'un autre côté, les modifications anthropiques peuvent à leur tour avoir un impact sur la dynamique glaciaire ou sur le permafrost (perturbations thermiques).

Une étude quantitative approfondie des conséquences de l'intense activité anthropique au Col des Gentianes sur le permafrost de la marge proglaciaire dépasse le cadre de l'étude. Cependant, quelques questions peuvent être traitées pour ne pas négliger totalement la forte composante anthropique de cette marge proglaciaire. Ces questions sont :

- a) Quels sont les effets visibles des actions anthropiques sur les formes de la marge ? (ex : routes au travers de la moraine, aplanissement/terrassement de la moraine).
- b) Peut-on déceler une influence des aménagements sur la répartition du permafrost autour de la station du Mont-Fort ?
- c) Quelle est l'influence du réchauffement (fonte du glacier/dégradation du permafrost) sur les activités et les infrastructures touristiques? Quels sont les projets pour faire face aux conséquences du réchauffement ? De quelle manière veut/peut-on y faire face ?

1.3 Structure

Dans le chapitre 2, le travail va dresser le cadre théorique dans lequel s'inscrit l'étude. Pour cela, la notion de permafrost sera définie de manière plus approfondie (cf. 2.1), il sera aussi question de la notion de marge proglaciaire (cf. 2.2). Un chapitre sur le réchauffement climatique permettra de décrire le contexte climatique dans lequel s'inscrit ce travail (cf. 2.3).

Par la suite, il s'agira de familiariser le lecteur avec la région d'étude (cf. 3). Ensuite, les différentes méthodes utilisées pour la réalisation de ce mémoire vont être discutées (cf. 4).

Les divers résultats vont être présentés et analysés dans le chapitre 5. La première partie du chapitre 5 est consacrée aux observations géomorphologiques (cf. 5.1). Cette partie est suivie par une analyse de la dynamique glaciaire (cf. 5.2). Il sera ensuite question du régime thermique du permafrost (cf. 5.3) et des mesures BTS (cf. 5.4.1). Les propriétés électriques de la marge seront également traitées (cf. 5.4.2). Finalement, les résultats des mouvements de terrain enregistrés dans une partie de la moraine concluent le chapitre 5 (cf. 5.5).

Le dernier chapitre est consacré à la conclusion et aux perspectives de recherche (cf. 6).

Le permafrost alpin dans le contexte du réchauffement climatique

2. Le permafrost alpin dans le contexte du réchauffement climatique

2.1 La notion de permafrost

Les chapitres suivants traitent du permafrost, qui est une notion centrale de ce travail. Dans un premier temps, il va s'agir de définir le permafrost (cf. 2.1.1). Par la suite, un certain nombre de points seront traités comme : les limites spatiales du permafrost (cf. 2.1.2), la structure du permafrost (cf. 2.1.3), la nature de la glace contenue dans le permafrost (cf. 2.1.4) et finalement le bilan d'énergie du permafrost (cf. 2.1.5).

2.1.1 Définition du permafrost

Une des premières définitions du permafrost, aussi appelé pergélisol, est celle de Muller (1947) qui définit le permafrost de la manière suivante : « *Permanently frozen ground or permafrost is defined as a thickness of soil or other superficial deposit, or even bedrock, at a variable depth beneath the surface of the earth, in which a temperature below freezing has existed continually for a long time. Permanently frozen ground is defined exclusively on the basis of temperature, irrespective of texture, degree of induration, water content or lithological character* ». Cet énoncé est très proche de la définition aujourd'hui communément admise qui définit le permafrost **comme un terrain de sub-surface dont la température reste inférieure à 0°C pendant une année au moins.**

On constate que le permafrost est défini de manière thermique, ce qui n'implique pas forcément la présence de glace même si cela est souvent le cas. D'autre part, cette définition s'applique à tout type de terrain. En effet, le permafrost ne se limite pas à des substratums de type sédimentaire mais concerne également le bedrock et les parois.

Cependant, quelques compléments doivent être apportés à cette définition. En effet, comme le rappelle Delaloye (2004), cette définition omet le cas où la température du permafrost est proche de 0°C, donc égale au point de fusion de la glace et au point de gel de l'eau (équilibre de phase). Une situation qu'on rencontre en général à la base du permafrost mais surtout aux marges de son domaine d'existence.

Dans le contexte du réchauffement climatique, on peut s'attendre à ce que ce type de permafrost (soit tempéré, voir plus bas) devienne de plus en plus fréquent.

Delaloye (2004) propose trois classes qui distinguent le permafrost en fonction de son état thermique. Ainsi, le permafrost est dit :

- **froid** : lorsque sa température annuelle moyenne est inférieure à -0.5°C (distinctement différente du point de fusion) et qu'aucune valeur instantanée n'est égale au point de fusion.
- **tempéré** : lorsque sa température est invariablement égale à 0°C (point de fusion).
- **semi-tempéré** : lorsque sa température se situe entre 0°C et -0.5°C , en d'autres termes proche du point de fusion ou lorsque certaines valeurs instantanées sont occasionnellement égales à 0°C .

Cet état thermique du permafrost dépend d'un bilan d'énergie qui sera traité plus loin (cf. 2.1.5).

2.1.2 Extension et limites spatiales du permafrost

Le permafrost est loin d'être un phénomène marginal. En effet, on estime qu'environ 20% des surfaces émergées terrestres sont concernées par le permafrost (Harris 1986). Dans les Alpes suisses, c'est environ 4 à 6% du territoire qui est soumis à des conditions de gel permanent, ce qui est environ le double de la surface occupée par les glaciers actuellement (Keller et al. 1998).

Selon le taux d'occupation spatiale du permafrost dans une zone, il est possible de faire une distinction entre le :

- **permafrost continu** : lorsque plus de 80% d'une zone est affectée par le permafrost.
- **permafrost discontinu** : lorsque 30 à 80% d'une zone est affectée par le permafrost.
- **permafrost sporadique** : lorsque les surfaces concernées sont inférieures à 30%.

Dans les Alpes, la limite inférieure du permafrost semble, à priori, correspondre à des altitudes bien définies. En effet, on situe généralement cette limite vers 2400m d'altitude en exposition nord et 2700m en exposition sud (Haerberli 1975). Notons qu'en se basant sur un inventaire des glaciers rocheux de la région de Bagne-Hérémente, des valeurs identiques ont été obtenues pour la région des Gentianes (Lambiel 1999).

Cependant, il faut rappeler que ces limites sont des valeurs moyennes de références qui peuvent localement présenter des variations importantes avec la réalité du terrain. En effet, plusieurs travaux ont pu mettre en évidence de nouveaux mécanismes régissant la distribution du permafrost, notamment dans les éboulis. Ainsi, Delaloye (2004) mais aussi Lambiel (2006) ont pu attester de la présence de permafrost à « basse altitude », parfois plus de 1000 m en

dessous des valeurs limites de références mentionnées plus haut. Inversement, l'absence de permafrost dans la partie supérieure de certains éboulis de haute altitude a également été constatée (Delaloye 2004, Lambiel 2006, Pieracci 2006).

Dans les marges proglaciaires, la distribution du permafrost est aussi relativement complexe, suite aux perturbations engendrées par l'avancée glaciaire du PAG (cf. 2.2.3). Les altitudes de références des limites inférieures du permafrost sont ainsi également difficilement applicables à ce type de terrain. D'une manière générale, on peut remettre en question, ou du moins s'interroger sur la validité de ces valeurs arbitraires de références des limites spatiales du permafrost.

2.1.3 Structure du permafrost

A proximité de la surface, on trouve une portion de terrain qui ne gèle que l'hiver et qui dégèle en été, c'est la « couche active » aussi appelée « niveau actif ». Cette couche possède une épaisseur relativement faible puisqu'elle varie généralement entre 2 et 5 m.

Sous la couche active se trouve la couche de terrain gelée, le permafrost proprement dit, dont l'épaisseur peut considérablement varier. En effet, il peut atteindre plus de 500 m de profondeur dans les régions polaires. Dans les Alpes, il mesure le plus souvent que quelques dizaines de mètres. La limite entre la couche active et le permafrost est appelée « toit » du permafrost.

Sous le permafrost, en raison du flux géothermique, on trouve toujours une lithosphère non gelée à partir d'une certaine profondeur. La figure 1 illustre ces différentes couches.

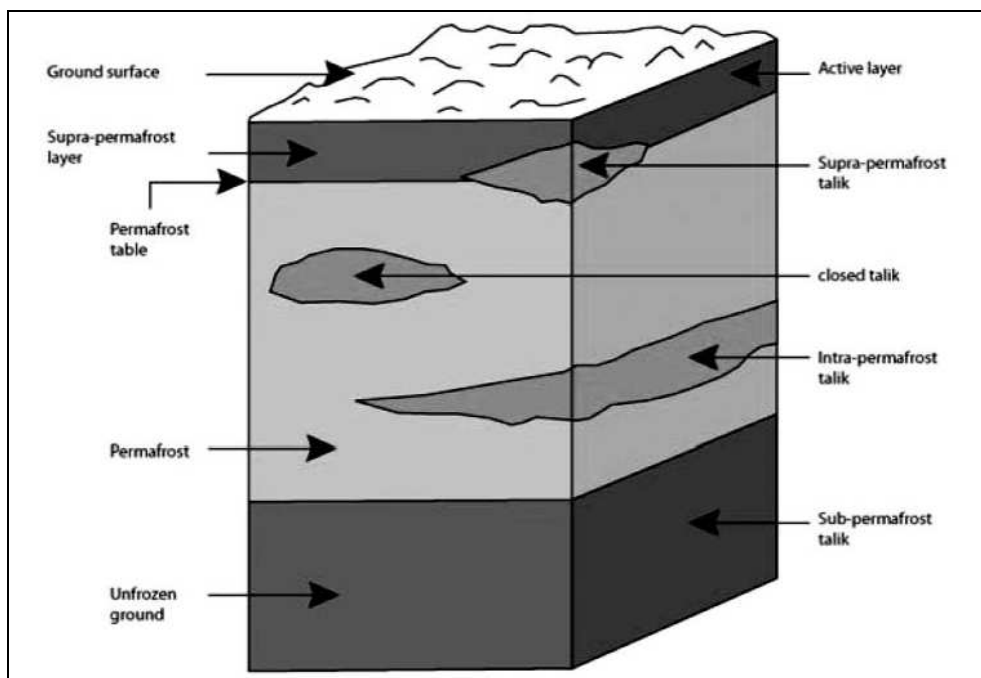


Figure 1 : Illustration de la structure du permafrost (French 1996)

2.1.4 Nature de la glace contenue dans le permafrost

Comme expliqué au chapitre 2.1.1, le permafrost est un phénomène thermique qui n'implique pas forcément la présence de glace. Cependant, il est relativement courant de trouver de la glace, soit sous forme de lentilles, soit sous forme de glace massive à l'intérieur de ce dernier.

Il est possible de faire une distinction selon l'origine de cette glace (Haeberli et Vonder Mühl 1996). Ainsi, on parle de glace :

- **sédimentaire** : lorsque qu'elle est le fruit de la « névéification », c'est-à-dire qu'elle c'est formée par la transformation de la neige en glace par compaction. C'est principalement la glace de glaciers qui possède une origine sédimentaire.
- **de congélation** : lorsqu'il s'agit de glace formée par le gel/regel de l'eau de percolation. C'est sans doute l'origine la plus fréquente pour la glace contenue dans un permafrost (Sawada 2003).

Les propriétés physiques de ces deux types de glace permettent de les différencier relativement aisément à l'aide de mesures géoélectriques (cf. 4.3.1). En effet, la glace sédimentaire est généralement beaucoup plus résistante (parfois $>10\text{M}\Omega\text{m}$) que la glace de congélation ($<2\text{M}\Omega\text{m}$).

Dans le cas d'une marge proglaciaire, il devrait normalement être possible de mettre en évidence des morceaux de glace morte conservés sous une couverture de débris. Parfois, cela permet aussi de prouver l'existence d'un glacier enterré. Toutefois, les valeurs de références mentionnées plus haut doivent être considérées avec une certaine prudence. En effet, des résistances nettement plus faibles ont parfois pu être mesurées comme sur le glacier couvert des Ignes (Val d'Arolla, Valais, Suisse) (Delaloye 2004).

2.1.5 Bilan d'énergie du permafrost

La présence et l'évolution du permafrost dépendent d'un bilan d'énergie thermique qui résulte globalement des échanges d'énergies entre l'atmosphère et le sous sol (Delaloye 2006, Hoesle et al. 2001). Plus précisément, ce bilan dépend des échanges énergétiques qui ont lieu entre « l'atmosphère et le toit du pérégisol via la couche de neige, lorsqu'elle existe, la surface du sol et la couche active » (Stocker-Mittaz et al. 2002).

Ce bilan thermique dépend de plusieurs éléments, dont les principaux sont : la moyenne annuelle de la température de l'air (MAAT), le rayonnement solaire, les caractéristiques de la surface du sol et de la couche active et, finalement, l'enneigement. Ces différents paramètres relèvent de différentes échelles en fonction desquelles il est possible de les classer (Gruber 2005, Lambiel 2006). Ces trois échelles sont :

- **L'échelle régionale** : le climat se rattache à cette échelle régionale. Du climat découle directement la MAAT qui a une influence primordiale

sur le bilan thermique. Le rayonnement solaire dépend également en partie du climat.

- **L'échelle locale :** Avec des facteurs comme la topographie et la géomorphologie qui influencent grandement le rayonnement solaire.
- **L'échelle de l'objet :** A cette échelle, il s'agit de facteurs tel que les caractéristiques de la couche active (granulométrie, porosité) ou encore la nature de la surface du sol (couverture végétale, rugosité, albédo). La couverture neigeuse est également un paramètre très important comme l'ont montré de nombreuses études (Delaloye 2004, Ehrler 1998, Hoesle et al. 1999).

Il est relativement aisé d'intégrer les paramètres régionaux et locaux dans des modèles mathématiques permettant de simuler la répartition du permafrost. Les paramètres à l'échelle de l'objet, comme la nature du terrain, sont, quant à eux, nettement plus difficiles à intégrer dans une modélisation et l'influence de ces derniers est loin d'être négligeable. Cela a notamment été mis en évidence par les résultats de travaux récents sur la distribution du permafrost dans les éboulis (Delaloye 2004, Herz 2006, Lambiel 2006, Pieracci 2006).

La modélisation de la répartition du permafrost est également relativement difficile dans le cas des marges proglaciaires. En effet, la distribution du permafrost dans les marges proglaciaires est souvent complexe puisqu'elle résulte des modifications mécaniques et thermiques engendrées par l'avancée de l'appareil glaciaire sur des terrains potentiellement gelés (Delaloye 2004, Kneisel 1999, Reynard et al. 2003).

Il faut également mentionner que les propriétés thermiques du matériel morainique sont encore mal connues. Il semblerait que les échanges d'énergies horizontaux par advection soient moins importants que dans les éboulis par exemple (Gruber 2005). En effet, on trouve davantage de matériaux fins dans les moraines et donc moins d'espaces vides que dans les éboulis ou les glaciers rocheux. Les transferts de chaleur par le déplacement des masses d'air sont donc plus difficiles dans de la moraine que dans un éboulis. Toutefois, au niveau du toit du permafrost et dans le niveau actif, on peut penser que des échanges thermiques advectifs sont possibles (Lambiel 2006).

La figure 2 schématise les échanges d'énergies qui ont lieu dans un corps sédimentaire morainique.

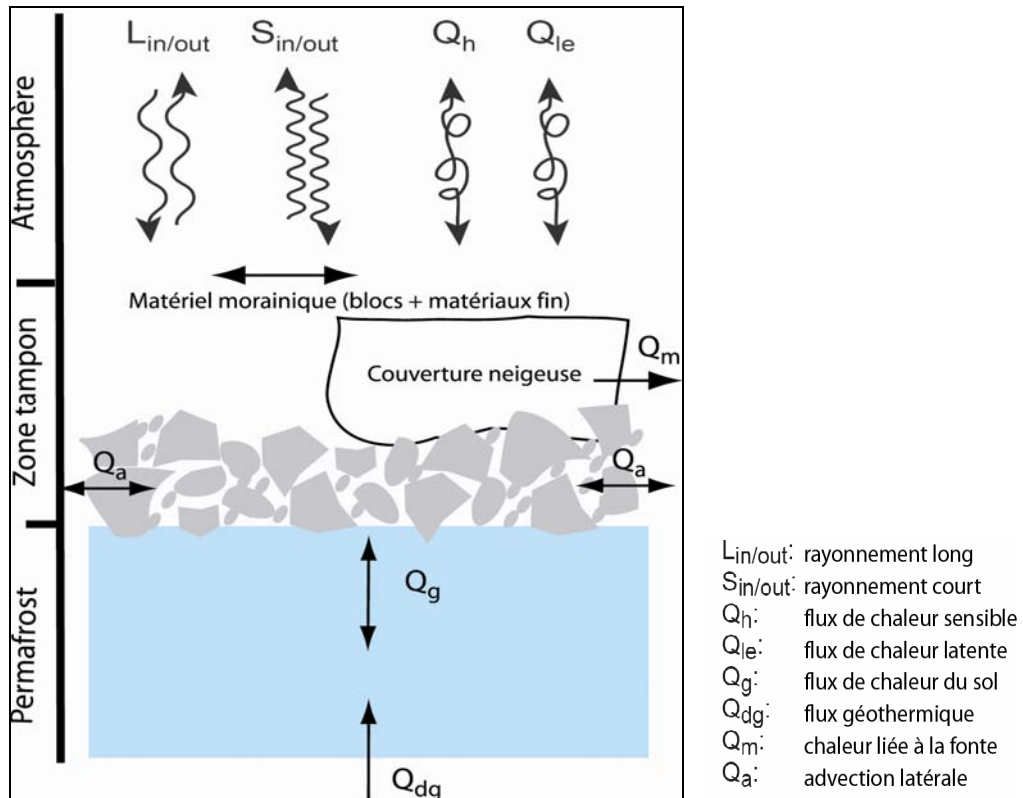


Figure 2 : Echanges d'énergies dans le cas d'une moraine gelée (Gruber 2005 modifié)

2.2 Les marges proglaciaires

Les chapitres suivants ont pour but de présenter le type de terrain dans lequel a été effectuée cette étude, c'est-à-dire la marge proglaciaire. Après avoir brièvement défini la marge proglaciaire (cf. 2.2.1) et discuté des glaciers (cf. 2.2.2), une attention particulière sera donnée aux modifications de la répartition du permafrost suite à l'avancée glaciaire du Petit Age Glaciaire (PAG) et à la mécanique de l'action glaciaire sur des dépôts sédimentaires d'une manière générale (cf. 2.2.3). Un chapitre sur les spécificités géomorphologiques des marges proglaciaires (cf. 2.2.4) conclut cette partie théorique sur les marges proglaciaires.

2.2.1 Définition

Le terme proglaciaire signifie littéralement « à l'avant du glacier », il s'agit de la traduction du terme anglais « forefield ». Or, dans le cadre de ce travail, la notion de marge proglaciaire est utilisée de manière un peu plus large. En effet, le terme « marge proglaciaire » est ici employé pour décrire toutes les zones bordant un appareil glaciaire.

La marge proglaciaire est le résultat du retrait glaciaire et elle se trouve à l'interphase des domaines périglaciaire et glaciaire. Cette définition concerne donc également des zones récemment désenglacées, même si ces dernières se trouvent dans la partie supérieure du glacier.

2.2.2 *L'appareil glaciaire*

Le glacier est l'élément constitutif le plus important d'une marge proglaciaire. En effet, il joue un rôle déterminant dans la morphologie d'une marge. Il est à la fois un agent important d'érosion et de transport. D'autre part, les fluctuations glaciaires ont une influence très importante sur la répartition du permafrost dans une marge proglaciaire (Delaloye 2004, Kneisel 2003, Lambiel et al. 2004). Les modifications de la répartition du permafrost qui résultent de l'avancée d'un glacier sur des terrains soumis au gel permanent sont expliquées dans le chapitre suivant (cf. 2.2.3).

Les glaciers sont des formes hydrologiques complexes qui ont évidemment fait l'objet d'une multitude d'études. Ce chapitre rappelle uniquement quelques principes fondamentaux. Pour plus de détails, le lecteur est invité à consulter la littérature où l'on trouve de nombreux ouvrages sur le sujet.

Les glaciers se forment principalement par accumulation de neige, qui, par compaction, finit par se transformer en glace. Il s'agit donc de glace sédimentaire (cf. 2.1.4) qui a la propriété d'avoir une plus grande résistivité électrique que la glace de congélation. Cependant, de très faibles quantités de glace de congélation (glace de regel) sont, par endroit, également agrégées dans l'appareil glaciaire (Zryd 2001).

La glace se forme dans la partie amont du glacier, dans la « zone d'accumulation », là où l'alimentation en neige est plus importante que la fonte. Inversement, on parle de « zone d'ablation » là où la neige tombée durant l'hiver fond totalement et où, durant l'été, le glacier subit les effets de la fonte. La limite de ces deux zones désigne la « ligne d'équilibre ». Cette ligne marque l'endroit où le bilan glaciaire est nul. On fait souvent correspondre cette ligne à la limite « des neiges éternelles », c'est-à-dire là où la neige persiste à la fin de l'année hydrologique (fin septembre)¹.

La ligne d'équilibre des glaciers évolue évidemment au fil des années. La tendance actuelle est à une élévation croissante de cette ligne d'équilibre. Actuellement, on admet généralement qu'il y a encore accumulation sur les glaciers alpins au-dessus de 2700 en exposition nord et 3500 en exposition sud.

De plus en plus souvent, la ligne d'équilibre se retrouve au-dessus du point le plus haut de la zone d'accumulation de certains glaciers. Dans ce cas, il n'y a plus d'accumulation possible. C'est pourquoi, on peut observer une absence totale de couverture neigeuse sur certains petits glaciers durant l'été. C'est notamment le cas pour le glacier de Tortin, qui se retrouve certains étés sans couverture neigeuse et donc en glace vive uniquement.

¹ On devrait dans ce cas plutôt parler de « ligne de névé ».

2.2.3 Les modifications de la répartition du permafrost suite à l'avancée glaciaire du PAG

Dans les Alpes, les conditions périglaciaires pré-PAG étaient relativement semblables à celles d'aujourd'hui. Ainsi, durant le PAG les glaciers se sont avancés sur des terrains potentiellement gelés **modifiant de manière thermique et mécanique la distribution du permafrost des marges proglaciaires** (Reynard et al. 2003, Delaloye 2004).

Depuis, les glaciers suisses ont à nouveau fondu et ont perdu en moyenne 30% à 40% de leurs surfaces (Maisch 1999). Ces zones, à présent libres de glace, présentent souvent une répartition du permafrost « atypique »² (Delaloye 2004) qui résulte des perturbations engendrées par le glacier sur les corps sédimentaires de la marge.

Les possibles effets thermiques de l'action glaciaire sur une marge proglaciaire sont (Delaloye 2004):

- **Une dégradation partielle ou totale du permafrost** : il s'agit du résultat de l'effet isolant et de l'apport calorifique d'un glacier. Sous un glacier tempéré, il existe des circulations d'eau relativement importantes (apport calorifique). C'est pourquoi, on a tendance à considérer les glaciers tempérés comme des corps « chauds ». Le recouvrement du permafrost pré-PAG par un glacier peut donc engendrer une fonte partielle ou totale des sédiments gelés.
- **La préservation d'anciens corps gelés sous une couverture morainique** : des parties de terrains gelés peuvent avoir résisté au recouvrement glaciaire et se retrouver aujourd'hui conservées sous une couverture morainique importante. Dans certains cas, ces corps gelés pré-PAG peuvent à leur tour favoriser la conservation de morceaux de glace morte au-dessus d'eux.
- **La constitution d'un néo-permafrost** : lorsque le glacier ne présente plus qu'une faible épaisseur, il isole (partiellement du moins) le sol du réchauffement estival mais permet toutefois un certain refroidissement hivernal. Ce cas de figure peut favoriser l'apparition (formation) d'un nouveau permafrost (« néo-permafrost »). Dans certains cas, ce néo-permafrost ne se forme qu'après le retrait complet du glacier (Delaloye 2004). Dans le contexte actuel du réchauffement, il semblerait que la formation d'un néo-permafrost soit assez peu fréquente.

Les possibles effets mécaniques de l'avancée glaciaire sur une marge proglaciaire sont (Delaloye 2004):

- **Une modification géométrique des corps gelés d'une zone** : certains corps sédimentaires gelés ont été déplacés, parfois de plusieurs

² La notion de répartition « atypique » du permafrost est introduite par Delaloye (2004) pour décrire les particularités (spécificités) de la distribution du permafrost dans certains éboulis, ainsi que dans les marges proglaciaires.

centaines de mètres par l'action mécanique du glacier en crue durant le PAG. Cela a notamment **conduit à la formation de moraines de poussées** (cf. 2.2.4). Les corps gelés ont pu être déplacés vers des zones où les conditions topo-climatiques ne sont pas favorables au maintien d'un permafrost.

Dans certains cas, on assiste aussi par la suite à des **mouvements de rééquilibrage**. En effet, suite au retrait glaciaire, certains corps sédimentaires déplacés dans des contre-pentes durant le PAG subissent des déformations inverses sous l'action combinée de la gravité et du fluage (creeping) du permafrost. Ce type de mouvements est fréquent dans les flancs internes des moraines de poussées (Delaloye 2004, Kääh et al. 1998). Ainsi, des mouvements de rééquilibrage de l'ordre de 30 à 50 cm/année ont été mesurés dans la marge proglaciaire du glacier d'Agèt (Valais, Suisse) (Lambiel et Delaloye 2004).

Dans les Alpes, il n'y a probablement aucune moraine de poussée en formation actuellement (Delaloye 2004). En effet, les glaciers alpins stagnent ou reculent même pour la plupart, ce qui ne permet pas d'étudier la formation de ce type de moraine en Europe. Cependant, des études récentes menées au glacier du Taku (Alaska, USA) ont apporté un certain nombre de réponses concernant les paramètres et les mécanismes qui régissent la formation des moraines de poussées (Kuriger et al. 2005).

Cette étude (Kuriger et al. 2005) a notamment mis en évidence que les forces exercées par le glacier sur les dépôts sédimentaires proglaciaires ne sont généralement pas suffisantes pour expliquer la mobilisation de ces derniers. Les auteurs attribuent un rôle déterminant aux infiltrations d'eau de fonte dans la mobilisation des corps sédimentaires. En effet, la résistance mécanique des sédiments (friction) est considérablement diminuée lorsque de l'eau s'infiltré en grande quantité.

D'autre part, la même étude (Kuriger et al. 2005) a pu mettre en évidence un niveau de décollement (plan de cisaillement) à l'intérieur des moraines qui subissent une poussée glaciaire.

Les études au glacier du Taku se sont portées sur des bastions morainiques. De nombreuses questions restent en suspens concernant la mobilisation d'autres types de dépôts, comme par exemple des glaciers rocheux ou des proglaciaires remparts.

Notons également que l'influence mécanique probable du permafrost lors de la mobilisation d'une moraine en partie gelée par un glacier fait l'objet de nombreuses controverses. La présence de glace à l'intérieur d'un corps sédimentaire a vraisemblablement une certaine influence en cas de mobilisation par la poussée d'un glacier. Cette influence concerne particulièrement :

- **La cohésion des sédiments de la moraine** : soudée par le permafrost ou en présence de glace massive, la résistance mécanique des sédiments est considérablement augmentée. Dans certains cas, la mobilisation des sédiments sera donc plus difficile, voire nulle, et c'est l'appareil glaciaire qui va se déformer (Etzelmüller et al. 1996).

Dans d'autre cas, cela peut favoriser la transmission des forces de compression horizontale et cela sur de grandes surfaces, provoquant ainsi des déformations plus massives (Boulton et al. 1999).

- **Les infiltrations d'eau** : un permafrost contenant une part importante de glace fera office de couche imperméable limitant les infiltrations d'eau, ce qui ne facilitera pas la mobilisation des sédiments. Inversement, du permafrost sans glace aura pour effet de faire regeler les infiltrations d'eau à l'avant du glacier, favorisant des microdéformations. Toutefois, du permafrost sans glace dans un terrain sédimentaire est assez exceptionnel.

Pour conclure ce chapitre, il peut donc y avoir deux conséquences principales sur la distribution actuelle du permafrost dans les marges proglaciaires suite aux perturbations mécaniques et thermiques engendrées par l'avancée glaciaire durant le PAG. Ces deux conséquences possibles sont :

- Premièrement, **la présence de permafrost là où il devrait être absent** en se basant uniquement sur des facteurs topo-climatiques.
- Deuxièmement, **l'absence de permafrost dans des zones pourtant favorables à son existence.**

Ces deux constats remettent donc en question la distribution du permafrost dans les marges proglaciaires obtenues par modélisation, car les modèles n'intègrent pas encore les perturbations engendrées par le glacier ni d'ailleurs divers facteurs à l'échelle de l'objet (cf. 2.1.5). Ainsi, on peut légitimement remettre en question les cartes (fig. 4, fig. 5) obtenues uniquement par modélisation. Du moins, on peut se poser la question de l'ampleur des divergences par rapport à la réalité de la répartition du permafrost sur le terrain.

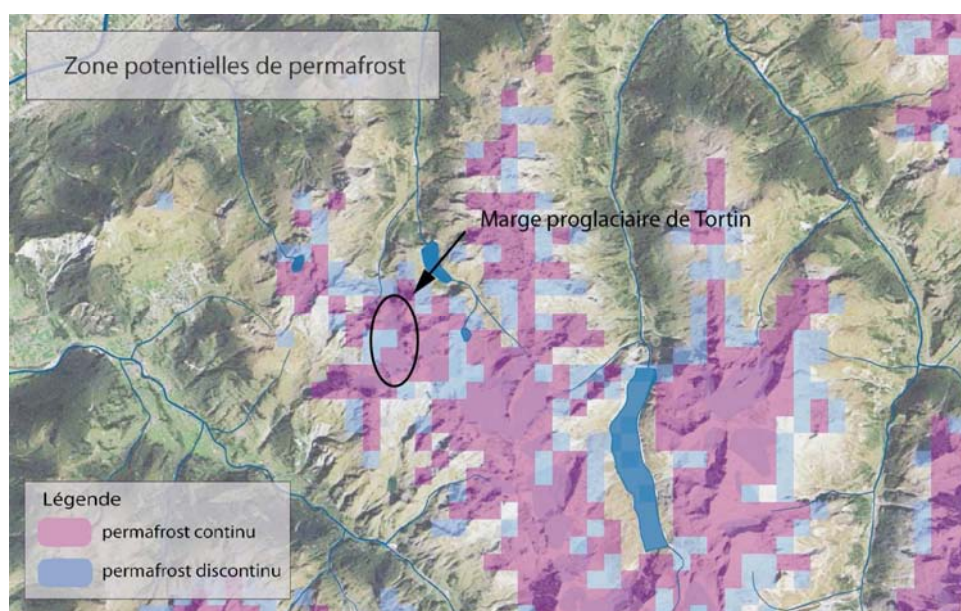


Figure 4 : Modélisation grossière de la répartition du permafrost dans la région d'étude (données : Atlas de la Suisse – simulation PERMABAL)

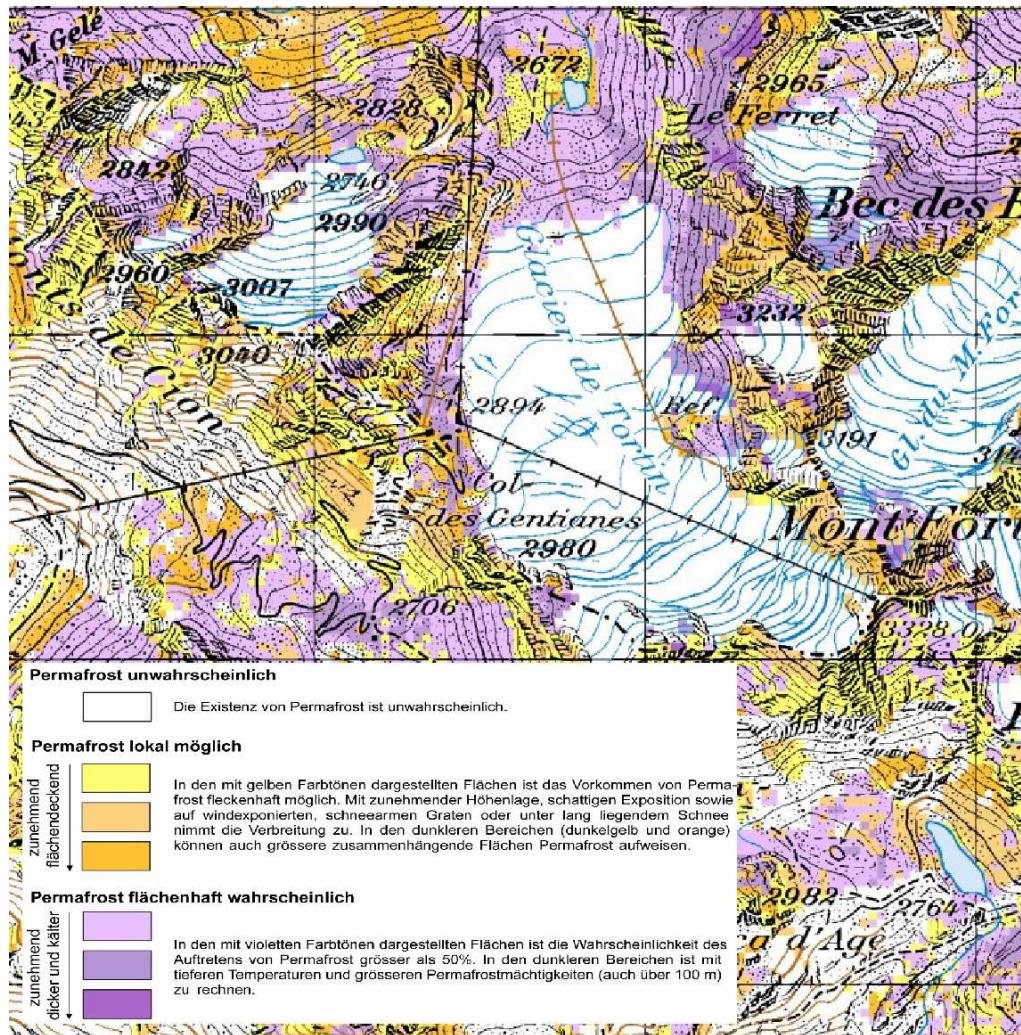


Figure 5 : Carte topographique avec modélisation fine de la distribution du permafrost dans la zone des Gentianes (données : Office fédéral de l'environnement OFEV).

2.2.4 Spécificités géomorphologiques

Les processus glaciaires et leurs interactions avec les processus périglaciaires sont à l'origine de plusieurs formes géomorphologiques spécifiques au domaine des marges proglaciaires. Certaines de ces formes, comme les moraines de poussées, résultent directement des perturbations des sédiments gelés lors de l'avancée glaciaire du PAG.

Cette morphologie particulière des dépôts sédimentaires proglaciaires en font des indicateurs géomorphologiques relativement efficaces dans l'interprétation du paysage. Ces formes peuvent donc contribuer à l'interprétation de la distribution du permafrost dans la marge, notamment lors de l'évaluation des résultats de géoélectrique. Delaloye (2004) distingue ainsi parmi les dépôts caractéristiques des marges proglaciaires :

- **La moraine de fond** (« lodgement till »): il s'agit des dépôts sédimentaires sous-glaciaires souvent fortement compactés. Elle est composée de matériaux plus ou moins émoussés et elle est caractérisée par une portion relativement importante de matériaux fins. L'épaisseur souvent assez faible de ce type de dépôts permet à des affleurements de

roches³ d'être visibles en surface par endroit. Il est peu probable que des morceaux de glace massive en provenance du glacier aient été conservés dans ces dépôts. La présence d'un permafrost n'est par contre pas à exclure d'office.

- **La moraine flûtée** : il s'agit en fait d'une forme particulière de *moraine de fond*. Le terme flûté est utilisé pour décrire des petits amoncellements de moraine de fond. Ces derniers sont étroits (1 à 2m) et ne dépassent pas une dizaine de mètres en hauteur. Par contre, ces moraines peuvent être longues de plusieurs dizaines de mètres.
- **La moraine d'ablation** : il s'agit de dépôts sédimentaires composés essentiellement de blocs anguleux. Ces blocs ont été transportés de manière supra- ou intra-glaciaire. Il est possible que des restes de glace sédimentaire soient enfouis sous ce type de dépôts et qu'une partie de cette glace soit encore préservée.
- **La moraine mixte** : il s'agit d'une notion introduite par Delaloye (2004) pour décrire toute moraine constituée par un mélange entre de la moraine de fond et de la moraine d'ablation.
- **La moraine de poussée** (« push moraine ») : il s'agit de corps sédimentaires gelés qui ont été remobilisés par l'action glaciaire. Comme mentionné au chapitre 2.2.3, les moraines de poussées sont souvent soumises à des mouvements de rééquilibrage.

Il est important de rappeler que les définitions des dépôts morainiques peuvent varier selon les auteurs et qu'il s'agit d'un sujet à controverses. En effet, certains auteurs mettent l'accent sur la composition des sédiments, d'autre sur la nature du transport des sédiments alors que d'autres encore se limitent à définir les dépôts sédimentaires en fonction de leur position dans la marge proglaciaire.

2.3 Le réchauffement climatique : « Global Change »

Ce chapitre est un rappel du contexte climatique mondial dans lequel s'inscrit cette étude.

La preuve d'un réchauffement climatique global n'est plus à faire, il s'agit d'un phénomène aujourd'hui reconnu par la majeure partie du monde scientifique. Les études sur ce phénomène, qu'on appelle couramment le « global change », sont nombreuses. Cependant, l'ampleur de ce réchauffement demeure un objet de débat et de nombreuses controverses, particulièrement en ce qui concerne les scénarios de l'évolution du climat dans un futur proche. En effet, les modèles de prédiction sont nombreux et intègrent un nombre variable de paramètres. On constate ainsi des différences significatives entre les

³ En général, il s'agit d'affleurements de roches moutonnées

différents scénarios de l'évolution du climat et plus particulièrement en ce qui concerne l'évolution des températures (fig. 6).

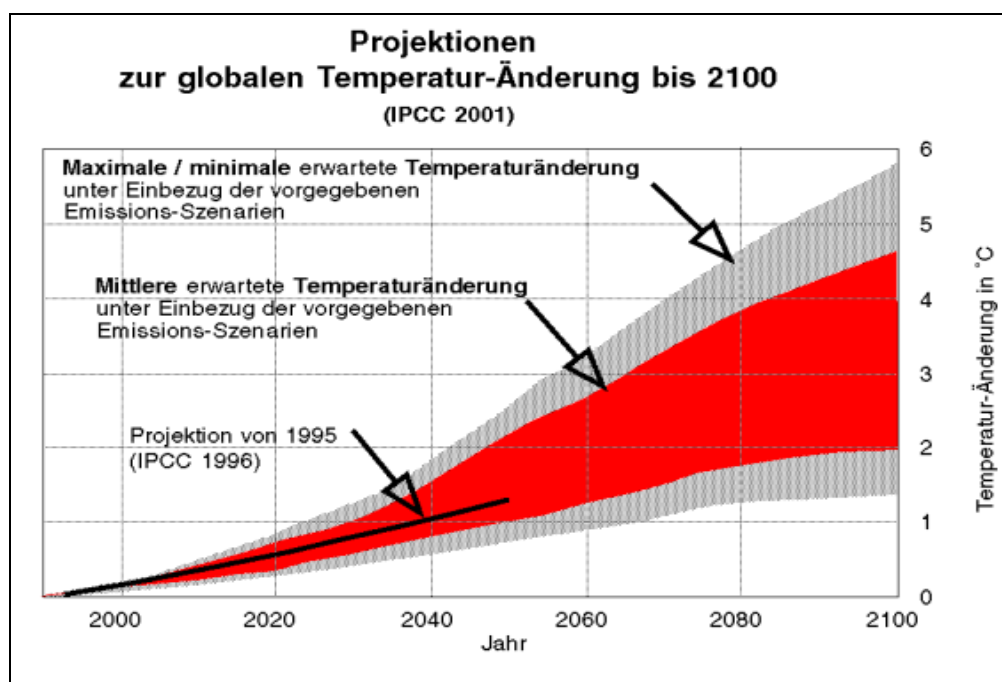


Figure 6 : Différentes projections de l'évolution des températures d'ici 2100 (données : MétéoSuisse, figure issue du site www.sma.ch)

En 2001, le GIEC⁴ annonce dans un rapport qu'au cours du XX^e siècle, la température moyenne globale à la surface de la terre a augmenté d'environ 0.6°C. Concernant la Suisse, on constate un réchauffement total d'environ +1.5°C de 1864 à 2005 (données MétéoSuisse). Le réchauffement est plus marqué au nord qu'au sud des Alpes avec une différence de l'ordre de 0.2 à 0.6°C.

On constate également une élévation de l'isotherme du 0°C mais le phénomène est encore peu étudié. Le réchauffement aura également des conséquences sur le manteau neigeux qui, comme nous l'avons vu, a une influence notable sur le permafrost (cf. 2.1.5). En effet, entre 1600 et 3600m, une hausse de la température annuelle de 1°C signifie que la disparition du manteau neigeux au printemps se fera 1 à 3 semaines plus vite.

En suisse, le réchauffement s'intensifie notablement depuis le début des années 1980 (fig. 7).

⁴ Il s'agit du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat mis en place par l'ONU (organisation des nations unies) chargé "d'expertiser l'information scientifique, technique et socio-économique qui concerne le risque de changement climatique provoqué par l'homme".

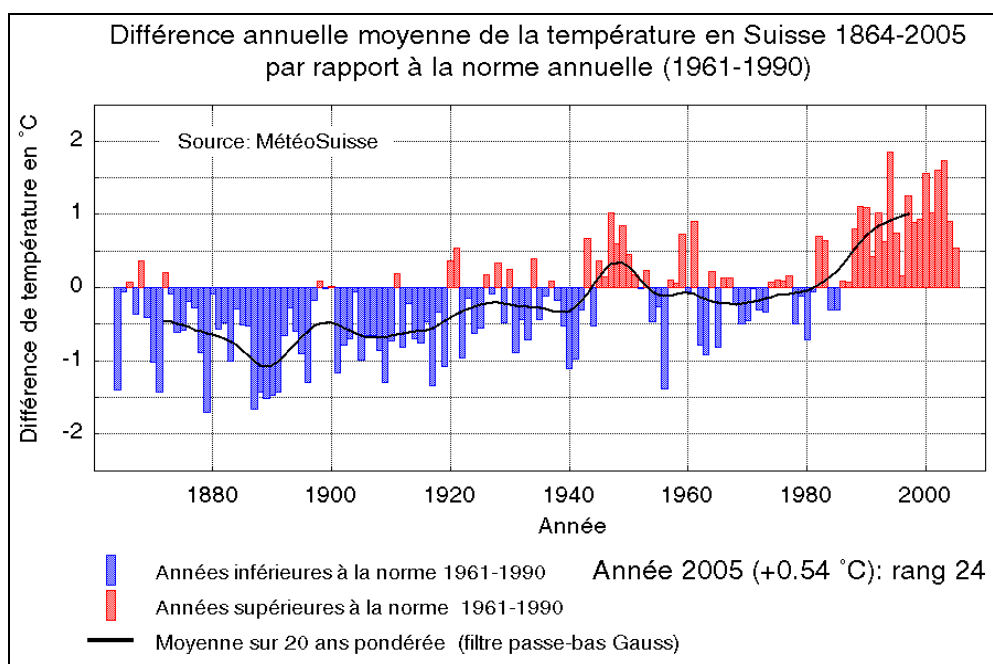


Figure 7 : illustration de l'intensification du réchauffement ces dernières années par rapport à la norme annuelle basée sur les années 1961-1990 (données MétéoSuisse, figure issue du site www.sma.ch)

Toujours d'après les données de MétéoSuisse, on constate que sur la période de 1864-2001 le réchauffement est plus marqué en période hivernale (octobre-mars) que sur la période estivale (avril-septembre). Ce phénomène a tendance à s'inverser depuis peu puisqu'à partir des années 1980 on constate une forte augmentation des températures durant la période estivale.

Le paroxysme de ces étés chauds fut sans aucun doute l'été 2003. Sur le territoire Suisse les températures furent en moyenne entre 4 et 5.5°C plus élevées que la moyenne des températures estivales depuis 1864. L'été 2003 a également été extrêmement sec. En effet, les quantités annuelles de précipitations présentent un déficit de près de 40%, voire 50%, dans certaines régions. En haute montagne, les conséquences furent une augmentation drastique des chutes de pierres et des éboulements. La limite des « neiges éternelles » s'est élevée à très haute altitude. Beaucoup de glaciers n'avaient ainsi plus du tout de couverture neigeuse, comme ce fut le cas pour le Glacier de Tortin (fig. 8).

D'après le GIEC, ce genre d'été très chaud est amené à se reproduire plus fréquemment dans un avenir proche. C'est pourquoi, il est important d'étudier, comme cela est fait notamment par Permos et Pace, les possibles conséquences du réchauffement climatique sur le permafrost.

De premières réponses ont été apportées sur le temps de réponse du permafrost ainsi que sur les effets mécaniques d'une dégradation du permafrost dans différents types de terrains. Cependant, de nombreuses interrogations subsistent et vont certainement alimenter encore de nombreuses études.



Figure 8 : *Photo du glacier de Tortin prise durant l'été caniculaire 2003 illustrant l'absence de couverture neigeuse et la dégradation des faces en glace. (Photo : C. Lambiel)*

Région d'étude
(Col des Gentianes, Valais, Suisse)

3. Région d'étude

Les chapitres suivants ont pour but de présenter la région d'étude et ainsi permettre au lecteur de se familiariser avec les spécificités de la zone d'étude.

3.1 Situation géographique et choix du site

La région d'étude se situe dans les Alpes valaisannes en rive gauche de la vallée du Rhône (fig. 9). Le choix de la région d'étude s'est porté sur la région du Col des Gentianes, plus précisément sur la marge proglaciaire du Glacier de Tortin.

Le Col des Gentianes se situe sur la crête entre le Val de Bagne au sud-ouest et le Val de Nendaz au nord-est. La zone d'étude s'étend sur 2 km environ, de 2650 m jusqu'au sommet du Mt Fort, qui, avec ses 3328 m d'altitude est le point culminant du domaine skiable des 4 Vallées. Un peu plus au nord, le secteur est dominé par le Bec des Etagnes qui culmine à 3232m. A l'ouest la limite de la zone d'étude est imposée par la crête rocheuse issue des Monts de Cion (fig. 10).

Le versant sud-ouest du Col des Gentianes, c'est-à-dire le versant dominant la combe de la Chaux, a également été partiellement intégré à l'étude.

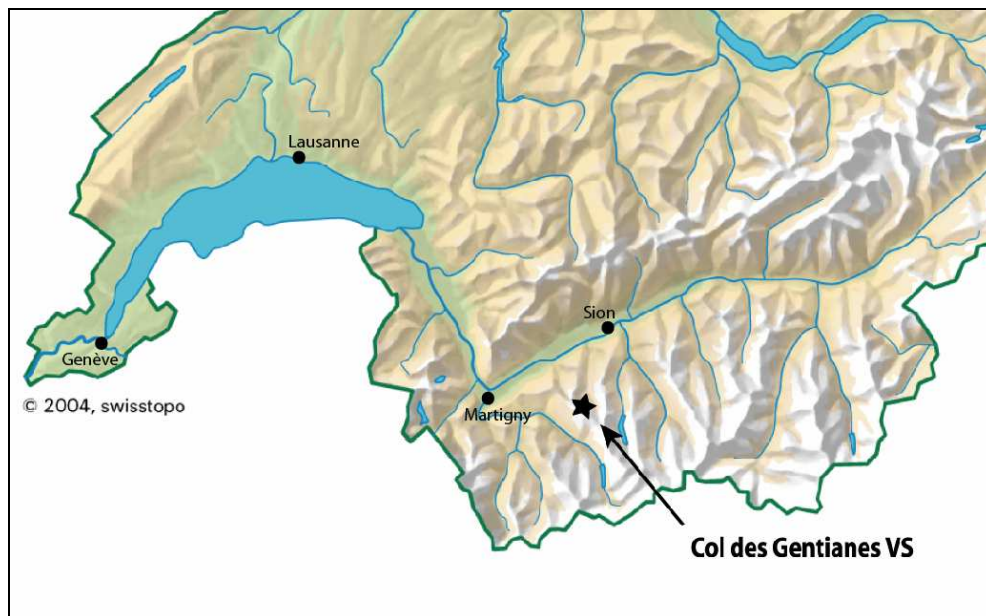


Figure 9 : Localisation géographique de la zone d'étude

Le site d'étude se distingue notamment par la présence d'un appareil glaciaire relativement grand par rapport aux marges proglaciaires étudiées jusqu'à présent (Kneisel 1999, Devau 1999, Delaloye et al. 2003, Delaloye 2004) et d'autre part par de nombreux aménagements liés à l'exploitation du domaine skiable des 4 Vallées (forte composante anthropique). C'est pourquoi, le Col

des Gentianes apparaît non seulement comme un site particulièrement propice à l'étude des relations glacier-permafrost, mais également comme un site privilégié pour étudier les interactions entre les activités anthropiques et le milieu naturel.

Des mesures de géoélectricité¹ avaient déjà été faites avant cette étude sur le site des Gentianes (Lambiel 2006). Ces premières mesures avaient conduit à l'installation d'un forage en 2002 afin d'obtenir des informations sur le régime thermique du permafrost de la zone. Ce travail fait suite à ces premières observations (mesures) et s'inscrit dans la lignée des nombreux travaux réalisés dans la région de Verbier par l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne ces dernières années.

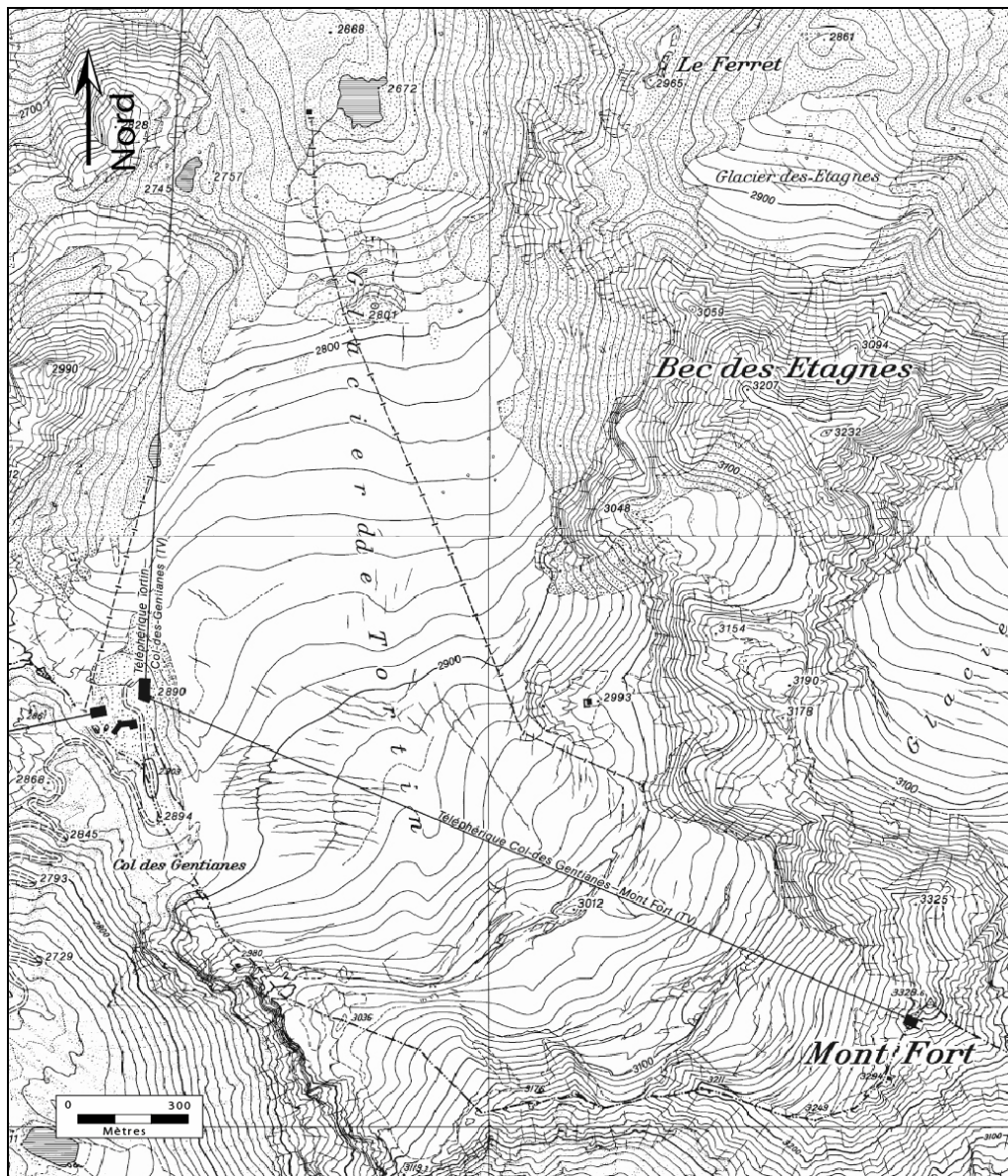


Figure 10 : Carte topographique de la région

¹ Les méthodes de géoélectricité sont présentées au chapitre 4.3.1

L'accès au terrain se fait généralement depuis le Val de Nendaz en utilisant les remontées mécaniques de Siviez. On peut également y accéder par le Val de Bagnes en utilisant les remontées mécaniques de la station de Verbier ou la route qui passe par la cabane du Mont Fort.

La figure 11 montre quelques photos de la région d'étude. On y voit notamment les bâtiments construits sur la moraine latérale gauche du Glacier de Tortin (fig. 11 : B et E).



Figure 11 : Quelques photos générales de la région d'étude

3.2 Cadre géologique

La région d'étude se trouve dans le domaine pennique. Le pennique est un grand ensemble de nappes alpines issues principalement des domaines paléogéographiques piémontais, briançonnais et valaisan. Les roches de la zone appartiennent à la nappe du Mont Fort (fig. 12), plus précisément à la série du Métailler. Cette série est « formée d'un ensemble de roches qui se laissent difficilement classer avec précision, tant les transitions sont fréquentes. Des apports volcaniques importants se sont mêlés à une sédimentation détritique normale. Par la suite, les actions tectoniques et le métamorphisme complexe ont remplacé cette impression de désordre » (Schaer 1960).

Globalement, on peut dire que les roches de la région sont de type gneissique et qu'elles montrent les traces d'un métamorphisme marqué.

Au Col des Gentianes on trouve des gneiss à grenat, grenat qui peuvent avoir une taille assez remarquable puisque certains font plus d'1cm de diamètre. Vers le sommet du Mont Fort on trouve surtout des gneiss rubanés, qui sont le produit d'une albitisation partielle des schistes de Casana (Schaer 1960).

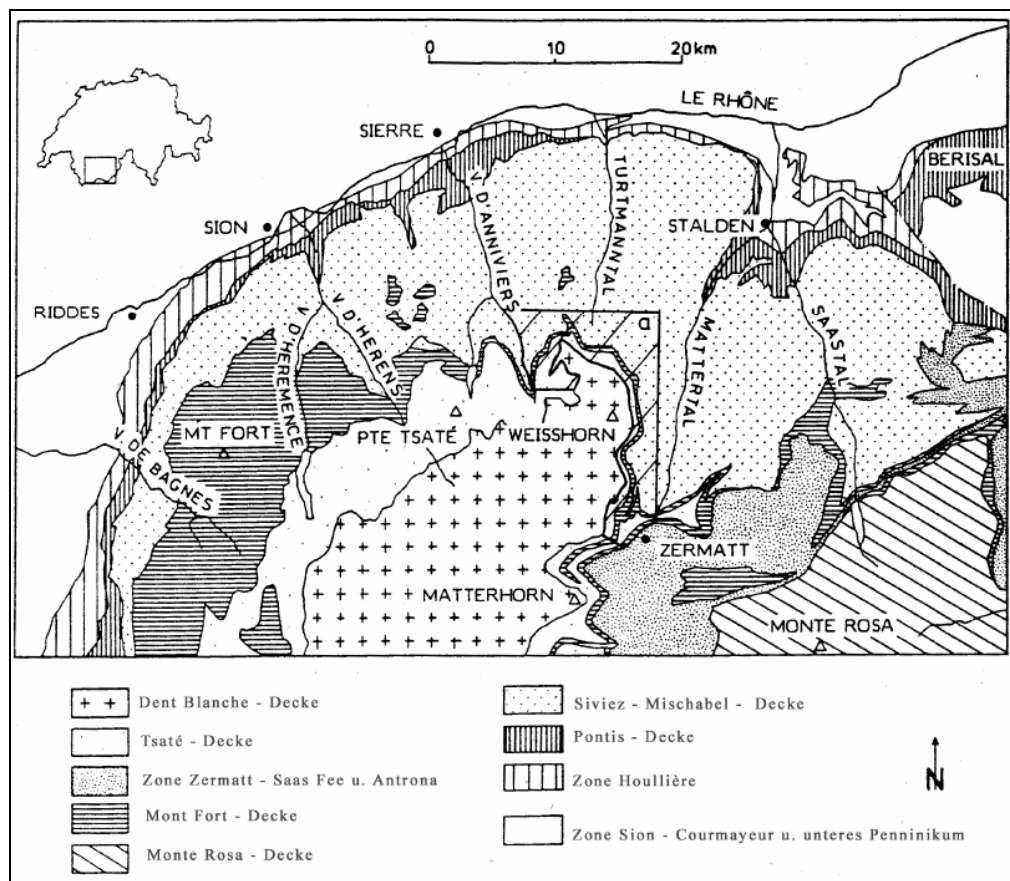


Figure 12 : Cadre géologique (tiré de Sartori 1990)

3.3 Cadre climatique

La région du Col des Gentianes, comme la majeure partie des Alpes valaisannes, est sous l'influence d'un climat continental intra-alpin. Cela implique que la région reste souvent en marge des grandes perturbations, ce qui a pour conséquences des précipitations relativement faibles pour une région de montagne.

Il n'existe pas de données climatiques enregistrées directement au Col des Gentianes. Il est donc nécessaire d'avoir recours aux stations relativement proches comme celle du Grand-Saint-Bernard à 2479m d'altitude. Le site des Lapires (2500m), situé à quelques kilomètres seulement du Col des Gentianes, fournit également quelques informations comme la température de l'air.

Pour avoir une idée des précipitations annuelles, on peut se baser sur les résultats d'une interpolation effectuée sur les données des différentes stations régionales (fig. 13).

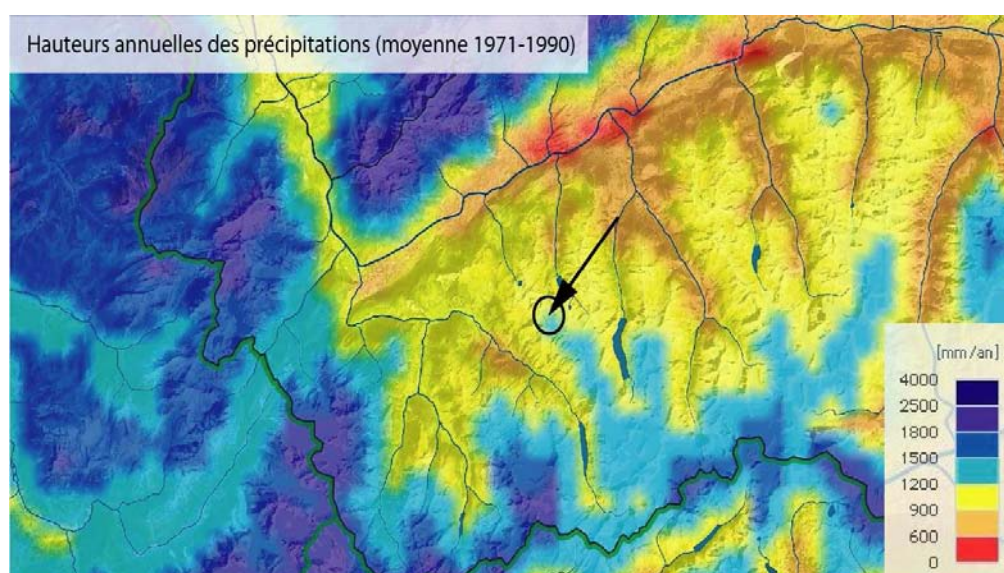


Figure 13 : Interpolation des mesures de précipitations tiré de l'Atlas de la Suisse (données : Atlas Hydrologique de la Suisse).

On se basant sur les relevés de températures des stations de Sion, Montana et Grand St-Bernard et en utilisant un gradient de température de $0.56^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, Lambiel (1999) a calculé un isotherme du 0°C moyen situé vers 2300m pour la région du Mont Gelé situé à seulement 2 km du Col des Gentianes. Les relevés de la température au secteur des Lapires (Lambiel 2006) confirment l'estimation de l'isotherme pour cette région. En gardant ce même gradient de température on peut estimer que la température annuelle moyenne au Col des Gentianes (2900m) est d'environ -3°C .

Méthodes

4. Méthodes

Ce chapitre a pour but de présenter les diverses méthodes d'acquisition de données utilisées pour la réalisation de ce travail. Pour l'étude de la distribution du permafrost, il s'agit essentiellement de la méthode BTS (cf. 4.2.1) et des méthodes géoélectriques (cf. 4.3.1). L'étude des mouvements de terrain (moraine latérale gauche) a, quant à elle, nécessité l'utilisation d'un GPS différentiel (cf. 4.4).

Toutes ces techniques de mesures ont été précédées par un travail d'observation de la zone d'étude, qui a abouti à l'élaboration d'une carte géomorphologique (cf. 4.1).

Il sera également question de l'intégration et du traitement des résultats dans un système d'information géographique (SIG) (cf. 4.5).

Les chapitres qui vont suivre servent tout d'abord à expliquer les principes théoriques sur lesquels reposent ces différentes méthodes ainsi que leurs mises en application. Dans certains cas, il s'agit aussi de mettre en évidence les limites de certaines méthodes.

4.1 L'observation géomorphologique

L'observation géomorphologique a pour principal but d'établir une carte géomorphologique de la région d'étude. La cartographie géomorphologique est une démarche basée principalement sur l'observation du milieu naturel. La carte a pour but de mettre en évidence et de répertorier les formes et les processus de la zone d'étude.

Pour la réalisation d'une carte géomorphologique, on s'appuie généralement sur une légende pré-établie. Il existe différentes légendes, certaines mettent l'accent sur la genèse des formes (morphogénétique), d'autres sur la dynamique morphologique (morphodynamique) et enfin certaines sur la morphologie générale du terrain (morphographique).

La légende utilisée dans le cadre de ce travail est celle développée par l'IGUL (Holzmann et al. 2001, Schoeneich 1993). C'est une légende de type morphogénétique, mais qui intègre également une composante morphodynamique. La couleur est utilisée pour représenter le processus qui est à l'origine d'une forme (gravitaire, glaciaire, périglaciaire, etc.), le figuré identifie la forme, et finalement le remplissage ou non permet de distinguer les zones d'érosion des zones d'accumulation.

L'observation géomorphologique apparaît comme un prérequis indispensable à toute étude sur le permafrost. Elle permet de confronter les résultats obtenus par différentes méthodes aux réalités géomorphologiques du terrain.

Cela s'avère particulièrement utile dans l'interprétation des mesures de géoélectriques.

Les informations visuelles que l'on obtient sur le terrain sont donc extrêmement importantes dans l'étude d'une marge proglaciaire. Cependant, elles ne peuvent pas toutes être intégrées dans une carte géomorphologique. C'est pourquoi, une partie de ces informations est stockée dans des « notes de terrain » et souvent aussi documentée par des photos.

Parmi ces observations, il y a notamment une appréciation de la nature des sédiments qui composent le niveau actif, mais également l'estimation de l'épaisseur des corps sédimentaires (moraines).

D'autre part, il est parfois possible d'observer la glace qui est contenue dans la moraine. En effet, lorsque cette dernière est constituée en surface par des blocs de grande taille, il est, par endroit, possible d'attester visuellement de la présence de glace quand les espaces entre les blocs sont importants.

Des travaux d'abaissement et de terrassement effectués dans une moraine de la zone d'étude ont permis de mettre à jour de nombreux affleurements de glace qui ont pu être photographiés.

4.2 Les méthodes thermiques

Le permafrost est un phénomène thermique (cf. 2.1). Connaître la température du sous sol est donc le meilleur moyen de confirmer ou d'infirmer la présence d'un permafrost. La seule manière d'obtenir un profil thermique précis du sous-sol est de le mesurer directement à l'intérieur d'un forage (cf. 4.2.2). Cependant, les forages sont relativement coûteux et leur mise en place nécessite d'importants moyens techniques. D'autre part, les informations d'un forage sont extrêmement limitées dans l'espace puisque les températures sont enregistrées en un endroit précis. C'est pourquoi, on a généralement recours aux mesures BTS (cf. 4.2.1), une méthode indirecte, qui permet d'obtenir, rapidement et à moindre frais, une information sur les températures à la surface du sol sur une zone relativement grande.

4.2.1 Les mesures BTS

Il s'agit d'une technique développée par Haeberli (1973), BTS signifiant « Basis Temperatur der winterlichen Schneedecke ». Cette méthode se base sur les propriétés isolantes de la neige. En effet, une fois que le manteau neigeux est bien établi, c'est-à-dire qu'il présente une épaisseur d'au moins 80 à 100 cm et qu'il couvre le sol depuis plus d'un mois (ce qui est le cas généralement au mois de février/mars), on part du principe qu'un équilibre thermique s'installe à la surface du sol et que les températures que l'on mesure reflètent dès lors l'état thermique du sous-sol (Hoelzle et al. 2003). En effet, une fois isolé par la neige, le sol ne subit presque plus l'influence des conditions météorologiques. Dans ces conditions, la température à la surface du sol résulte de trois facteurs principaux (Delaloye 2004) qui sont :

- *Les échanges de chaleur entre la surface du sol et le sous-sol (qui sont notamment influencés par le permafrost s'il est présent)*

- *Les pertes de chaleur du sol vers l'atmosphère avant l'installation d'un manteau neigeux suffisamment isolant*
- *Les échanges de chaleur entre le sol et le manteau neigeux*

Généralement, on utilise une fourchette de température pour l'interprétation des mesures BTS afin de déterminer la présence probable, possible ou improbable du permafrost.

Cependant, plusieurs travaux ont montré l'extrême **variabilité inter-annuelle des mesures BTS** (Delaloye 2004, Lambiel 2006). Cela est notamment lié à la mise en place du manteau neigeux qui a une très grande influence sur la température à la surface du sol (GST) (Vonder Mühl et al. 1998). Il est donc relativement important de connaître l'historique de la mise en place du manteau neigeux en début d'hiver. Par exemple, un enneigement tardif combiné à des températures basses permet un refroidissement marqué du sol au début de l'hiver et aura comme conséquence que les mesures BTS seront plus « froides » que si la neige avait déjà isolé le sol en début d'hiver. La répétition des mesures BTS sur plusieurs années permet de se rendre compte de ce phénomène. Lors de l'interprétation des mesures BTS, il apparaît donc plus judicieux de parler de « zones froides » et de « zones chaudes ».

La méthode BTS est relativement simple à appliquer. La prise de mesures s'effectue à l'aide d'une sonde métallique (type : Markasub AG, Bâle) munie d'un thermistor à son extrémité, que l'on enfonce au travers du manteau neigeux jusqu'à atteindre le sol. Le tout est relié à un multimètre sur lequel s'affiche la résistance. Quelques minutes sont nécessaires pour que la valeur se stabilise. Par calcul, il est ensuite possible d'obtenir la température à la surface du sol en °C.

Les mesures sont prises avec un intervalle régulier car **la variabilité spatiale** des températures à la surface du sol est très importante (Delaloye 2004, Lambiel 2006). Un maillage serré facilite également la localisation des points et améliore la qualité de l'interpolation par krigeage.

La précision de la mesure est de 0.25°C, ce qui est largement suffisant pour la prospection du permafrost. Ce qui apparaît comme plus problématique c'est l'utilisation d'un GPS de poche (type Garmin Summit) pour la localisation spatiale des points. Ce dernier ne possède en effet qu'une précision d'environ 10 à 15m dans l'absolu. Une meilleure localisation des points de mesure nécessiterait le recours au GPS différentiel (Type Leica 530).

4.2.2 Les mesures de températures du sol en profondeur (forage)

Pour mesurer la température du sol en profondeur on utilise des capteurs thermiques que l'on place à l'intérieur d'un forage. Ces capteurs sont reliés à un module d'enregistrement placé dans une boîte en surface.

Le forage est le meilleur moyen d'attester avec certitude la présence du permafrost. En effet, il permet d'obtenir un profil thermique du sous-sol à différentes profondeurs. Ainsi, il est également possible de connaître l'épaisseur du niveau actif ainsi que l'état thermique du permafrost.

Les informations obtenues par forages sont très complètes puisque l'on obtient les températures sur une période de temps importante et cela presque de manière continue.

Dans le cadre de cette étude, les données proviennent d'un forage mis en place en automne 2002 (Lambiel 2006) dans le cadre du réseau Permos (Permafrost Monitoring Switzerland). Ce dernier se situe sur la moraine latérale gauche du Glacier de Tortin (fig. 15).



Figure 15 : Forage dans la moraine latérale gauche du glacier de Tortin (photo : C. Lambiel)

4.3 Les méthodes géophysiques

4.3.1 La géoélectricité

La géoélectricité est basée sur le fait que les différents corps composant le sous-sol possèdent différentes résistivités électriques. En effet, la résistivité électrique d'un terrain est déterminée par plusieurs facteurs comme : la nature de la couverture sédimentaire, la lithologie, la porosité, le contenu en eau, la température ou encore le contenu en glace (Delaloye 2004, Haeberli et al. 1996, Kneisel 2003, Reynard et al. 1999).

La glace, par exemple, possède une résistivité spécifique extrêmement élevée. Parfois, cette dernière peut même être supérieure à 10000 k Ω m. Cela permet de la détecter relativement facilement. D'autre part, la glace sédimentaire (glace de glacier) possède une résistivité plus grande que celle de la glace de congélation (glace de regel). Ce contraste des résistivités permet, dans certains cas, de distinguer la glace en fonction de son origine (sédimentaire/congélation)¹. Dans l'étude des marges proglaciaires, cette possibilité s'avère être très utile puisque les deux types de glace peuvent se côtoyer. Ainsi, des mesures de résistivités élevées ont permis à Delaloye (2004) de mettre en évidence des lambeaux de glace morte préservés sous des sédiments dans la marge proglaciaire du glacier du Ritord et de l'Epée (Val d'Entremont, Valais, Suisse).

¹ cf. 2.1.4

Comme mentionné plus haut, la résistivité spécifique d'une couche dépend de nombreux éléments. Cela implique qu'il est relativement difficile de travailler sur la base de références préétablies. Cependant, les valeurs obtenues par d'autres travaux peuvent, tout de même, donner une idée de l'ordre de grandeur de certaines résistivités spécifiques. Le tableau 1 synthétise certaines valeurs de résistivités obtenues notamment dans des dépôts de marges proglaciaires par différents auteurs.

Rocks/Deposits		Resistivity values	Source
Active layer (different sediments)		15–25 kΩm	Isaksen <i>et al.</i> 2000
		8–15 kΩm	Kneisel and Hauck 2003
		20–40 kΩm	Kneisel 2004
Frozen ground (different sediments)		5×10^3 – 10^6 Ωm	Kneisel 2004
		1–5-several hundred kΩm or even several kΩm	Hauck and Vonder Mühl 2003
Ground ice		10^3 – 10^6 Ωm	Etzelmüller <i>et al.</i> 2003
Massive ground ice	Massive ice	>1.5 MΩm	Hauck and Vonder Mühl 2003
	Massive ground ice of polygenetic origin	>1 MΩm	Kneisel 2004
	Massive ice within a moraine	>100 kΩm	Hauck and Vonder Mühl 2003
	Massive ground ice	>1 MΩm	Kneisel 2004
Permafrost	Permafrost	about 20 kΩm	Vonder Mühl <i>et al.</i> 2001
	Permafrost in extensive boulder fields or blocky ground moraine	~100 kΩm	Etzelmüller <i>et al.</i> 2003
	Permafrost lenses	120 kΩm	Kneisel 2004
	Permafrost in non-bedrock areas	>20 kΩm	
	Permafrost		30–90 kΩm
		200–600 kΩm	Kneisel 2004
Frozen unconsolidated material		5–70 kΩm	Isaksen <i>et al.</i> 2000
		Few kΩm – several hundred kΩm or more	Ishikawa and Hirakawa 2000
Glacial sedimentary ice		10^6 – 10^7 Ωm	Etzelmüller <i>et al.</i> 2003
		Few MΩm – more than 100 MΩm	Kneisel 2004
Perennially frozen silt, sand, gravel or frozen debris with varying ice content		5 kΩm – several hundred kΩm	Kneisel and Hauck 2003
Unfrozen ground beneath permafrost		2–5 kΩm	Kneisel and Hauck 2003
Unfrozen material; sand and gravel		100–10 kΩm	Ishikawa and Hirakawa 2000
Cover of rock glacier (about 75% of ice content)		100–900 kΩm	Isaksen <i>et al.</i> 2000
Glacier ice		100 000 Ωm	Gibas <i>et al.</i> 2005
Diamicton in permafrost zone		7000–15 000 Ωm	Gibas <i>et al.</i> 2005
Unfrozen diamicton		130–1200 Ωm	Gibas <i>et al.</i> 2005
Cobbles, gravel and sand in permafrost		11 000–30 000 Ωm	Gibas <i>et al.</i> 2005
Sand and gravel		1050–2000 Ωm	Gibas <i>et al.</i> 2005
Anhydrite (?)		120–220 Ωm	Gibas <i>et al.</i> 2005

Tableau 1 : Résistivités spécifiques de divers matériaux obtenues dans le cadre de différents travaux (Gibas *et al.* 2005 modifié)

Le principe de la méthode consiste à injecter un courant électrique (I) dans le sol au travers de deux électrodes A et B. Cela crée un champ électrique d'allure semi-sphérique. On mesure ensuite la différence de potentiel (ΔV) entre deux autres électrodes M et N. La résistivité apparente du sous-sol ρ_a est ensuite obtenue par la formule suivante :

$$\rho_a = k \cdot \Delta V / I$$

Le coefficient k dépend de la configuration du dispositif (voir ci-dessous). La résistivité ρ_a est une résistivité apparente, c'est-à-dire la résistivité de toutes les couches traversées par le courant. Les valeurs des résistivités spécifiques ρ associées à une seule couche sont obtenues grâce à un modèle d'inversion (dans le cas des sondages).

En fonction de la technique utilisée, la disposition des électrodes est différente (A, M, N et B sont cependant toujours placés sur une même ligne). On distingue trois configurations possibles :

- **La configuration de Wenner** : AM, MN, NB sont placés à égale distance. Cette distance α ($k = 2\pi\alpha$)
- **La configuration dissymétrique de Hummel** : nécessite l'utilisation d'une électrode C placée perpendiculairement à AB et située théoriquement à « l'infini » (>200m en moyenne pour les sondages de cette étude). Lors de la prise de mesures, on échange à tour de rôle A ou B avec C. ($k = 2\pi \frac{AM \cdot AN}{MN}$)
- **La configuration symétrique de Schlumberger** : les distances AM NB sont égales. $AM > MN < NB$. ($k = \pi \frac{AM \cdot AN}{MN}$)

La mise en pratique est relativement simple et ne nécessite pas de moyen technique particulier. On utilise trois piles de 90V (chacune de ces piles est en fait constituée de 20 piles de 4.5V mises en série) comme source de courant (180V suffisent en général). Au travers de différentes bobines de fil électrique, le courant est amené vers les différentes électrodes. L'injection dans le sol se fait à l'aide de sardines métalliques si le sol est constitué de matériaux fins ou avec des éponges imbibées d'eau salée (afin d'augmenter la conductivité) dans des terrains constitués de blocs. Les mesures se font ensuite avec deux multimètres digitaux, l'un faisant office d'ampèremètre et l'autre de voltmètre (fig. 16).



Figure 16 : matériel de géoélectrique (voltmètre, ampèremètre, piles, cables)

Juste avant d'injecter le courant on aura pris soin de relever la polarisation spontanée² (PS) indiquée par le voltmètre. En effet, le ΔV final ne s'obtient qu'après avoir soustrait la PS à la mesure obtenue sur le voltmètre lors de l'injection du courant. On calcule ensuite directement sur le terrain la résistivité apparente ρ_a , afin de pouvoir la reporter sur un graphique bi-logarithmique. L'analyse de la courbe obtenue à l'aide de ces valeurs permet de déceler d'éventuelles erreurs dans la mesure.

Le sondage

Le sondage permet d'obtenir une image des résistivités du sous-sol en un point donné. Pour cela, les électrodes sont placées selon le dispositif de Schlumberger ou de Hummel. Dans cette étude, tous les sondages ont été réalisés avec la configuration de Hummel.

Le traîné

Le traîné permet de cartographier les variations latérales des résistivités à une profondeur donnée. Pour cela, les électrodes sont placées selon le dispositif de Wenner (voir ci-dessus). La profondeur d'investigation dépend de l'écartement inter-électrode. En général, cet écartement est choisi en fonction des sondages réalisés préalablement. Le traîné s'effectue en déplaçant tout le dispositif de manière linéaire dans la zone à prospector.

Cette méthode permet de mettre rapidement en évidence des hétérogénéités dans la distribution du permafrost d'une zone.

² La polarisation spontanée/PS est un phénomène physique. Il s'agit plus précisément de la génération de potentiel électrique dans le sol sans influence humaine. Delaloye (2004) parle de la « tension naturelle qui existe entre deux points ».

4.3.2 Autres

Certaines données analysées proviennent de travaux qui ont utilisé d'autres méthodes. Il s'agit principalement de données de gravimétrie et de géoradar. Sans trop entrer dans les détails de ces méthodes, rappelons quand même que la prospection du sous-sol à l'aide d'un géoradar, ou GPR (Ground Penetrating Radar) s'est généralisée depuis 1990 environ. Il s'agit d'une méthode géophysique qui est fondée sur l'analyse de la propagation et de la réflexion d'ondes électromagnétiques (EM) de haute fréquence (10 MHz à 1 GHz).

La gravimétrie, quant à elle, est une méthode basée sur les variations du champ de pesanteur.

4.4 Les mesures des mouvements de terrains avec GPS différentiel

Les mesures au GPS différentiel ont été utilisées dans cette étude pour mesurer les vitesses de déformation d'une partie de la moraine latérale gauche du Glacier de Tortin. Plusieurs travaux ont déjà démontré l'efficacité de l'utilisation du GPS différentiel pour mesurer les mouvements de terrain en lien avec le permafrost (Lambiel et Delaloye 2004, Perruchoud et Delaloye 2006).

La technologie GPS (« Global Positioning System ») est aujourd'hui le moyen le plus utilisé et le plus pratique pour effectuer une localisation spatiale instantanée. Le GPS fonctionne sur le principe de la triangulation des signaux envoyés par satellites. Cependant, un récepteur standard utilisé de manière conventionnelle ne permet une localisation qu'à quelques mètres près (10 à 15m en moyenne).

Si l'on désire, comme c'est le cas dans cette étude, mesurer des mouvements de terrain de l'ordre de quelques centimètres par année, une précision beaucoup plus grande est requise. Pour cela, on a recours au GPS différentiel (DGPS) qui permet d'obtenir une précision de l'ordre du centimètre.

Cette technique corrige, en effet, complètement les deux sources d'erreurs majeures du système GPS à savoir l'effet de la ionosphère et de la troposphère. Pour cela on installe un récepteur GPS sur un point fixe, dont on détermine la position exacte, on parle de station GPS de référence (« base »). Cette dernière calcule en permanence l'erreur associée à chaque satellite et envoie les corrections correspondantes par ondes radios vers le récepteur GPS mobile (« rover ») (fig.17). Si cette opération de correction se fait en temps réel, on parle de « real time kinematics » (RTK). Il est aussi possible d'effectuer cette correction plus tard, on parle alors de « post processed survey ». Les mesures effectuées dans le cadre de ce travail ont toujours été faites avec une correction en temps réel, donc en mode RTK.

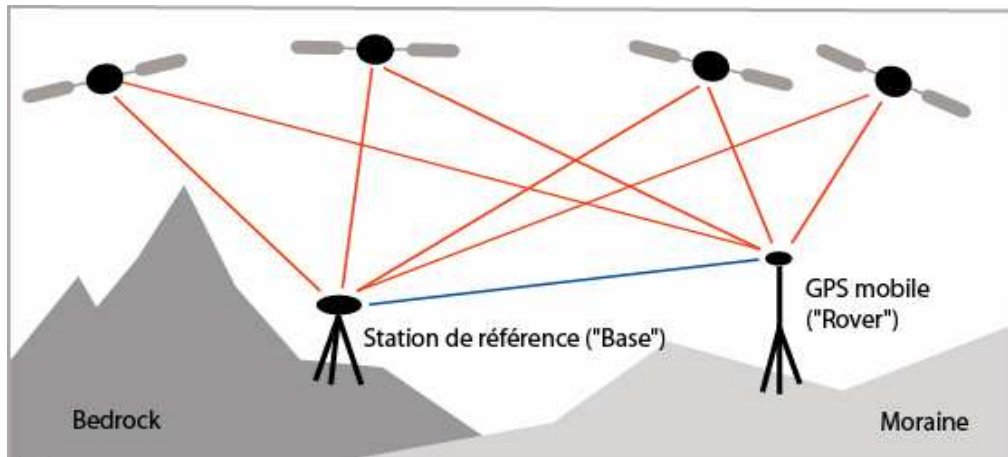
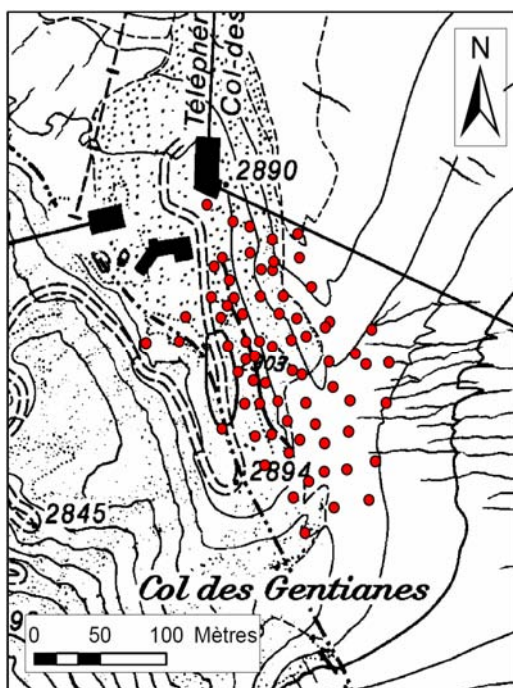


Figure 17 : *Principe du fonctionnement du DGPS*

Lors de la mise en œuvre, il s'agit, dans un premier temps, de procéder au marquage et au positionnement de la station de référence. Cette dernière est généralement placée sur un affleurement rocheux stable. Ensuite, les points de mesures dans le terrain sont marqués au burin et mis en évidence par du spray. Les points sont choisis sur des blocs ancrés dans le terrain qui ne subissent pas de mouvement individuel. Quelques points dits de « contrôle », placés également sur des terrains sensés ne pas subir de mouvement, permettent de déceler d'éventuels problèmes de mesures.

Dans le cadre de cette étude, 71 points de mesures ont été marqués en octobre 2004 dans la moraine latérale gauche du glacier de Tortin (fig. 18). Ces



mesures ont ensuite été répétées en début et en fin d'été (juin et octobre) durant 2 années consécutives. Le DGPS mesure les composantes X et Y d'une part, mais également Z d'autre part. Ainsi, les mesures permettent une analyse des mouvements verticaux et des mouvements horizontaux du terrain. Les mesures biennuelles permettent de différencier les mouvements estivaux des mouvements hivernaux.

Notons encore que toutes ces mesures ont été effectuées à l'aide d'un DGPS de type SR 530 de Leica Geosystems³.

Figure 18 : *Position des 71 points de DGPS*

³ Les détails techniques de l'appareil peuvent être consultés sur le site Internet suivant : <http://www.leica-geosystems.com>



Figure 19 : Mesure d'un point avec le GPS mobile



Figure 20 : Station GPS de référence « Base »

4.5 Traitement des données dans un SIG

4.5.1 Introduction aux SIG

Les systèmes d'information géographique (SIG) sont des systèmes d'aide à la décision qui sont utilisés pour le traitement de l'information géographique, c'est-à-dire toute information ayant une composante spatiale (qui est localisée dans l'espace). De nombreux travaux dans le domaine du permafrost ont utilisés les SIG et leur efficacité dans ce domaine de recherche n'est plus à démontrer.

Il n'est pas évident de trouver une définition qui couvre toutes les fonctionnalités des systèmes d'information géographique, retenons cependant celle de la Société française de photogrammétrie et de télédétection, qui définit en 1989 un SIG comme étant "*un système informatique permettant, à partir de diverses sources, de rassembler et d'organiser, de gérer, d'analyser et de combiner, d'élaborer et de présenter des informations localisées géographiquement (géoréférencées)[...]*"⁴.

Prenons l'exemple des mesures BTS, les données sont intégrées au SIG sous la forme d'une base de donnée, avec notamment les coordonnées du point de mesure qui permettent au logiciel de représenter par la suite ce point sur un fond de carte nationale ou sur une photo aérienne par exemple. Chaque type de données constitue une couche d'information. Ainsi, dans notre exemple, la carte nationale peut-être considérée comme la première couche sur laquelle on

⁴ Lien : <http://www.notre-planete.info/geographie/>

ajoute la couche contenant les points BTS, ou encore une autre couche avec les résultats de l'interpolation des points BTS (krigeage) (fig.21).

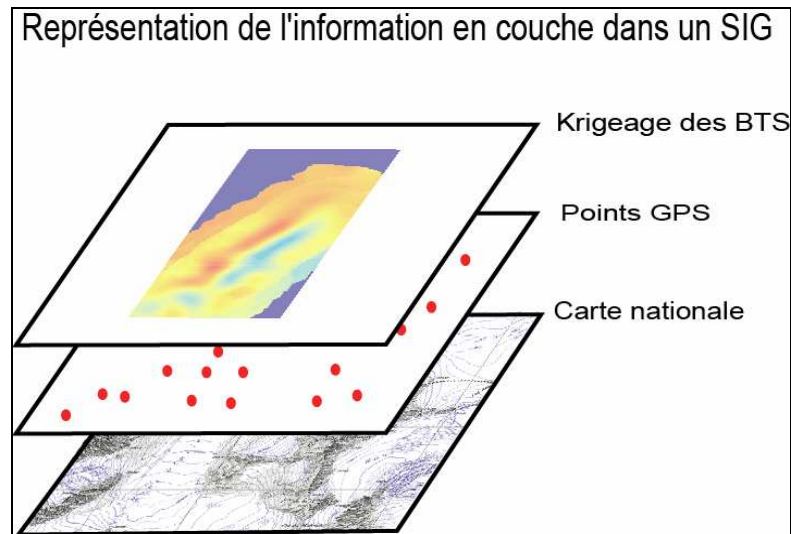


Figure 21 : Les différentes couches d'informations constituant un SIG

Il existe aujourd'hui de nombreux logiciels qui permettent le traitement de l'information géographique. Il faut rappeler qu'un logiciel SIG est bien souvent une combinaison de diverses applications informatiques. En effet, il faut un outil pour chaque étape du traitement de l'information.

Dans le cadre de cette recherche sur le permafrost le choix s'est porté sur le logiciel ArcGIS d'ESRI⁵.

4.5.2 *Éléments intégrés au SIG*

Une partie des mesures faites dans le cadre de cette étude (cf. 5.) a été intégrée dans un système d'information géographique (SIG). D'une part, cela facilite l'analyse des résultats. D'autre part, cela permet également de représenter l'information plus facilement puisque la création de carte est relativement rapide une fois toutes les données intégrées dans des bases de données.

Les éléments de cette étude qui ont été intégrés dans un SIG sont les suivants :

- La carte topographique et les orthophotos de la zone d'étude (fond de carte)
- Une digitalisation des courbes de niveau
- Les mesures BTS
- Le résultat de l'interpolation des mesures BTS
- La localisation des sondages
- Les traînées géoélectriques
- La position des points GPS
- Les résultats des mouvements de terrain

Le SIG, avec tous les éléments mentionnés ci-dessus, est contenu sur un CD-ROM qui figure en annexe.

⁵ Lien : <http://www.esri.com/software/arcgis/>

Résultats et Analyses

5. Résultats et Analyses

Le chapitre 5 constitue le cœur de cette étude. Dans un premier temps, les observations géomorphologiques faites lors des nombreuses journées de terrain seront discutées (cf. 5.1). Dans un deuxième temps, une analyse de la dynamique du Glacier de Tortin sera présentée (cf. 5.2). Puis, tous les résultats des mesures effectuées dans la marge proglaciaire entre octobre 2004 et novembre 2006 seront présentés et analysés dans les chapitres 5.3 à 5.5.

5.1 Observations géomorphologiques

Dans cette étude, une attention particulière a été portée à la moraine latérale gauche du Glacier de Tortin, notamment en raison des bâtiments qui ont été construits sur cette dernière (téléphérique du Mont Fort, restaurant des Gentianes). L'épaisseur des sédiments qui constituent cette moraine est assez conséquente dans la partie amont de la marge proglaciaire. En effet, d'après des profils de terrain modélisés à partir de données de gravimétrie, la moraine aurait environ 25 mètres d'épaisseur (Lation 2006). Avec la fonte importante du glacier ces dernières années, la différence de niveau entre le dos de la moraine et le glacier s'accroît de plus en plus. Par endroit, cette différence de niveau dépasse 20 mètres. Par conséquent, dans certaines parties du flanc de la moraine, la pente est extrêmement marquée. C'est notamment le cas juste en dessous de la gare inférieure du téléphérique du Mont Fort.

A l'aval de la marge proglaciaire, l'épaisseur des dépôts morainiques est nettement plus faible et des affleurements de roches moutonnées sont visibles. Cette partie aval de la marge est également caractérisée par le fait qu'elle est gorgée d'eau de fonte en provenance du glacier. On y trouve également une moraine construite avec une crête bien marquée, ce qui n'est pas le cas de la moraine au niveau du Col des Gentianes qui, déjà à l'origine¹, avait une forme assez arrondie typique des moraines de poussées. En effet, dans la partie amont de la marge proglaciaire, le dos de la moraine est assez arrondi voir même plat. Evidemment, les nombreux travaux de terrassements ont largement contribué, par la suite, à aplanir la moraine.

Au dessus de la rive droite du glacier, les pentes sont constituées d'éboulis. Dans ces derniers, il est possible d'observer quelques petites niches d'arrachements (fig. 22). Ces dernières mettent souvent à jour des affleurements de glace morte. Les restes de glace morte sont assez nombreux dans ce versant. Des affleurements de glace massive sont également visibles au nord-est de la gare de départ du téléphérique du Mont Fort (fig. 23).

¹ Cela est montré par une carte (non représentée) qui est antérieure aux aménagements entrepris dans le cadre de l'exploitation du domaine skiable.



Figure 22 : Niches d'arrachements dans les pentes d'éboulis au-dessus de la rive droite du Glacier de Tortin.



Figure 23 : Glace morte à l'aval de la station du téléphérique du Mont Fort

Tout en bas de la pente sous la station du téléphérique du Mont Fort, une partie du glacier est totalement couverte par du matériel morainique éboulé ces dernières années. On peut parler de glacier couvert dans cette zone au pied de la moraine. En effet, les mesures de DGPS viendront confirmer que les points de cette partie sont encore soumis à la dynamique glaciaire puisqu'ils suivent le sens général de l'écoulement du glacier de Tortin (cf. 5.5)

Lors des journées passées sur le terrain durant l'été 2005 et 2006, il a été possible d'assister, à de nombreuses reprises, à des modifications d'origine

anthropique. Par exemple, au mois d'octobre 2006, des travaux relativement conséquents ont été entrepris pour abaisser la route qui mène au glacier depuis la gare inférieure du téléphérique du Mont Fort (fig. 24). Ces travaux ont mis à jour, à plusieurs endroits, de la glace massive (fig. 25). Des échantillons de cette glace ont d'ailleurs pu être prélevés.



Figure 24 : Travaux d'abaissement de la route menant au glacier (octobre 2006)



Figure 25 : Glace massive mise à jour lors des travaux d'abaissement de la route menant au glacier (Photos : C. Lambiel)

Sur la moraine des Gentianes, certaines zones subissent des tassements, créant localement de petites dépressions. La plupart d'entre elles se situent au niveau de la route à proximité du forage où, comme mentionné plus haut, de la glace massive a pu être observée. Ces dépressions sont donc vraisemblablement liées à la fonte de cette glace qui résulte de la dégradation du toit du permafrost.

Les lignes de faiblesses observables au niveau de la rupture de pente juste au sud de la gare inférieure du téléphérique du Mont Fort, indiquent que la moraine subit également des mouvements en direction du glacier (vers l'est) (fig. 26). Ces mouvements sont probablement des mouvements de rééquilibrage.



Figure 26 : *Ligne de faiblesse liée aux mouvements de rééquilibrage en direction du glacier*

Durant cette étude, c'est-à-dire entre fin 2004 et 2006, un lac proglaciaire c'est formé entre le glacier et la partie amont de la moraine latérale gauche (fig. 27). Ce dernier s'agrandi relativement rapidement et contribue à faire fondre le glacier (fig. 28).



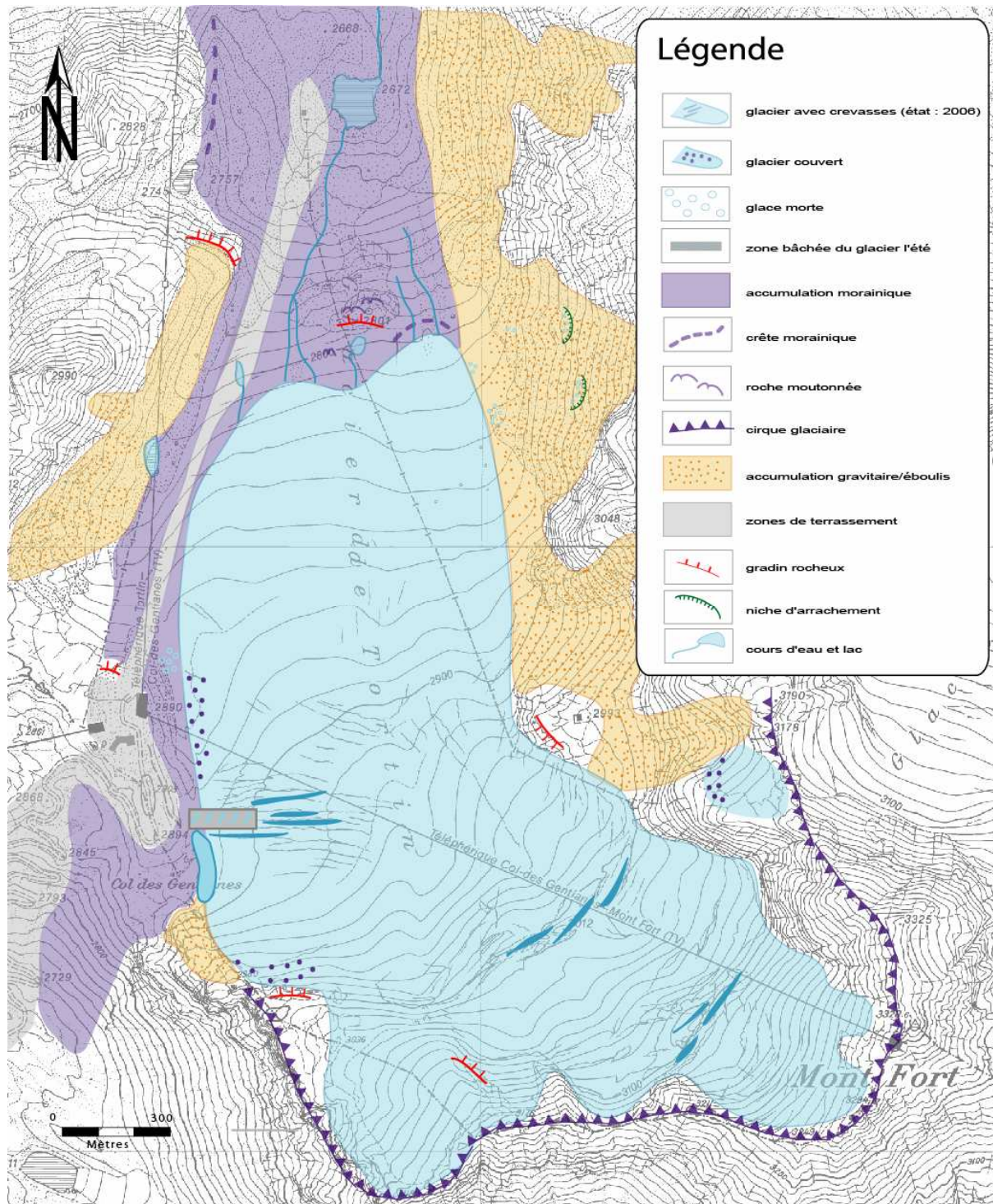
Figure 27: *Petit lac proglaciaire*



Figure 28 : *Surcreusement de la glace par les eaux du lac*

Plus d'une centaine de photos de la marge proglaciaire ont été prises ou récoltées durant cette étude. Elles sont contenues dans un CD-ROM figurant en annexe.

Les principales formes de la marge proglaciaire ainsi que les processus qui en sont à l'origine ont fait l'objet d'une carte géomorphologique (fig. 29). Les observations qui ont servi à la création de cette carte constituent la base de cette étude. En effet, toutes les mesures obtenues par la suite ont été confrontées aux réalités géomorphologiques du terrain.



5.2 Dynamique du Glacier de Tortin

Les chapitres suivants présentent l'évolution du glacier de Tortin depuis la fin du Petit Age Glaciaire (PAG). Une première partie (cf. 5.2.1) est consacrée à l'analyse des données du réseau suisse des observations glaciaires sur le recul du front du glacier. Certaines des informations sur le glacier qui vont être discutées, proviennent de différentes campagnes de mesures de géophysique (géoradar, gravimétrie) faites par des études antérieures (Paul Glassey SA 2000¹, Lation 2006). Ces données permettent de faire une analyse de la surface et du volume du glacier (cf. 5.2.2, cf. 5.2.3). Finalement, il sera également question de l'influence des aménagements anthropiques sur la dynamique glaciaire (cf. 5.2.4).

5.2.1 Recul du front du glacier

Les variations de la position du front du glacier de Tortin font l'objet de mesures depuis 1892 par le réseau suisse des observations glaciaires². **Le recul global du front jusqu'en 2005 est de près de 900m.** On constate qu'entre 1980 et 2005 le front du glacier a reculé de 409m. Cela représente 46% du recul total du front depuis 1892. On assiste donc à une accélération relativement marquée de la fonte ces trente dernières années (tab. 2).

Période	Variation de longueur [m]	Variation de longueur cumulée [m] (depuis 1892)
1979-1980	4	-479
1980-1981	-5	-484
1981-1982	-8	-492
1982-1983	-1	-493
1983-1985	-20	-513
1985-1986	-8	-521
1986-1987	-22	-543
1987-1988	-12	-555
1988-1991	-221	-776
1991-1992	-8	-784
1992-1994	5	-779
1994-1995	23	-756
1995-1997	-21	-777
1997-1999	-43	-820
1999-2000	-3.2	-823
2000-2001	-10.2	-833
2001-2003	-34.8	-868
2003-2004	-23.4	-892
2004-2005	-1.4	-893

Tableau 2 : Variations de la position du front du Glacier de Tortin depuis 1979 (données : Réseau suisse des observations glaciaires)

¹ Travaux réalisés pour le bureau GEOSAT de Sierre.

² Lien : <http://glaciology.ethz.ch/messnetz/index.html>

Cependant, il faut noter qu'une part importante de ce recul s'est produit en l'espace de 3 années (1988-1991). En effet, le glacier a alors subi un recul majeur de 221m. La partie terminale du glacier se trouvait dans une partie raide ce qui explique, sans doute, que trois étés aient suffi à faire reculer son front de plus de 200m.

D'une manière générale, **le glacier a perdu environ 35% de sa longueur depuis 1892**. Alors que, en 1973, le recul n'était que de 17.6% depuis 1892. Cela souligne encore une fois l'accélération importante de la fonte au cours des dernières années.

Notons qu'en moyenne les glaciers suisses ont connu un recul de 34.8% pour la période 1850-1973.

Le recul du Glacier de Tortin n'est pas régulier (fig. 30). On remarque également qu'il n'y a eu que très peu d'années où le front n'a pas reculé mais où il a connu une légère avancée. La dernière petite avancée s'est produite entre 1992 et 1995 (28m). Avec 23m positif, l'année hydrologique 1994-1995 peut être considérée comme exceptionnelle. En effet, jamais depuis le début des observations, le glacier n'avait connu d'avancée comparable à cette dernière.

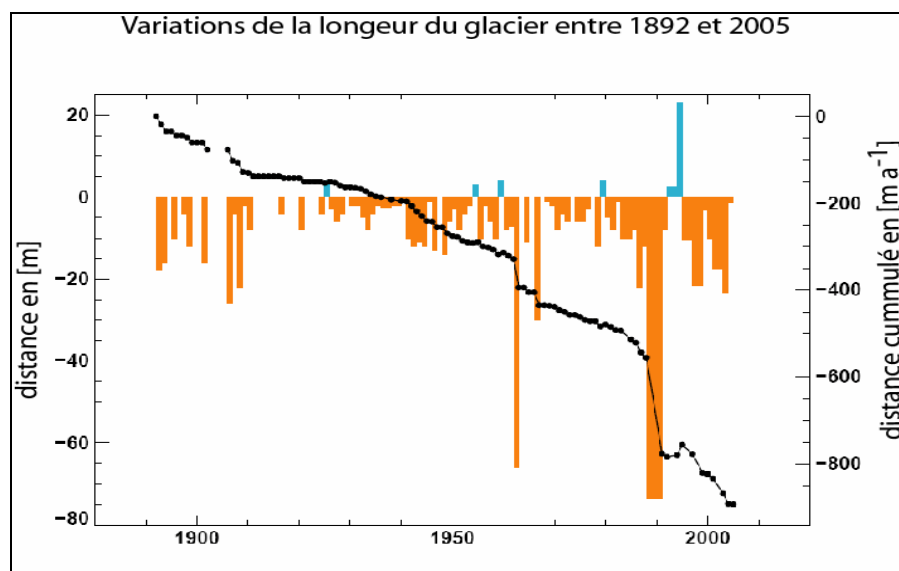


Figure 30 : Variations annuelles de la position du front du Glacier de Tortin entre 1892 et 2005 (Réseau suisse des observations glaciaires VAW modifié).

Le Glacier de Tortin a donc connu un recul important mais ce dernier reste dans la moyenne suisse. C'est également ce que l'on constate si on le compare à d'autres glaciers de taille et d'exposition plus ou moins semblables (fig. 31). Certes, plusieurs glaciers ont connu un recul nettement moins important, notamment le Gamchigletscher (Reichenbach/BE) ou le Surettagletscher (Sufer/GR). Pour d'autres, le recul a été encore beaucoup plus important comme par exemple pour le Länntagletscher (Vals/GR) ou pour le proche voisin du glacier de Tortin, le glacier du Grand Désert (Nendaz/VS).

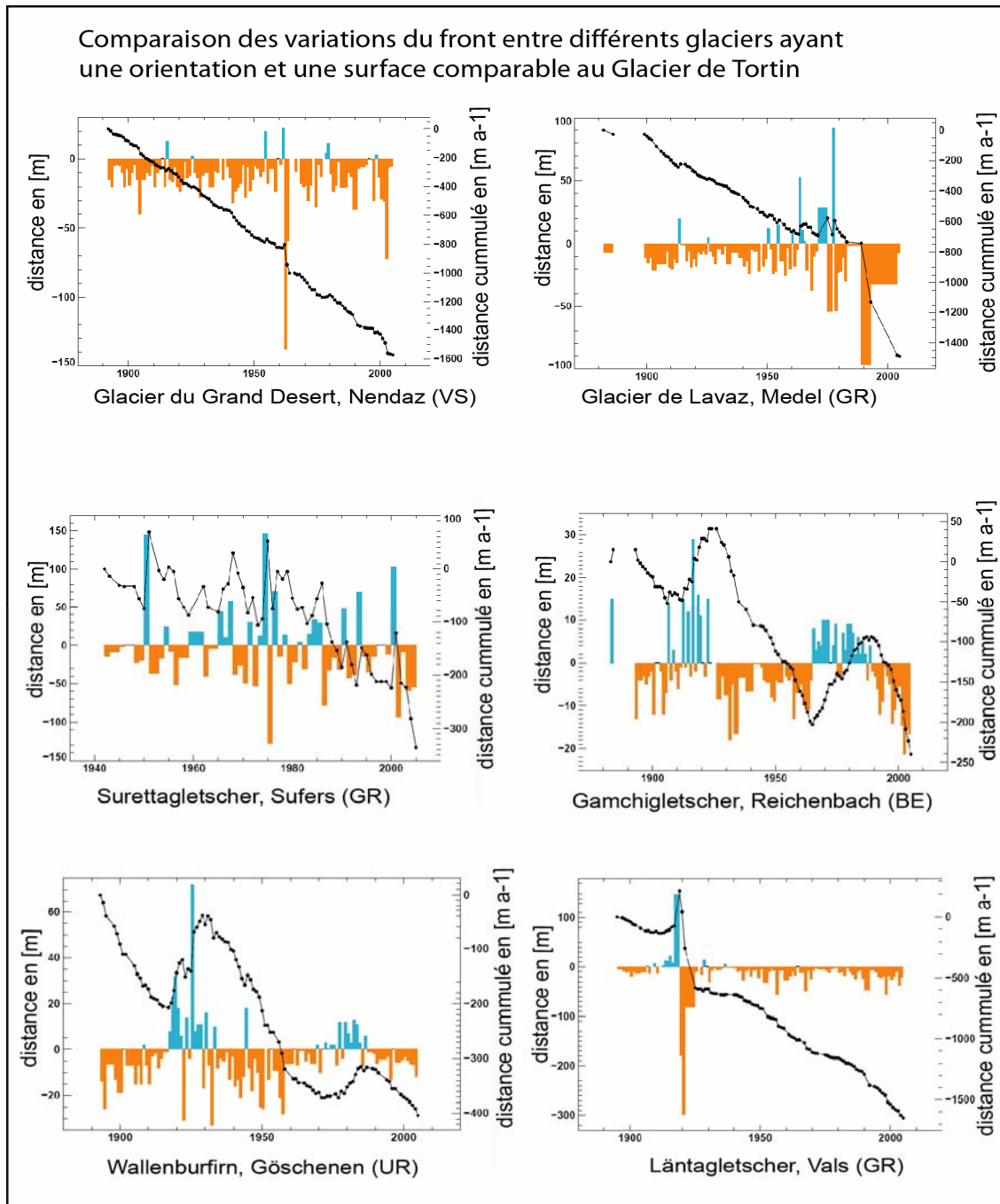


Figure 31 : Variations des fronts glaciaires de différents glaciers suisses ayant une orientation et une surface comparable à celle du Glacier de Tortin.

Il est cependant important de rappeler que la vitesse de recul du front d'un glacier ne dépend pas uniquement du taux de fonte³. Les vitesses de recul sont également influencées par des facteurs tels que la topographie ou l'épaisseur de la glace au niveau du front. Par exemple, un été caniculaire pourrait diminuer considérablement le volume de glace d'une partie terminale d'un glacier, sans toutefois provoquer un recul très important au niveau de la position du front. Dès lors, s'il ne subsiste qu'une faible épaisseur de glace, la fonte d'un été « moyennement chaud » pourrait alors suffire à provoquer un recul plus conséquent.

³ Le taux de fonte représente la perte de volume en m³ d'un glacier sur une année.

Les données sur les tendances du retrait du front du glacier permettent d'établir une estimation de la disparition totale du glacier. Ainsi, après avoir intégré les mesures du retrait du front depuis 1892 dans une fonction polynomiale, on obtient une projection de l'évolution future du retrait. Dès lors, si l'on met cette tendance en rapport avec la taille totale du Glacier de Tortin, on obtient une **disparition du glacier vers 2050** (fig. 32).

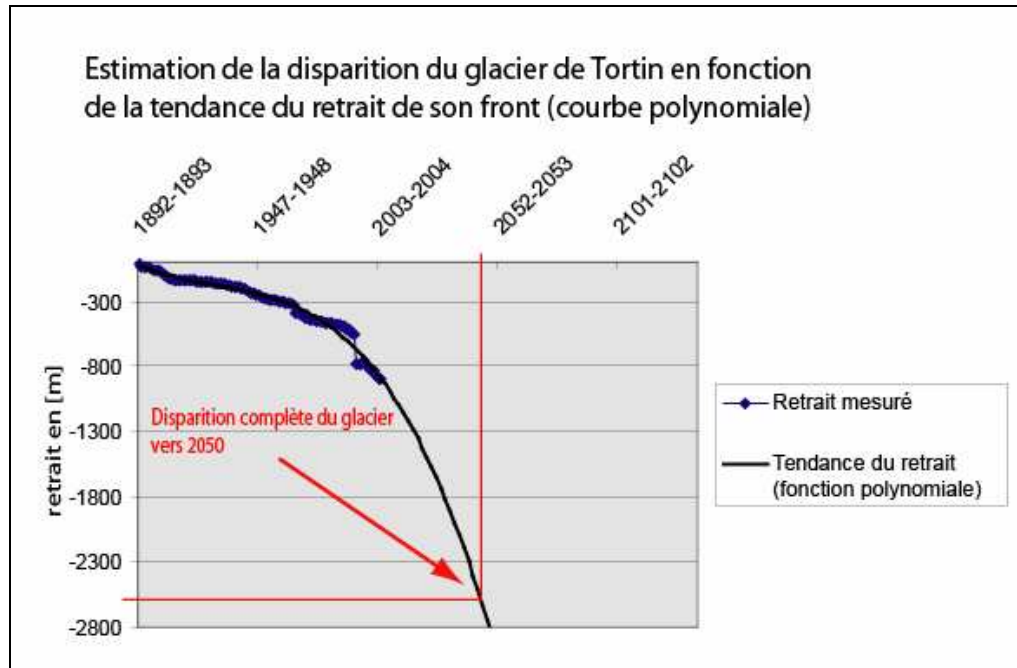


Figure 32 : Disparition probable du Glacier de Tortin (2050) en fonction de la tendance polynomiale du retrait de son front.

5.2.2 Evolution de la surface du glacier

Lation (2006) a calculé la surface du glacier à différentes époques après avoir digitalisé les limites de ce dernier à l'aide d'un certain nombre d'anciennes cartes. Les surfaces obtenues sont les suivantes :

- Surface en 1878 : 3.30 km²
- Surface en 1927 : 1.93 km²
- Surface⁴ en 1938 : 1.89 km²
- Surface en 1959 : 1.23 km²
- Surface⁵ en 1973 : 1.12 km²
- Surface en 1983 : 1.17 km²
- Surface en 1988 : 1.11 km²
- Surface en 2001 : 1.01 km²
- Surface en 2005 : 0.89 km²

⁴ La digitalisation de la carte de 1938 Grand-St-Bernard s'est faite dans le cadre de cette étude pour pallier le manque d'information entre la période 1927 et 1959.

⁵ Donnée du réseau suisse des observations glaciaires.

L'importante diminution de la surface entre 1878 (3.3km²) et 1927 (1.93km²) s'explique par le fait que le glacier s'est séparé en deux parties distinctes. La partie nord-ouest a formé le Glacier des Louettes Ecouadoué.

Comme pour le recul du front, il est possible d'estimer la disparition complète du glacier en modélisant la tendance de diminution de la surface (fig. 33).

D'après la tendance polynomiale de la diminution de la surface du glacier, le Glacier de Tortin aura complètement fondu d'ici 2028. La même estimation peut se faire d'après une tendance linéaire (non représenté). On obtient alors une date vers 2058. Étonnamment, les estimations basées sur les données de surfaces du glacier sont plus pessimistes que celles obtenues après analyse de la tendance de recul du front glaciaire.

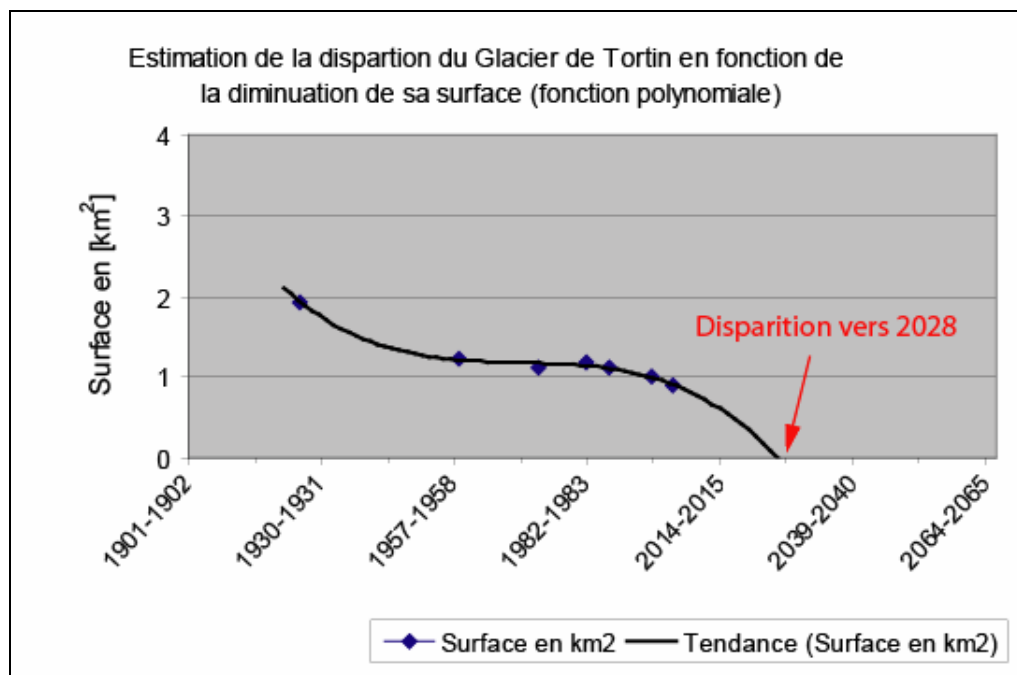


Figure 33 : Estimation de la disparition du Glacier de Tortin en fonction de la tendance de diminution de sa surface (fonction polynomiale).

5.2.3 Evolution du volume du glacier

Des mesures de gravimétrie et de géoradar effectuées dans le cadre d'une étude géophysique de la marge de Tortin (Lation 2006) ont permis d'obtenir des informations sur le profil et la profondeur du bedrock sous le glacier (fig. 34). **Le volume du glacier a ainsi pu être estimé à 18'722'000m³ en 2005**, ce qui ne représente qu'environ 10% du volume de 1878 estimé à 177'217'000m³.

Lation (2006), en se basant sur la tendance polynomiale de la diminution du volume du glacier, prévoit la fonte complète de ce dernier pour 2024. Un autre scénario basé sur le taux de fonte moyen de 337'000m³/année est plus optimiste, puisque la disparition ne se ferait que vers 2060.

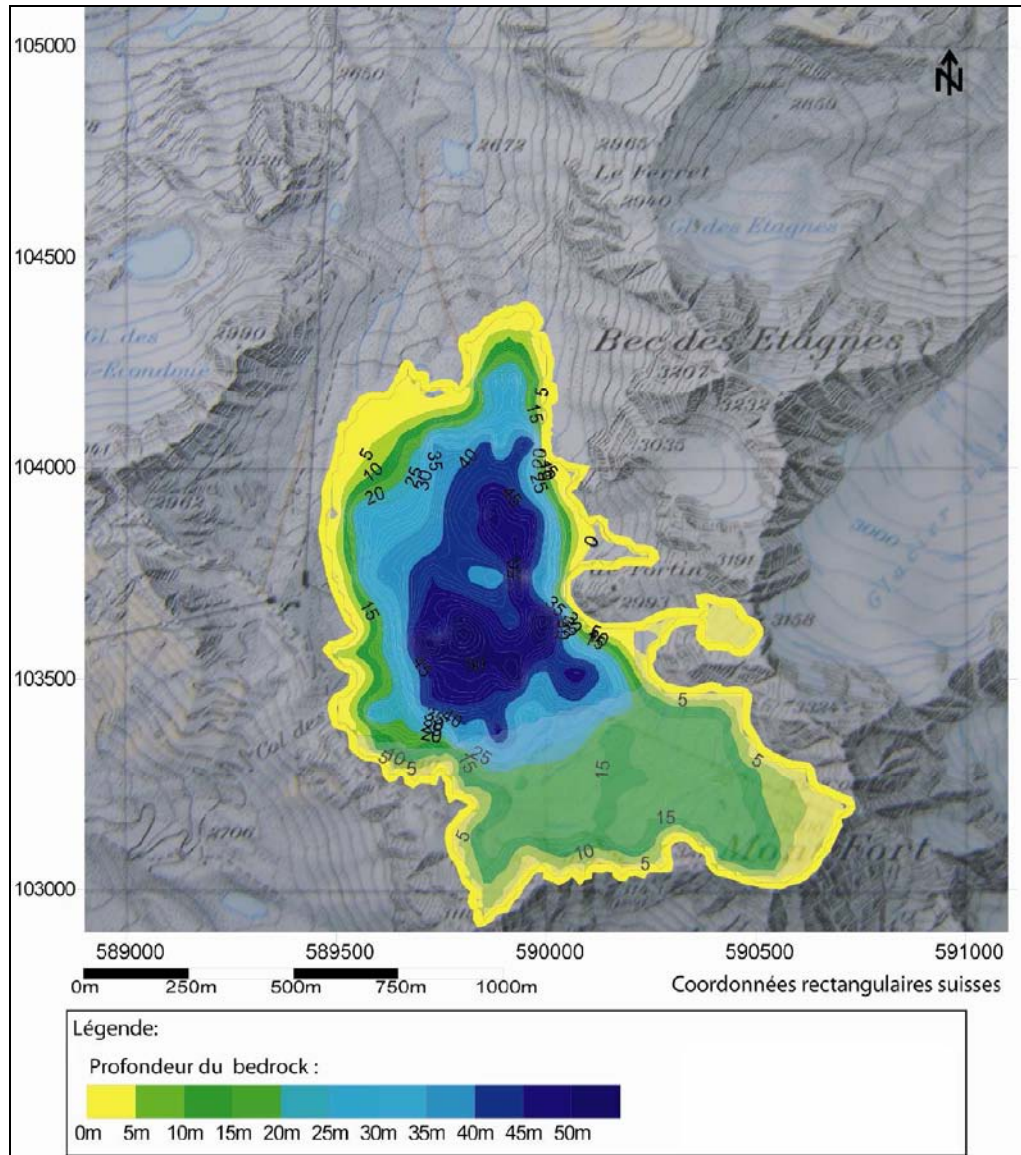


Figure 34 : Profondeur du bedrock obtenue par gravimétrie et géoradar (Lation 2006 modifié).

D'après la figure 34, on constate que l'épaisseur du glacier est très faible dans la partie amont, particulièrement dans tout le versant sous le sommet du Mont Fort. Cela explique l'important retrait du glacier qu'il est possible d'observer dans cette partie depuis quelques années. Le désenglacement des versants dans la partie amont du Glacier de Tortin est particulièrement marqué depuis l'été 2003 (fig. 35). En effet, il n'y a plus d'accumulation dans ces zones raides. Cela entraîne que le glacier fond en quelque sorte également par le haut.



Figure 35 et figure 36 : Retrait marqué du glacier dans le versant sous le Mont Fort, été 2003 (Photos : C. Lambiel)

5.2.4 Influences des modifications anthropiques sur la dynamique glaciaire

Le glacier de Tortin fait partie du domaine skiable des 4 Vallées depuis 1979, date de la construction du téléphérique du Mont Fort (Lambiel 2006). On y a même pratiqué le ski d'été jusqu'en 1998. Aujourd'hui, certaines observations montrent que l'exploitation du glacier pour la pratique du ski a une certaine influence sur la dynamique de ce dernier.

5.2.4.1 Le remaniement de la neige

Une grande quantité de neige est déplacée chaque année. Cette neige est amenée sur le tracé de la piste descendant du Mont Fort, particulièrement dans la partie aval juste avant la moraine des Gentianes, dans le but d'éviter aux skieurs de devoir déchausser leurs skis pour atteindre la station des Gentianes. En effet, la fonte prononcée du glacier entraîne augmentation de la différence de niveau entre le haut de la moraine et le glacier. Par endroits, la perte d'épaisseur du glacier peut atteindre 1 mètre par année (mesures DGPS cf. 5.5, Télé-Nendaz communication orale, Lation 2006). Cela rend l'accès au téléphérique de plus en plus difficile pour les skieurs en provenance du Mont Fort.

Le remaniement de la neige durant l'hiver modifie le régime d'accumulation de certaines zones du glacier. Les conséquences de ce remaniement sur le glacier se remarquent facilement durant l'été. En effet, on peut observer une dépression relativement prononcée au sud-est du Col des Gentianes, dans la zone où une grande partie de la neige est prélevée durant l'hiver (fig. 37).

Inversement, on peut observer un bombement du glacier au niveau de la partie finale de la piste du Mont-Fort. Depuis l'été 2005, la neige dans cette partie est partiellement conservée à l'aide de bâches durant la saison estivale (cf. 5.2.4.2).

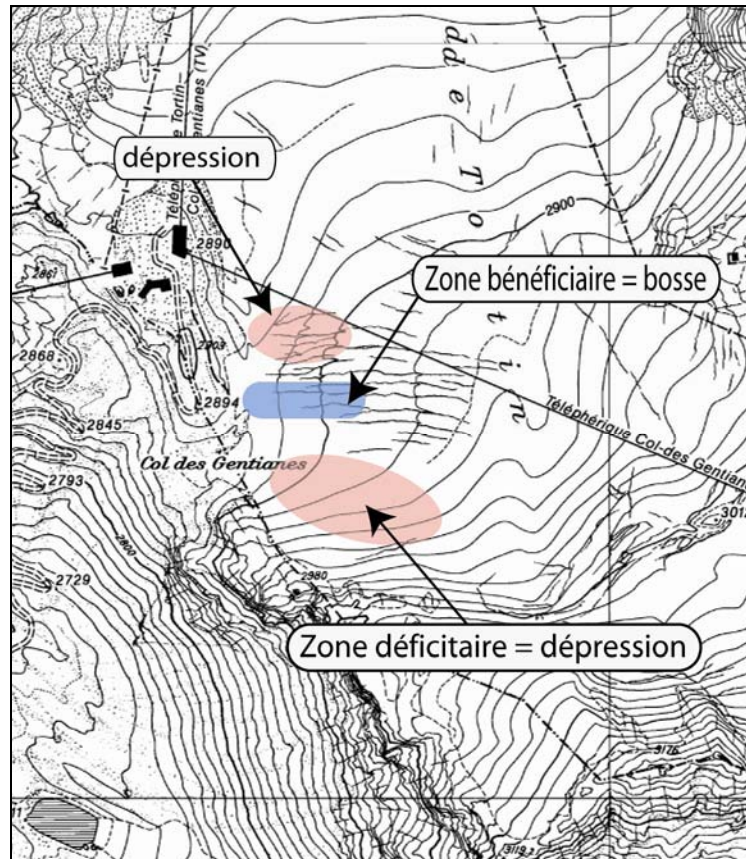


Figure 37 : Conséquences du remaniement de la neige dans le cadre de l'exploitation du domaine skiable

Une partie de la neige déplacée chaque hiver sert également à boucher les crevasses qui se trouvent sur le tracé de la piste.

5.2.4.2 Couverture partielle du glacier par des bâches

Comme expliqué précédemment, une partie de la neige est remaniée et sert à la constitution d'une sorte de rampe facilitant le retour des skieurs à la station des Gentianes. Depuis 2005, cette rampe de neige (partie du glacier) est couverte par des bâches en début d'été dans le but de limiter la fonte (fig. 38). Il s'agit d'une surface d'un peu plus de 2000m² qui a été couverte. Cela a préservé un peu plus de 3000m³ de neige selon les estimations de Télé-Nendaz. En moyenne cela a donc permis de conserver 1 m d'épaisseur de neige (jusqu'à plus de 2m à certains endroits).

En 2006, l'opération a été reconduite, avec une légère augmentation de la surface couverte. Cependant, à la fin du mois d'août, une tempête de foehn a déplacé et déchiré une partie des bâches (fig. 39). Toutefois, malgré cela, une bonne partie de la neige a quand même été préservée de la fonte.



Figure 38 : Bâches de protection



Figure 39 : Dégâts suite à une tempête de foehn

Le principe de fonctionnement de ces bâches est simple, elles sont censées remplir une triple fonction :

- elles **protègent du rayonnement solaire**
- elles **protègent de la pluie**
- elles **permettent une conservation du froid**

La fixation des bâches se fait d'une part par des clous enfoncés dans le glacier. D'autre part, les extrémités des bâches sont clouées à de lourdes poutres de bois. Enfin, de nombreuses pierres sont placées sur toute la surface couverte pour alourdir cette dernière.

Cette technique de couverture est également utilisée sur une petite partie du glacier du Gurschen à Andermatt (Uri, Suisse) ainsi que sur le glacier de la Zugspitze (Bayern, Allemagne), où des résultats semblables ont été constatés. Les bâches de protection apparaissent comme une technique relativement efficace. Evidemment, il ne s'agit pas d'une solution à long terme contre le réchauffement climatique. D'autre part, ces bâches ont un impact non négligeable sur le paysage. Certaines institutions, comme Greenpeace et Mountain Wilderness, prennent d'ailleurs position contre la couverture des glaciers⁶.

5.2.5 Synthèse

La compilation et l'analyse des données existantes sur le Glacier de Tortin ont permis d'obtenir l'historique de l'évolution du glacier depuis la fin du PAG. En résumé, les principaux constats sont les suivants :

- Le front du glacier a reculé de près de 900m entre 1892 et 2005. C'est-à-dire d'environ 35% par rapport à l'extension qu'il avait au début des mesures.

⁶ En 2005, une manifestation sur le glacier du Gurschen (Uri, Suisse) était organisée par les militants de Greenpeace pour protester contre la pose de bâches sur les glaciers alpins.

-
- La surface du glacier n'est plus que de 0.89km^2 en 2005. Cela est 3 à 4 fois moins qu'en 1878 (3.3km^2)
 - Dans la partie centrale, le glacier perd actuellement en moyenne environ 1m d'épaisseur chaque année.
 - Plusieurs observations montrent que les modifications anthropiques, comme le remaniement de la neige, ont une certaine influence sur la dynamique glaciaire.
 - Tout semble indiquer que le Glacier de Tortin est condamné à disparaître dans le courant du siècle et même dans à peine une vingtaine d'années d'après les scénarios les plus pessimistes.
 - La fonte prononcée du glacier provoque un désenglacement progressif des versants à l'amont du glacier. Le glacier de Tortin fond donc en quelque sorte également « par le haut ».

5.3 Régime thermique du permafrost

Le forage réalisé dans la moraine latérale gauche du Glacier de Tortin (fig. 40) en 2002 fournit de précieuses informations sur le régime thermique du permafrost de la zone d'étude. Cependant, il est important de rappeler qu'il s'agit d'une information ponctuelle, c'est-à-dire localisée en un seul point de l'espace. Une partie des données a été traitée par Lambiel (2006) dans le cadre d'une étude sur la dynamique des terrains sédimentaires gelés.



Figure 40 : Localisation du forage

Il faut également rappeler que, dans les années 80, des travaux de terrassement ont été effectués dans la zone où se situe aujourd'hui le forage. Ces travaux ont certainement modifié le régime thermique du permafrost dans la zone. Cependant, étant donné l'intervalle de temps relativement important entre ces travaux et la mise en place du forage (2002), on peut supposer qu'un nouvel équilibre thermique s'est mis en place dans la partie supérieure de la moraine. Par contre, les travaux récents d'abaissement de la route (octobre 2006) pourraient légèrement influencer les mesures à l'avenir. Pour limiter ces perturbations thermiques latérales, du matériel a été remblayé contre le forage à la fin des travaux.

Les mesures montrent que l'épaisseur du niveau actif est légèrement inférieure à 1.5m. En effet, le capteur situé à cette profondeur affiche toujours des températures négatives, mais parfois ces dernières sont très proches de 0°C. Par contre, le capteur situé à 1 m de profondeur affiche des températures positives en été, il se situe donc à l'intérieur du niveau actif.

L'analyse des températures dans le niveau actif sur les quatre années de mesures permet de mettre en évidence une augmentation des pics de températures l'été et une diminution des pics l'hiver (fig. 41). En effet, pendant les deux premiers hivers la température à 1 m de profondeur était toujours légèrement supérieure à -2 °C alors que durant l'hiver 05/06 cette dernière atteint parfois des valeurs proche de -5°C.

D'une manière générale, on constate que l'amplitude entre les températures estivales et hivernales connaît une nette augmentation. La diminution marquée des températures dans le niveau actif s'explique, sans doute, par l'arrivée de plus en plus tardive de la neige ces dernières années. En effet, l'absence d'un manteau neigeux suffisamment épais en début d'hiver favorise un refroidissement plus marqué du sol. L'enneigement influence donc grandement les températures hivernales dans le niveau actif.

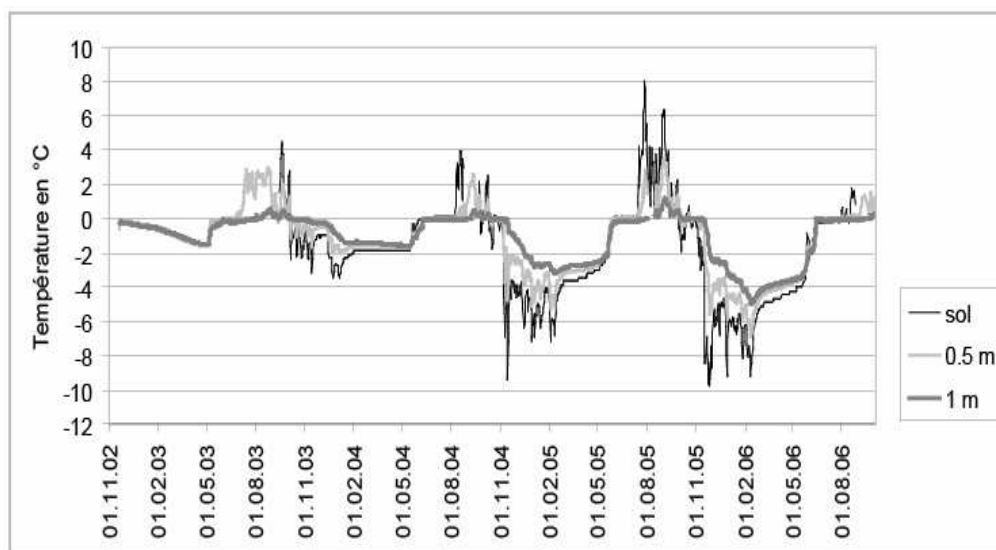


Figure 41 : Evolution des températures proches de la surface (niveau actif) sur quatre années consécutives

Les profils thermiques (fig. 42 et fig. 43) sont typiques des relevés qui se font habituellement dans un permafrost (Delaloye 2004, Haerberli et al. 1998). Toutefois, on constate quand même des différences assez importantes entre le profil 2002/2003 et le profil 2005/2006. Les températures à faible profondeur (niveau actif) en 2005/2006 sont nettement inférieures aux températures de 2002/2003. Inversement, à partir de 12 m, les profils présentent des températures plus élevées en 2005/2006. Ce constat est confirmé par la figure 44 qui illustre les tendances des moyennes mobiles à différentes profondeurs. D'après ces tendances, il semblerait qu'on assiste depuis 2005 à un léger refroidissement à faible profondeur. Après l'été 2003, toutes les moyennes des températures présentent des tendances au réchauffement. Cependant, ce n'est qu'en profondeur (20m) que cette tendance semble se poursuivre après l'été 2005. A plus faible profondeur, les températures prennent la même tendance que les températures de l'air¹ qui présentent une tendance en diminution durant la période de l'étude.

¹ Les informations sur la tendance des températures de l'air sont basées sur les mesures obtenues au site des Lapires (Valais, Suisse) situé à seulement quelques kilomètres puisqu'il n'y a pas de relevé directement au Col des Gentianes.

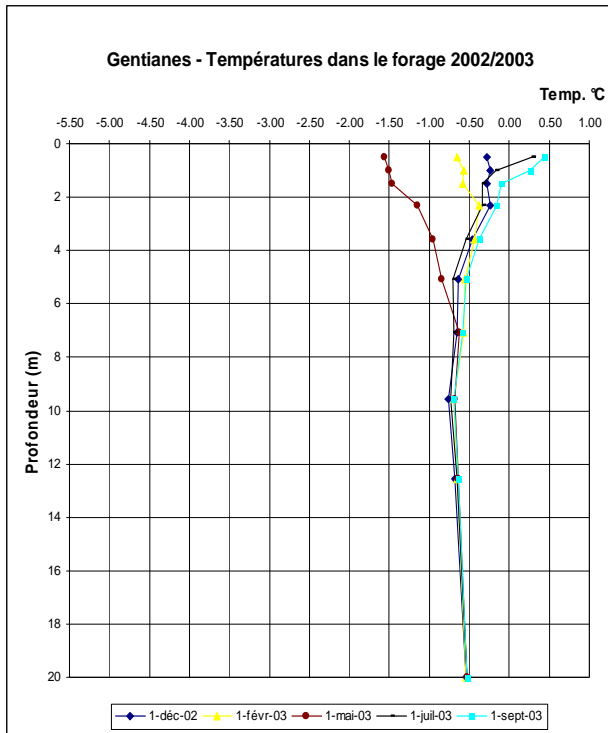


Figure 42 : Profil thermique 2002/2003

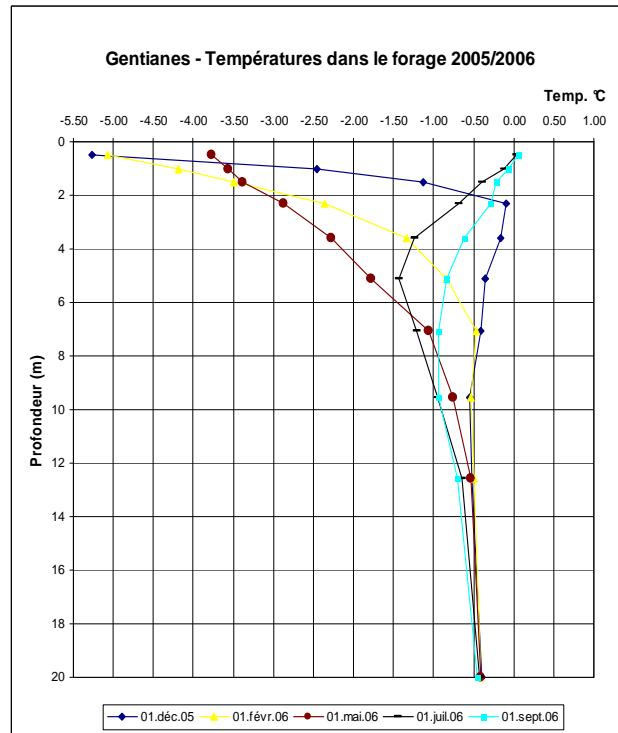


Figure 43 : Profil thermique 2005/2006

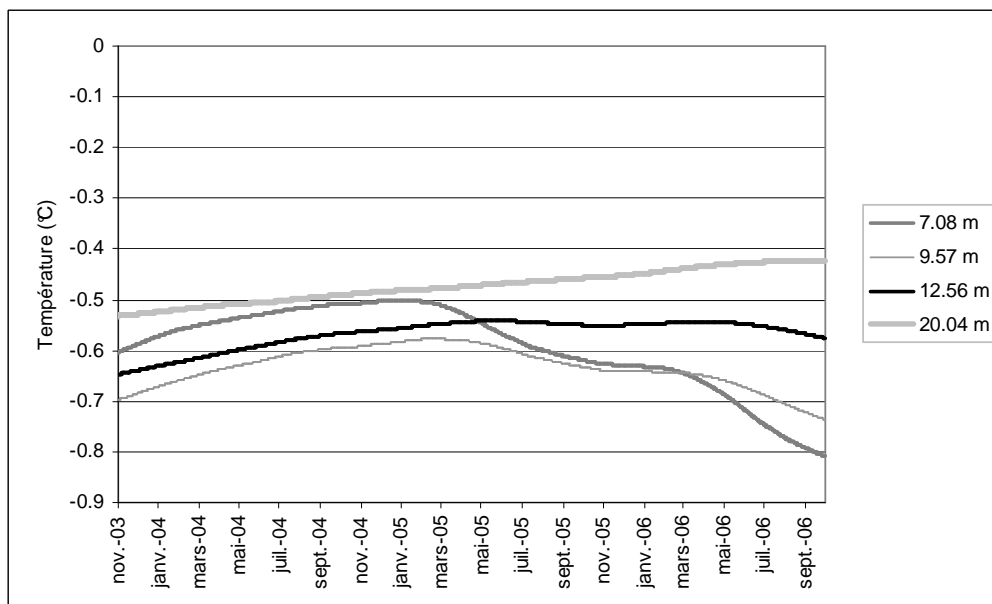


Figure 44 : Tendances des moyennes mobiles (calculée sur 365j) de novembre 2003 à octobre 2006

La figure 45 permet de mettre en évidence le décalage temporel des minima et maxima des variations de la température de différents capteurs. Ainsi, les températures minimales sont enregistrées vers la mi-mai à 3.6m alors qu'à 7 m elles le sont qu'un mois plus tard en moyenne. Le temps de transmission entre la surface et une profondeur de 10 m est d'environ 5 à 6 mois. Ce décalage est semblable à ce qui a pu être observé ailleurs (Delaloye 2004, Vonder Mühl et

al. 2004) et il souligne le fait que les transferts d'énergie se font principalement de manière verticale par conduction.

On constate aussi une atténuation relativement marquée de l'amplitude des variations de la température avec la profondeur. Ainsi, le capteur à 20 m de profondeur n'enregistre plus que d'infimes variations. D'autre part, les températures enregistrées à 20 m semblent indiquer une tendance au réchauffement. Les valeurs de ce réchauffement sont très faibles (0.05 à 0.1°C) et surtout elles sont inférieures au niveau de précision du capteur. Il est donc difficile de parler avec certitude d'un réchauffement du permafrost en profondeur.

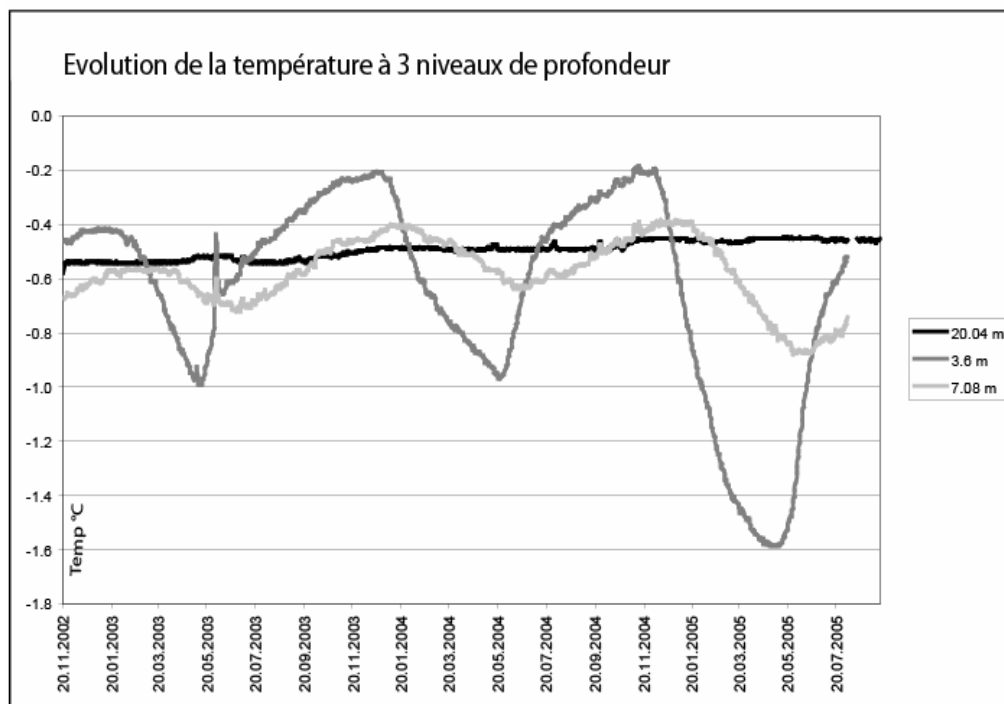


Figure 45 : Evolution de la température à différentes profondeurs. On remarque une atténuation des variations et un décalage temporel des inflexions avec la profondeur.

Les températures dans le niveau actif ou à proximité de ce dernier, réagissent rapidement en fonction de la température de l'air. En général, les températures enregistrées à ces profondeurs présentent des tendances similaires à la température de l'air.

Cependant, Lambiel (2006) a mis en évidence des variations de la température du sol inverses aux variations de la température de l'air durant la période de froid à la fin du mois de janvier 2005 (fig. 46). Ces réactions inverses se poursuivent également au début du mois de février. Lambiel (2006) explique ce phénomène par de possibles échanges thermiques advectifs. La vague de froid aurait provoqué des circulations d'air ascendantes (effet de cheminée) semblables à ce qui a été observé dans certains éboulis (Delaloye 2004, Lambiel 2006, Pieracci 2006).

Rappelons que les échanges d'énergies dans la moraine se font généralement de manière verticale par conduction. En effet, la part importante de matériaux fins dans la moraine ne permet pas de circulation d'air et empêche ainsi les échanges advectifs. Cependant, les premiers mètres de la moraine, qui

correspondent généralement au niveau actif, sont souvent constitués de matériaux plus grossiers où l'advection est théoriquement possible (cf. 2.1.5, Gruber 2005).

Etant donné que la moraine des Gentianes est constituée en surface de blocs relativement gros et au vu des mesures enregistrées (fig. 46) « il est tout à fait envisageable que de l'air puisse s'élever dans le flanc intérieur de la moraine, pour être ensuite évacué sur le dos de celle-ci, donc dans les environs du forage » (Lambiel 2006).

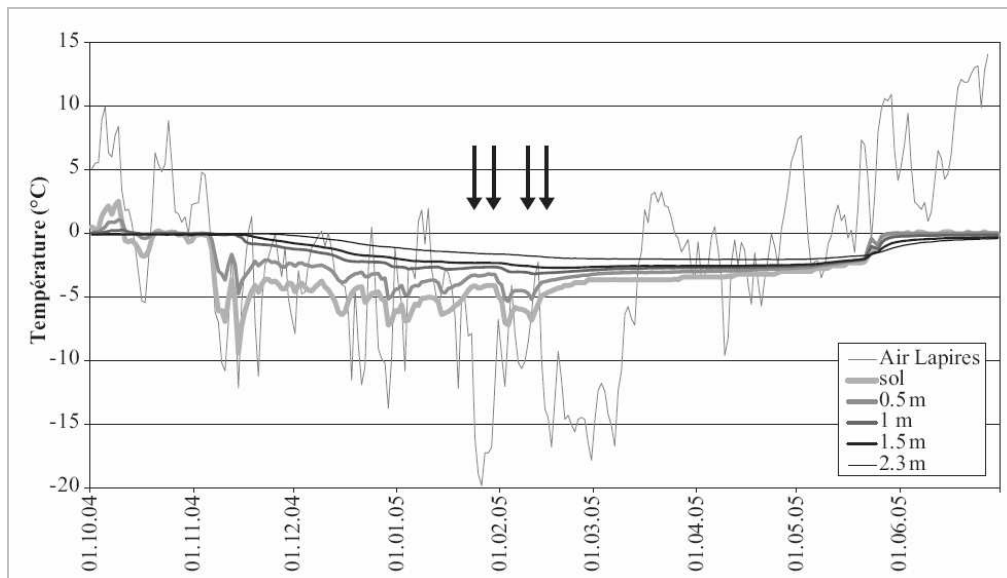


Figure 46 : Evolution des températures proches de la surface 2004/2005. Les flèches indiquent les périodes où les températures dans le niveau actif évoluent de manière inverse par rapport à la température de l'air (Lambiel 2006).

Il est intéressant de constater que durant l'hiver 2005/2006, les températures à faible profondeur se sont comportées de la même façon que la température de l'air (fig. 47). On n'a donc pas « d'inversion » comme cela fut le cas pour l'hiver précédent. Pourtant l'hiver 2005/2006 a également connu des périodes relativement froides (-20°C). La différence du comportement des températures dans le niveau actif entre ces deux hivers est difficilement explicable. On peut toutefois noter quelques différences. Premièrement, l'épisode de froid de janvier 05, qui semble être à l'origine de l'inversion des températures dans le niveau actif, fut plus long que les périodes froides de l'hiver suivant où l'on ne constate pas d'inversion. Deuxièmement, les températures minimales (-20°C) ont été enregistrées un mois plus tard (fin janvier) durant l'hiver 04/05 que lors de l'hiver 05/06.

Ces différences n'expliquent cependant pas de manière satisfaisante les comportements distincts qu'ont connus les températures dans le niveau actif pendant ces deux hivers. Les différents comportements thermiques pourraient aussi être liés à des différences au niveau de l'enneigement d'une année à l'autre. On peut donc regretter l'absence de données précises sur le manteau neigeux au niveau du forage.

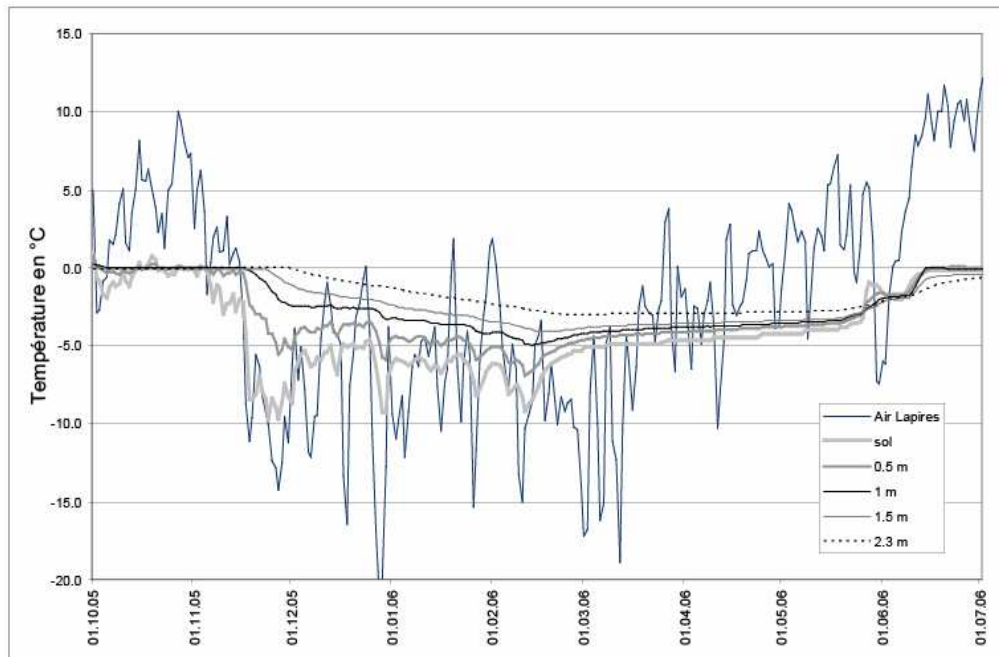


Figure 47 : Evolution des températures proche de la surface 2005/2006. On ne constate pas d'inversion marquée entre les températures dans le niveau actif et la température de l'air comme lors de l'hiver précédent.

Il n'y a pas non plus de phénomène d'inversion marqué pour les hivers 02/03 et 03/04.

Synthèse des principaux résultats du forage :

Dans les grandes lignes, les mesures prises dans le forage nous donnent les informations suivantes :

- **La présence d'un permafrost est confirmée.** En profondeur (en dessous de 1.5m), les températures mesurées sont négatives tout au long de l'année.
- **L'épaisseur du niveau actif est légèrement inférieure à 1.5m.** En effet, le capteur situé à cette profondeur affiche toujours des températures négatives, mais parfois ces dernières sont très proches de 0°C. Par contre, le capteur situé à 1 m de profondeur affiche des températures positives en été.
- **La moraine est en tout cas gelée jusqu'à une profondeur de 20m** puisque que le capteur le plus profond (20.04m) indique une température moyenne de -0.5°C. Nous n'avons pas d'information au delà de cette profondeur.
- **Nous sommes en présence d'un permafrost semi-temperé,** d'après la définition de Delaloye (2004)
- **A partir de 7 à 8 m de profondeur les variations saisonnières sont fortement atténuées.**

- Le gradient de température est **négatif entre 7 et 10 m et positif en dessus de 10 m** de profondeur.
- **Des inversions entre les températures de l'air et celles du niveau actif sont parfois observables.** Les échanges d'énergie par advection semblent donc possibles à faible profondeur.
- D'une manière générale, **on constate une augmentation de l'amplitude saisonnière des températures du sol.**

5.4 Extension du permafrost (résultats mesures de prospection)

5.4.1 Propriétés thermiques de surface (mesures BTS)

Durant l'hiver 2004/2005, des mesures de la température à la surface du sol (BTS) ont été faites dans une partie de la marge proglaciaire. La figure 48 permet de localiser les différentes zones de mesures. En effet, trois zones ont été distinguées et analysées de manière séparée (zone A, zone B, zone C). Les séries de points BTS de la zone A et B ont fait l'objet d'une interpolation par krigeage. Les points de la zone C n'étaient pas assez nombreux pour qu'une interpolation soit pertinente. Ils sont donc présentés simplement sous forme de points (sans krigeage).

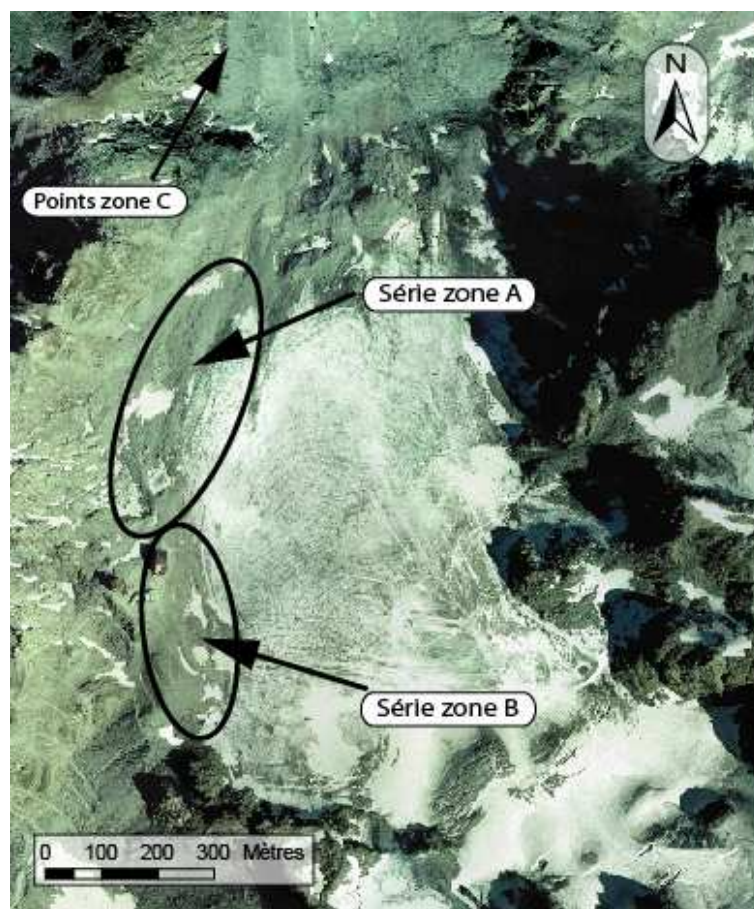


Figure 48 : Localisation des mesures BTS. Les points de la zone A et de la zone C ont été faits le 10.03.05. Les points de la zone B datent du 11.03.05

Les BTS ont rapidement permis de mettre en évidence des zones plus froides que d'autres (fig. 49). Les mesures varient parfois fortement sur de petites distances. Des différences allant jusqu'à 4°C ont été enregistrées entre des points séparés de 20 m seulement. D'autre part, les variations de la température sont nettement plus marquées dans la direction est-ouest que nord-sud d'une manière générale. Ce dernier constat a été intégré dans

l'interpolation par krigeage des températures, puisque la modélisation a été faite sur la base d'un variogramme directionnel¹.

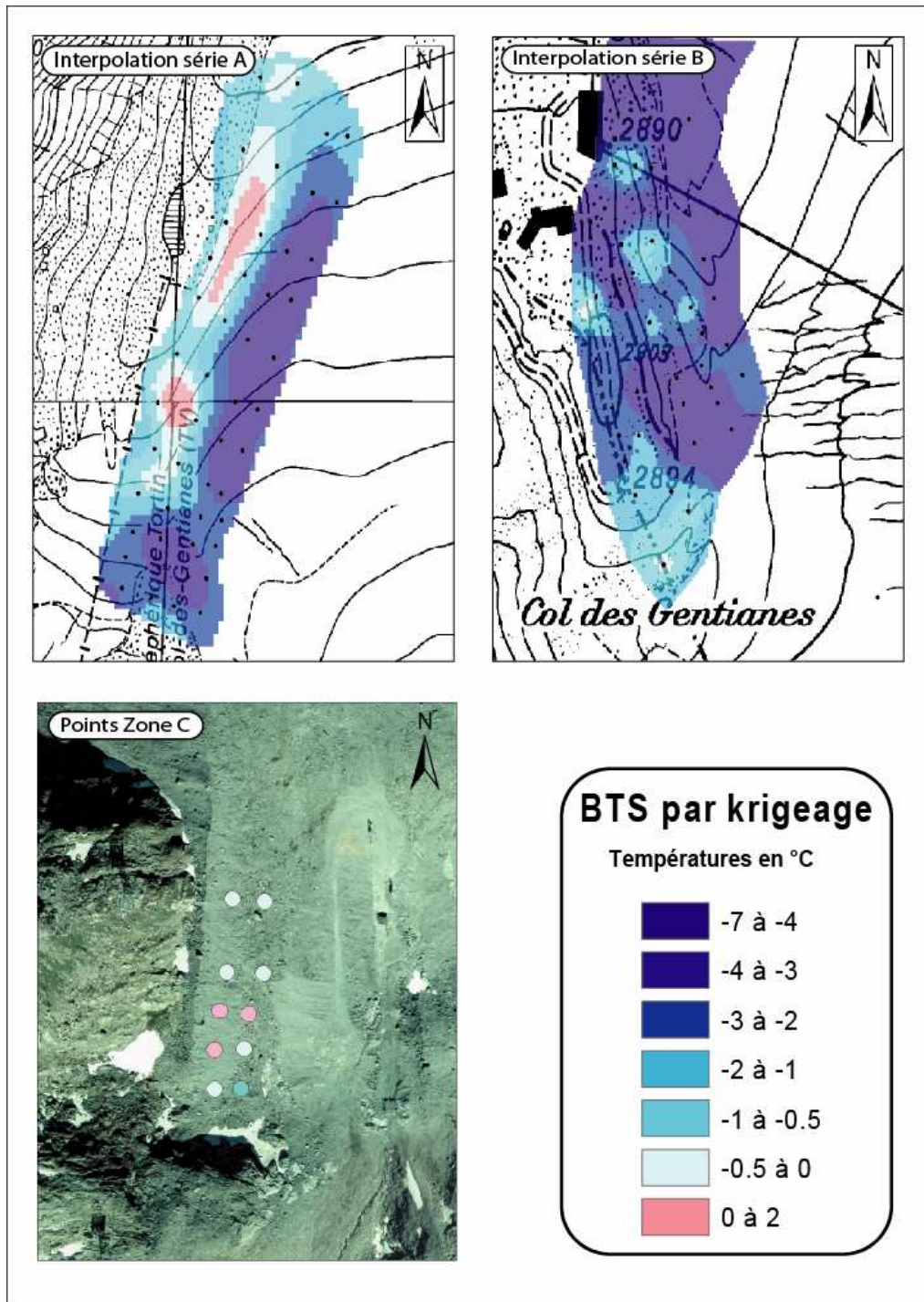


Figure 49 : Résultats des mesures BTS après krigeage

Dans la série A, certaines températures sont positives. On remarque également clairement l'influence thermique du glacier dans cette zone. Ce dernier est sans doute à l'origine des variations spatiales extrêmement marquées en

¹ Pour la série A : la direction appliquée au variogramme est de 315° N, c'est-à-dire une orientation du sud-est vers le nord-ouest. Pour la série B : la direction appliquée au variogramme est 255° N, c'est-à-dire approximativement une orientation est-ouest.

direction de l'ouest. En effet, on constate un refroidissement marqué en direction du glacier. Il est important de préciser que la plupart des points de la série A n'ont pas été pris sur le glacier malgré ce que laisse croire l'orthophoto utilisée pour la localisation (fig. 48). En effet, les fonds de cartes et particulièrement les orthophotos utilisés sont relativement anciens et le glacier de Tortin a perdu de la surface ces dernières années.

Les températures de la série B ne sont jamais positives. Globalement, la moraine au sud de la station des Gentianes est une zone « froide » car on y mesure des températures comprises entre -3 et -4°C. A l'extrémité sud de la zone B, les températures sont moins froides puisqu'elles varient entre -2°C et 0°C.

Il est également possible que la formation d'un petit lac proglaciaire entre le glacier et la moraine dans cette zone ait eu une certaine influence sur les mesures BTS. En effet, l'eau contenue dans ce lac représente un apport calorifique non-négligeable qui pourrait influencer les températures du sol dans cette zone.

Les quelques points mesurés à l'est de la gare inférieure du téléphérique du Mont Fort ne semblent pas être influencés par la proximité du bâtiment. En effet, la plupart des températures mesurées à l'est du bâtiment sont inférieures à -4°C.

Les points de la zone C ont été pris sur la moraine construite dans la partie basse de la marge proglaciaire. D'une manière générale, les températures y sont proches de 0°C. D'ailleurs, en quelques points, on mesure même des températures légèrement positives.

Synthèse des principaux résultats BTS :

Dans les grandes lignes, les mesures BTS de l'hiver 2004/2005 montrent :

- **Des variations spatiales extrêmement marquées des températures à la surface du sol (GST).**
- Une **direction principale ouest-est des variations** de la GST. Peut-être liée à la présence du glacier ?
- A priori **pas de réchauffement particulier dans les parties fortement anthropisées** de la moraine².
- **Des températures « plus chaudes » dans la partie aval de la marge proglaciaire** (zone C = moraine construite).

² Cependant, il n'a pas été possible de prendre des mesures sur les pistes à proximité immédiate de la gare inférieure du téléphérique du Mont Fort, ni à proximité du restaurant des Gentianes puisque le damage intensif de ces zones ne permettait pas d'atteindre le sol avec les sondes BTS.

5.4.2 Propriétés électriques de la moraine

5.4.2.1 Résultats des sondages géoélectriques

Sept sondages ont été réalisés dans la marge proglaciaire de Tortin pour étudier la distribution du permafrost ainsi que le contenu en glace de la moraine.

La figure 50 permet de localiser les différents sondages. Les sondages Ge-1 et Ge-2 ont été réalisés par C. Lambiel en 2002 (Lambiel 2006), les autres ont été réalisés dans le cadre de cette étude durant l'été 2005 et l'été 2006.



Figure 50 : localisation des sondages géoélectriques

Les sondages Ge-1 et Ge-2 suivent la direction générale de la moraine (nord-sud). Ge-1 est centré sur la route qui mène au glacier (route inférieure) alors que Ge-2 se situe un peu plus haut sur le dos de la moraine.

Les deux branches de Ge-1 sont relativement semblables et ont une forme en cloche typique des résistivités d'un terrain gelé (fig. 51). On peut noter que les résistivités du niveau gelé sont plus faibles au sud (26 kΩm) qu'au nord (65 kΩm). Par contre, d'après les modèles retenus, l'épaisseur des sédiments gelés augmente en direction du sud de presque 10 m.

La courbe Ge-1 nord retombe rapidement avec l'augmentation de OA (à partir de OA=60 m environ). Cela est sûrement lié au fait qu'à partir de cette distance le sondage traverse une zone où ont été réalisés des travaux d'excavations pour la gare inférieure du téléphérique du Mont Fort.

Pour le sondage Ge-2 c'est la branche sud qui montre un permafrost plus résistant (40 kΩm). L'épaisseur des sédiments gelés augmente, comme pour Ge-1, également en direction du sud.

Les résistivités mesurées par les sondages Ge-1 et Ge-2 sont assez faibles par rapport à ce qui a pu être mesuré généralement dans d'autres marges proglaciaires (Delaloye 2004, Hauck et al. 2003, Kneissel 2004). Cela malgré le fait que la présence de glace massive ait été attestée par des observations visuelles lors des travaux d'abaissement de la route qui mène au glacier (octobre 2006). L'état thermique du permafrost (cf. 5.3) n'explique pas non plus de manière satisfaisante les faibles valeurs mesurées. Toutefois, « il faut prendre les résistivités obtenues comme telles. Dès lors, elles peuvent faire office de **valeurs de référence pour un pergélisol quasi-tempéré saturé à sursaturé en glace** » (Lambiel 2006).

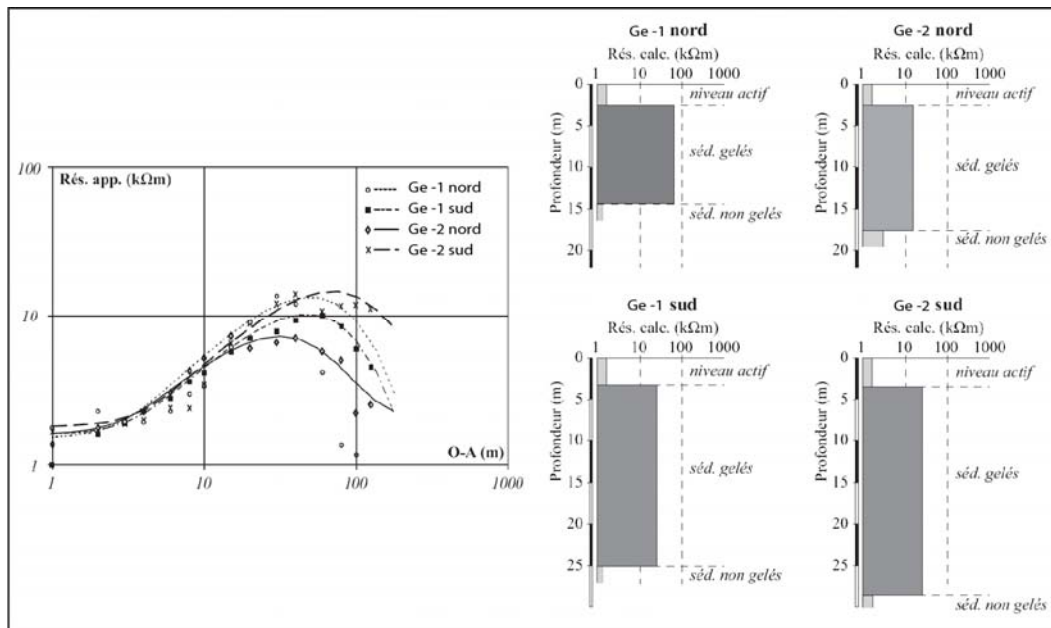


Figure 51 : Sondages géoélectriques Ge-1 et Ge-2 effectués sur la moraine des Gentianes au sud de la gare inférieure du téléphérique du Mont Fort (Lambiel 2006 modifié).

La branche nord du sondage Ge-3 (fig. 52), réalisé dans le flanc de la moraine, présente des résistivités du niveau gelé plus faibles (24 kΩm) que les branches nord des sondages Ge-1 et Ge-2. Les résistivités retombent, lorsque OA = environ 40m, ce qui montre que le permafrost n'est, ici, pas très épais (6.5m). Par contre, le niveau actif est plutôt épais avec 3.7m. Au-dessous de 10m, le terrain n'est probablement plus gelé.

La branche sud du sondage Ge-3 a été interprétée par un modèle à 4 couches. Le niveau actif mesure 1.3m et sous ce dernier on trouve une couche épaisse de 12m mais n'ayant qu'une résistivité de 3.7 kΩm. Le niveau gelé, lui, ne se trouve qu'à partir de 13.3m de profondeur. Il présente une résistivité de 27 kΩm et mesure 15m. **La branche sud du sondage Ge-3 pose un certains nombres de problèmes d'interprétations.** En effet, le modèle géologique proposé n'est, d'après les observations géomorphologiques, pas réaliste. La couche de moraine non gelée, d'une épaisseur de 12m, au-dessus du permafrost, paraît peu plausible voir même impossible. Les difficultés d'interprétations sont probablement liées à des hétérogénéités du terrain extrêmement importantes.

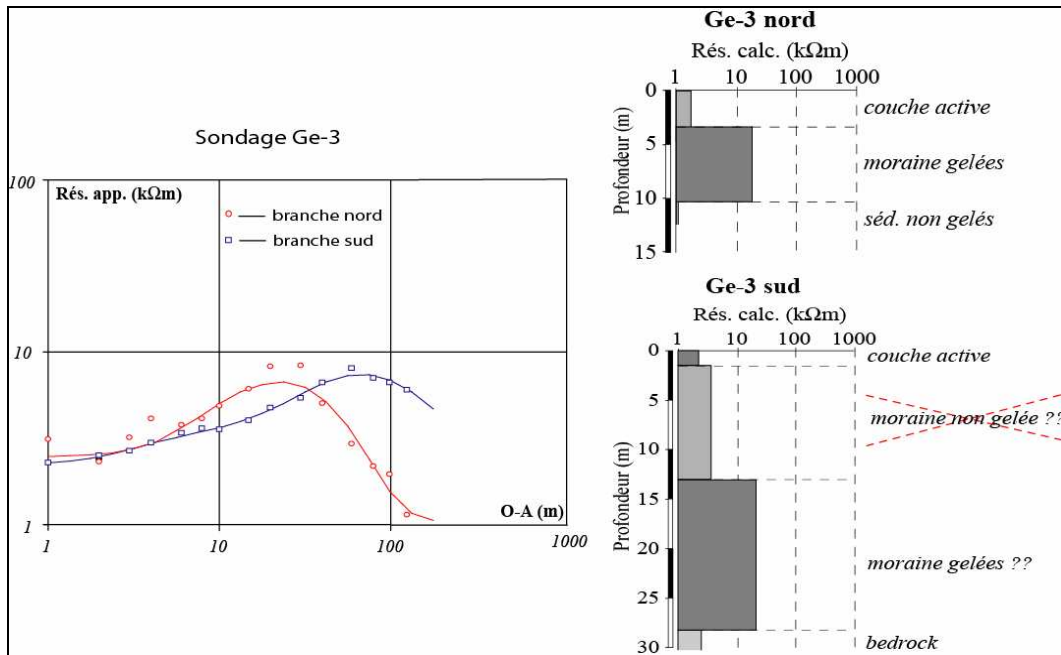


Figure 52 : Sondage Ge-3 réalisé dans le flanc de la moraine des Gentianes. Le modèle de la branche sud est problématique puisqu'il ne correspond pas aux observations géomorphologiques.

Le sondage Ge-4 a été réalisé à l'aval de la marge, dans une zone où le glacier ne s'est retiré que très récemment. Le sondage Ge-5 se situe, quant à lui, un peu plus à l'ouest en bordure de la marge.

En surface, cette zone est totalement détremée par les eaux de fonte du glacier. Cela explique les résistivités extrêmement faibles mesurées en surface. En effet, on obtient 0.9 kΩm pour la première couche de la branche nord du sondage Ge-5 et 1.13 kΩm pour la première couche du symétrique de Ge-4 (fig. 53). Les résistivités maximales sont très faibles, 3.9 kΩm pour le symétrique de Ge-4 et 8.3 kΩm pour la branche nord de Ge-5. Elles correspondent, dans les deux cas, à la deuxième couche du modèle. Toutefois, ces valeurs semblent trop faibles pour être interprétées comme des niveaux gelés. Dans le cas du symétrique de Ge-4, la résistivité de 3.9 kΩm correspond vraisemblablement à du bedrock puisque l'épaisseur des sédiments est probablement très faible. En effet, il est possible d'observer plusieurs affleurements de roches moutonnées à proximité du centre du sondage. D'autre part, des mesures de gravimétrie (Lation 2006) confirment également la faible épaisseur des sédiments dans cette partie aval de la marge.

Dans le cas de la branche nord de Ge-5, la résistivité de 8.3 kΩm pour le deuxième niveau du modèle peut être expliquée par une couche de sédiments non gelés (moraine). D'après la branche sud, la résistance de ce niveau diminue puisque la résistivité maximale est de 2.55 kΩm (modèle non représenté).

Notons également que le modèle géologique de la branche nord du sondage Ge-5 semble attester de la présence d'une couche aquifère entre 3 et 5m de profondeur.

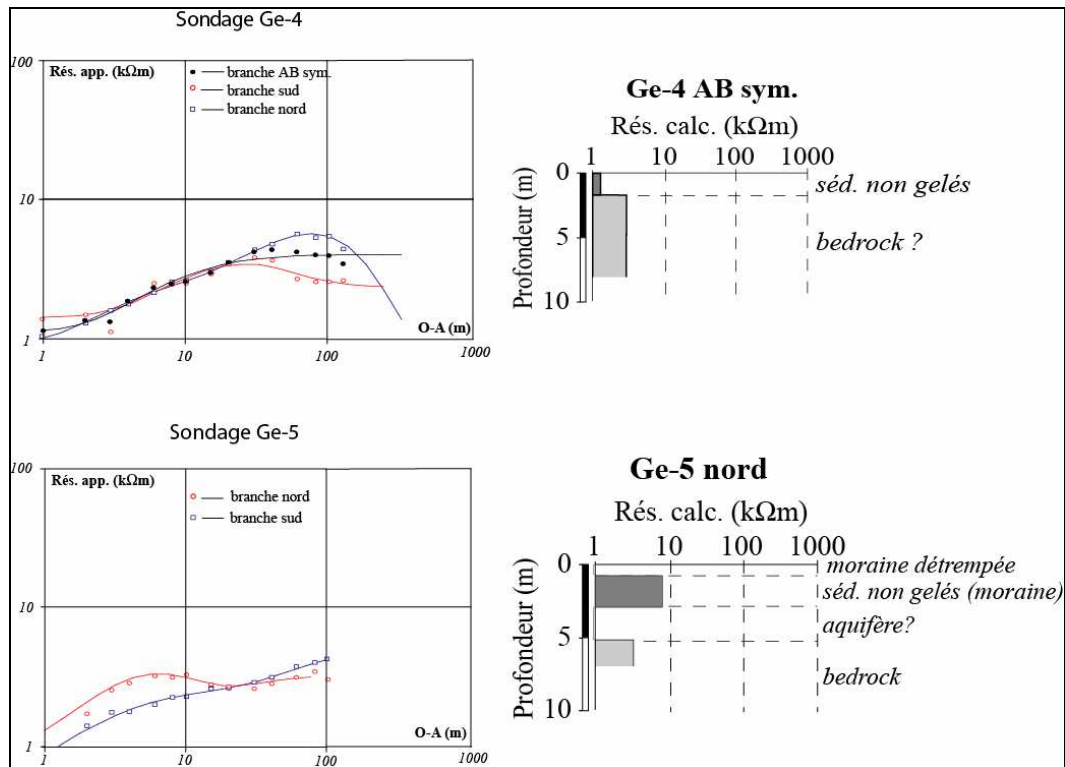


Figure 53 : Sondages Ge-4 et Ge-5 réalisés dans la partie aval de la marge proglaciaire.

Le sondage Ge-6 se situe sur le versant sud-ouest du col des Gentianes, c'est-à-dire le versant dominant la combe des Chaux. Le sondage Ge-7 a été réalisé au travers du col, dans le but de mettre en évidence les possibles différences entre les deux versants du col.

On constate que les résistivités du sondage Ge-6 (fig. 54) sont très faibles (< ou égales à 10 kΩm). Les résistivités ont tendance à augmenter en direction du sud. Au nord, les valeurs obtenues semblent indiquer une absence de permafrost. En effet, on obtient, d'après le modèle, une deuxième couche avec une résistivité spécifique de seulement 6.8 kΩm à partir de 1.5m de profondeur environ et d'une épaisseur de plus de 7m. Cette couche pourrait correspondre à de la moraine non gelée, mais étant donné la faible épaisseur de sédiments dans cette zone, les valeurs obtenues pourraient également être attribuées à du bedrock fracturé.

Au sud, on trouve une couche plus résistante (10 kΩm) et un peu moins épaisse (~4.5 m). Bien que la résistivité spécifique de cette dernière soit assez faible (10 kΩm), **il pourrait s'agir d'une couche correspondant à un niveau de permafrost tempéré.** Au dessus de cette dernière, le niveau actif a une épaisseur de 1.2m et une résistivité de 1.5 kΩm.

Le sondage Ge-7 met en évidence une importante augmentation de l'épaisseur des sédiments non gelés de surface en direction du sud-ouest (fig. 54). La branche sud-ouest montre que, sous une couverture de sédiment de près de 9 m (1.9 kΩm), **la moraine est probablement gelée sur une dizaine de mètres.** En effet, la deuxième couche a une résistivité de 23.8 kΩm.

La branche nord-est du sondage Ge-7, quant à elle, présente une courbe des résistivités plus classique avec la présence probable d'un niveau de permafrost assez résistant 54 kΩm.

Notons que l'épaisseur du niveau actif apparaît comme étant, tout de même, assez important avec près de 3 mètres dans cette partie de la moraine.

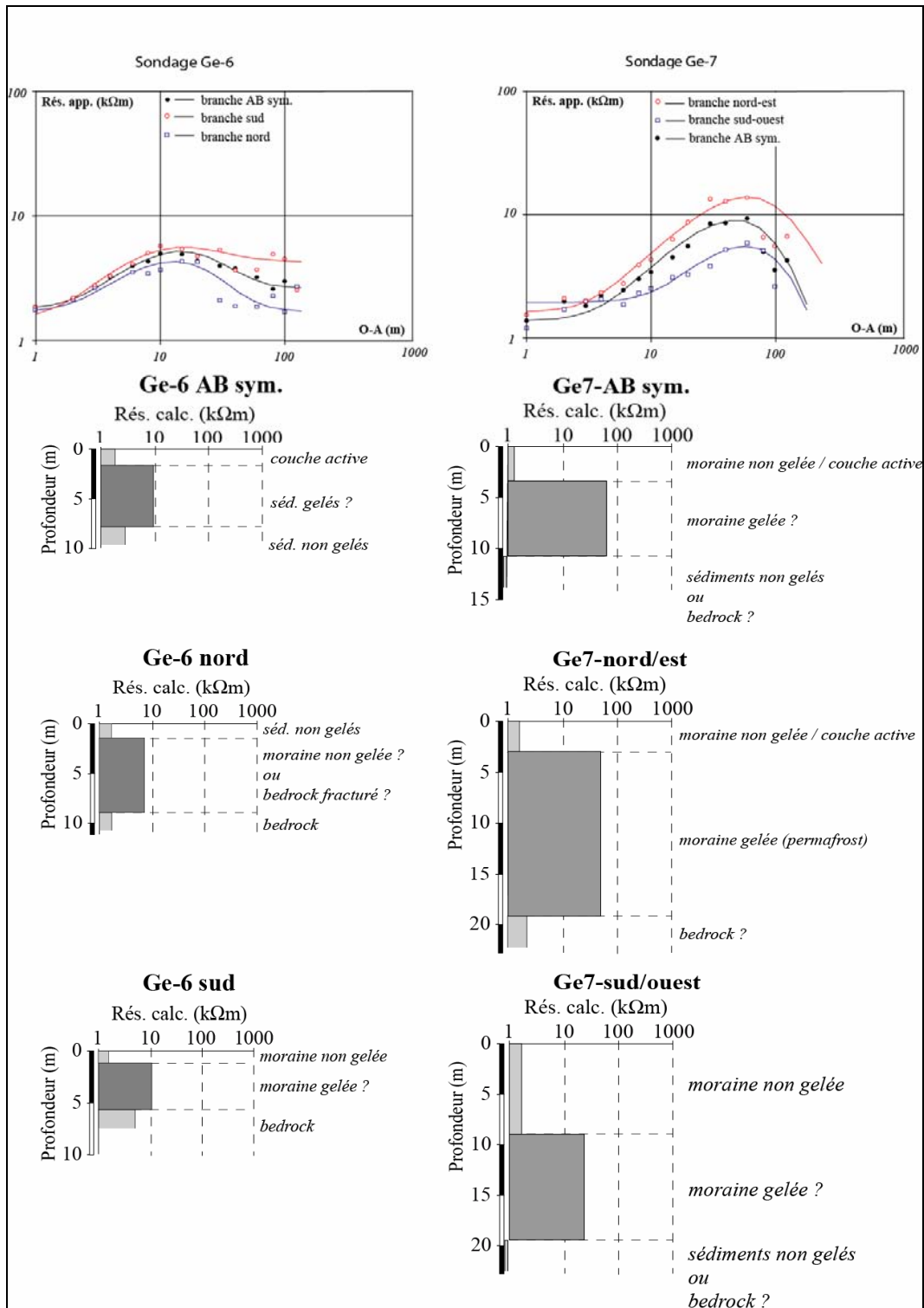


Figure 54 : Sondages Ge-6 et Ge-7 réalisés au sud de la marge. Le sondage Ge-6 a été réalisé sur le versant sud-ouest du col des Gentiannes.

5.4.2.2 Résultats des traînés

Les traînés Tr_G1 et Tr_G2 (fig. 55), réalisés respectivement sur le flanc et le dos de la moraine des Gentianes, montrent des contrastes de résistivités marqués. **Les valeurs obtenues varient entre moins d'1 kΩm et 84 kΩm. Ces variations résultent des hétérogénéités importantes du terrain.** On peut en conclure que le contenu en glace à l'intérieur de la moraine est extrêmement variable.

Les valeurs minimales se trouvent à proximité de la gare inférieure du téléphérique du Mont Fort. Ces faibles valeurs correspondent sans doute à des matériaux de remblai non gelés. En effet, le traîné TR_G2 passe par la zone de terrassement sur laquelle ont été construits la gare du téléphérique ainsi que le restaurant. Il s'agit donc d'une zone fortement perturbée par les aménagements anthropiques. On peut émettre l'hypothèse que la proximité de la station du téléphérique du Mont Fort a perturbé thermiquement le permafrost. **L'apport de chaleur engendré par le bâtiment pourrait avoir dégradé partiellement le permafrost présent dans la moraine dans cette zone, ce qui expliquerait les faibles résistivités apparentes mesurées dans le flanc de la moraine à la hauteur de la station.**

En effet, rien n'a été fait lors de la construction du téléphérique pour limiter le transfert de chaleur du bâtiment vers la moraine (pas de ventilation des fondations ni d'isolation particulière de ces dernières). La dégradation du permafrost par les infrastructures est un phénomène connu, particulièrement étudié dans les régions du nord (Smith et al. 2003).

Les résistivités apparentes maximales ont été mesurées à l'extrémité nord du traîné Tr_G1. **On y relève plusieurs valeurs supérieures à 70 kΩm. Elles sont à mettre en relation avec la présence de glace morte à faible profondeur dans cette zone.** En effet, des affleurements de glace y ont été observés (cf. 5.1).

Si l'on fait abstraction de cette zone de glace morte, les résistances les plus élevées se trouvent en direction du sud. On y mesure des valeurs comprises entre 10 et 40 kΩm, qui illustrent la présence de sédiments gelés en profondeur.

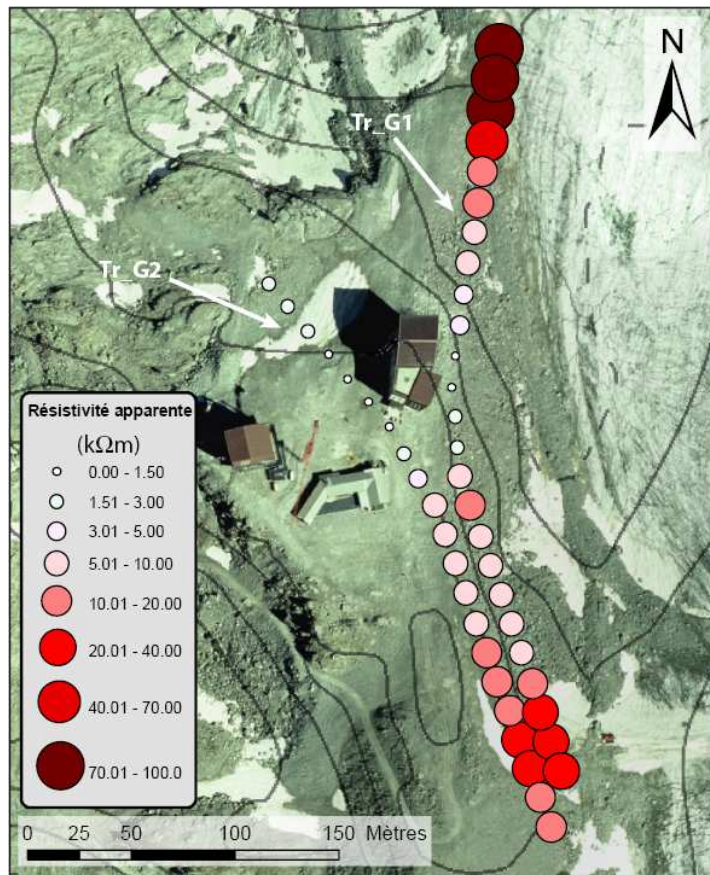


Figure 55 : Résistivités apparentes des traînés géoélectriques Tr_G1 et Tr_G2 avec un écartement inter-électrode de 15m.

Les résistivités mesurées sur le versant sud-ouest du col des Gentianes (Tr_G3) sont très faibles (fig. 56). En direction du nord, les valeurs obtenues correspondent sans doute au bedrock. En effet, l'épaisseur des sédiments y est relativement faible par rapport à l'écartement inter-électrode utilisé.

La branche nord du sondage Ge-6 (cf. 5.4.2.1, fig. 53) confirme la probable absence de permafrost dans cette zone malgré une altitude relativement élevée. Notons que l'exposition est sud-ouest, ce qui induit un ensoleillement relativement important qui est peu favorable permafrost.

Le traîné Tr_G4 relève des résistivités assez faibles comprises entre 1.5 et 5 kΩm en direction du sud-ouest. Par contre, vers le nord-est on retrouve des valeurs entre 20 et 70 kΩm. Les résultats du traîné Tr_G4 pourraient laisser penser qu'il y a absence de permafrost dans les dépôts sédimentaires en direction du sud-ouest, c'est-à-dire dans le haut du versant dominant la combe des Chaux. Cependant, le sondage Ge-7 (cf. 5.4.2.1, fig. 53) indique une importante augmentation de l'épaisseur des sédiments non gelés en direction du sud-ouest, mais ce dernier met également en évidence l'existence probable d'un permafrost à partir d'une profondeur d'environ 10m. Il est possible que la profondeur d'investigation du traîné Tr_G4 était trop faible pour atteindre les sédiments gelés ce qui expliquerait les faibles résistivités mesurées dans cette zone où, suite au débordement du glacier durant le PAG, l'épaisseur des dépôts sédimentaires est très importante.

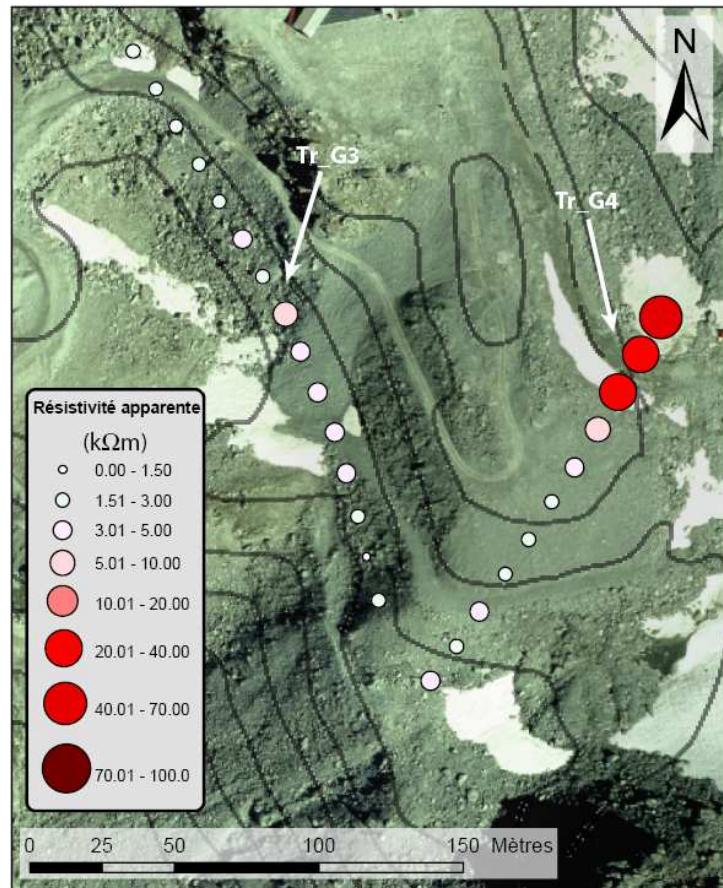


Figure 56 : Résistivités apparentes des traînés géoélectriques Tr_G3 et Tr_G4 avec un écartement inter-électrode de 15m.

5.4.2.3 Synthèse

On constate que, dans la partie amont de la marge proglaciaire, **la moraine latérale gauche contient un niveau de permafrost qui peu atteindre plus de 20 m d'épaisseur par endroit**. Tout au sud, ce niveau de permafrost se retrouve sous une importante épaisseur de sédiments non gelés.

D'une manière générale, les différentes branches des sondages et les traînés mettent en évidence des hétérogénéités très importantes des résistivités dans la moraine. On peut en déduire que **la distribution de la glace à l'intérieur de la moraine est extrêmement variable** et que, comme le confirment les échantillons de glace prélevés (cf. 5.1), la nature de cette glace est également variable.

Cependant, il ne semble pas y avoir de relation flagrante entre les températures enregistrées à la surface du sol et les possibles différences au niveau du contenu en glace de la moraine mise en évidence par la géoélectrique et par les observations géomorphologiques.

Les traînés Tr_G1 et Tr_G2 indiquent **une possible dégradation du permafrost à proximité de la gare inférieure du téléphérique du Mont Fort**.

Dans le versant sud-ouest du Col des Gentianes, il y a, d'après le sondage Ge-6, une absence partielle de permafrost. En effet, uniquement les valeurs de la branche sud du sondage pourraient être attribuées à du permafrost.

Il y a probablement absence de permafrost dans la partie aval de la marge au niveau des sondages Ge-4 et Ge-5 et cela malgré l'altitude relativement élevée (~2800m). Le glacier a donc complètement dégradé (apport calorifique) le permafrost de cette partie de la marge et il n'y a, a priori, pas eut la formation d'un néo-permafrost par la suite. Actuellement, on peut penser que les eaux de fonte du glacier (apport calorifique) empêchent la reconstitution d'un permafrost, malgré une altitude assez élevée (2800m) et une orientation nord (fig. 57).

D'après les mesures BTS de la zone C (cf. 5.4.2.1), **la moraine construite, située tout en bas de la marge proglaciaire, n'est probablement pas gelée non plus.** Des mesures de géoélectrique, réalisés par l'Institut de Géophysique de l'Université de Lausanne, semblent confirmer l'absence de permafrost dans cette partie basse de la marge (communication orale).



Figure 57 : *Front du glacier. La moraine dans cette partie est détrempée en surface et le sondage Ge-4 semble indiquer l'absence de permafrost.*

Les résultats des mesures BTS (cf. 5.4.1) et de géoléctrique (cf. 5.4.2.1 et 5.4.2.2) permettent d'obtenir une approximation de la distribution du permafrost dans la marge proglaciaire du Glacier de Tortin. La figure 58 montre cette distribution. Cependant, les limites ne sont que approximatives et demandent à être affinées par d'autres mesures.

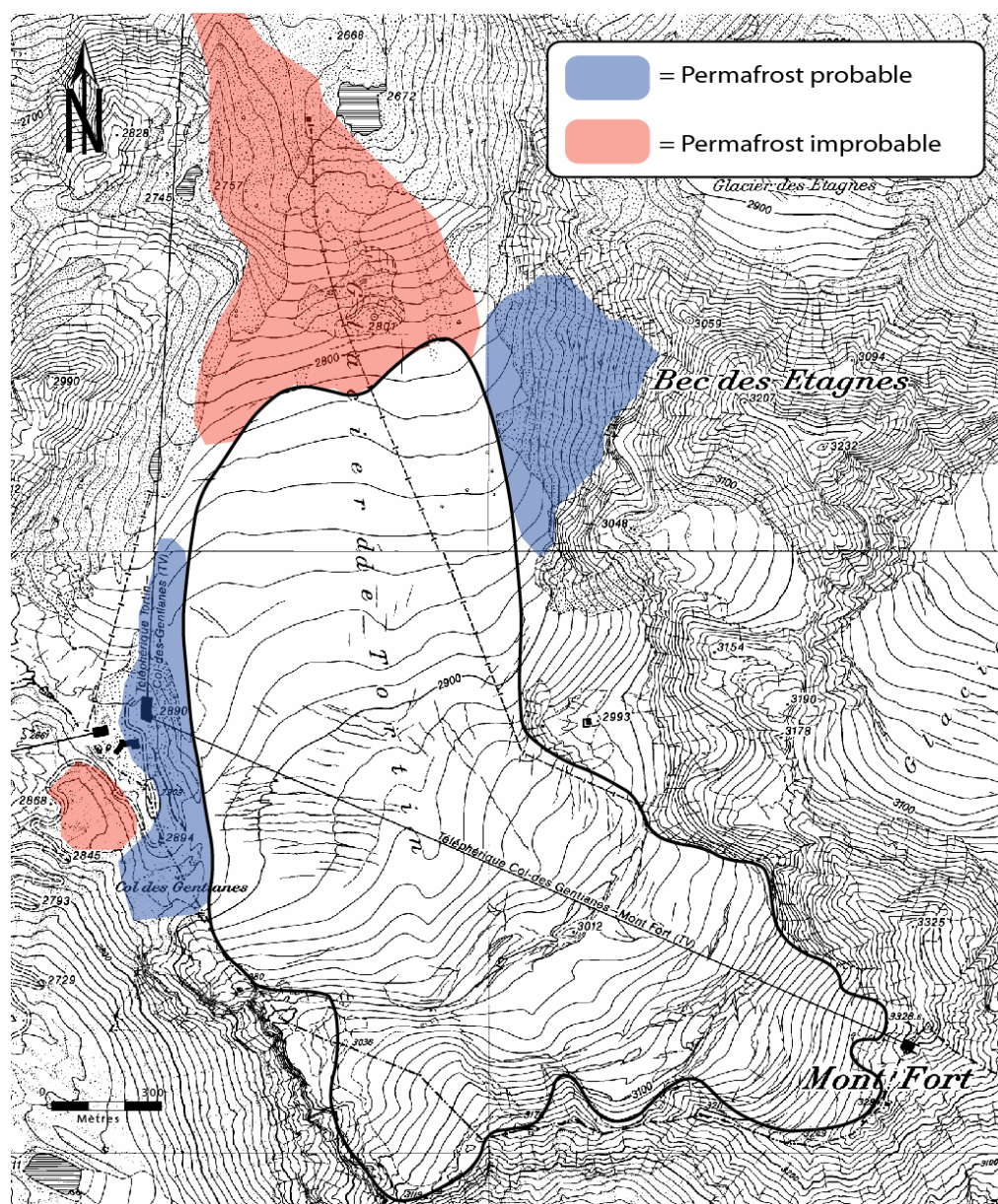


Figure 58 : Distribution du permafrost dans la marge proglaciaire de Tortin

5.5 Mouvements de terrain dans la moraine (résultats des mesures au DGPS)

5.5.1 Quelques généralités

La moraine latérale gauche du glacier de Tortin subit localement des mouvements de terrains. En effet, des observations visuelles, notamment au niveau de la gare inférieure du téléphérique du Mont Fort, indiquent qu'une partie au moins de la moraine se tasse au fil des années. Ainsi, par endroits, les fondations du téléphérique du Mont Fort sont visibles sur près de 2m (fig. 59). On constate également des petites dépressions au niveau de la route menant au glacier, qui évoluent rapidement d'une année à l'autre.



Figure 59 : Les fondations de la station de départ du téléphérique du Mont Fort sont visibles sur près de 2m. C'est une des conséquences des mouvements importants que subit la moraine.

Afin de quantifier ces mouvements de terrain, des mesures au DGPS ont été réalisées entre octobre 2004 et octobre 2006 sur 71 points (fig. 18, cf. 4.4). Les mesures ont été prises au début et à la fin de l'été afin de pouvoir comparer les déplacements hivernaux avec les déplacements estivaux. Les dates exactes et les intervalles de temps entre les campagnes de mesure sont donnés par le tableau 3.

Dates des campagnes	nbres points mesurés	nbres jours depuis dernières mesures	nbre de jours depuis premières mesures
21.09.04	71	0	0
14.07.05	60	296	296
30.09.05	52	78	374
24.07.06	47	297	671
18.10.06	26	86	757

Tableau 3 : Résumé des campagnes de mesures DGPS réalisées sur la moraine des Gentianes

5.5.2 Mouvements mesurés sur la moraine et en quelques points du glacier

Sur les 71 points de mesure, 3 ont été pris sur de la roche en place à proximité de la station de référence du DGPS. Ces trois points de « contrôle » n'ont pas bougés¹. C'est donc uniquement le corps sédimentaire (la moraine) et le glacier qui subissent des mouvements de terrains. Précisons également que les déplacements horizontaux et verticaux ont été analysés de manière séparée (indépendante) afin de pouvoir différencier des zones où les déplacements sont principalement liés à la fonte par rapport à des zones où les déplacements sont plus liés à une dynamique (glaciaire/gravitaire/fluage).

Les quelques points pris sur le glacier permettent de mettre en évidence des différences importantes entre les déplacements de la moraine et du glacier. Les déplacements sur le glacier sont en effet plus marqués que sur la moraine, particulièrement les déplacements verticaux. Ces derniers furent 9 à 10 fois supérieurs aux mouvements mesurés sur la moraine durant l'été 05 (fig. 60). Par contre, lors de l'hiver 04/05, les déplacements verticaux sur le glacier ne furent que 2 à 3 fois plus élevés que ceux enregistrés sur la moraine (fig. 61).

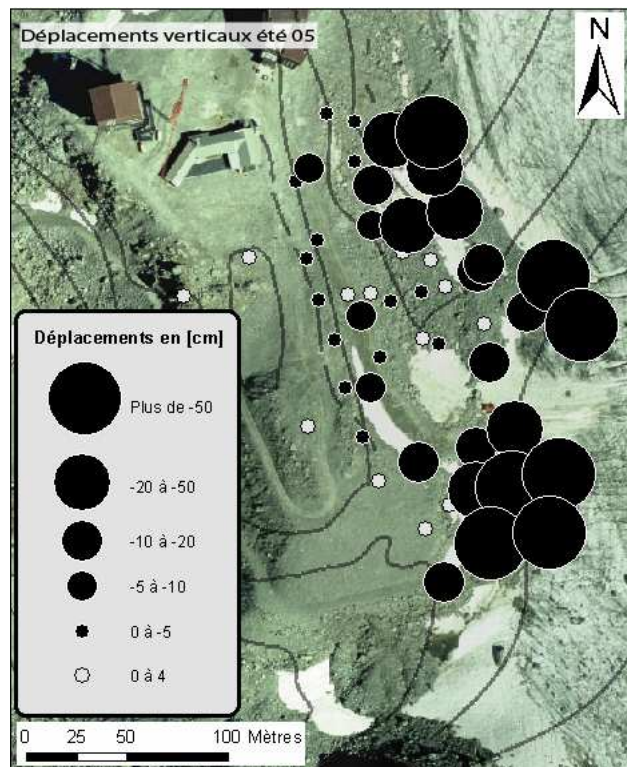


Figure 60 : Déplacements verticaux de l'été 05. Les mouvements verticaux sont plus marqués sur le glacier.

En comparant les figures 61, 62 et 63 on constate des différences saisonnières relativement importantes et cela autant pour les mouvements verticaux que pour les mouvements horizontaux. Les mouvements mesurés

¹ Les faibles différences enregistrées sont inférieures à 2 cm et ne sont pas significatives étant donné la précision de la mesure. Ces points de contrôles permettent de vérifier si les mesures d'une campagne sont cohérentes.

l'été sont nettement plus importants que ceux mesurés l'hiver malgré que l'intervalle de temps entre les mesures soit beaucoup plus court l'été (2 mois et demi).

Les flèches des mouvements horizontaux des figures 61, 62, 63 et 64 indiquent que **la plupart des mouvements horizontaux mesurés sur la moraine se font vers l'est**, c'est-à-dire en direction du glacier. Il y a quelques exceptions sur le dos de la moraine, mais ces exceptions ont une ampleur très faible.

Le sens des mouvements enregistrés vient confirmer l'hypothèse que **la moraine des Gentianes est une moraine de poussée**. En effet, les déplacements mesurés sur cette moraine gelée sont typiques des mouvements de rééquilibrage d'une moraine de poussée (Reynard et al. 2003, Delaloye 2004). La moraine des Gentianes a probablement été déformée par l'avancée glaciaire du PAG et se retrouve aujourd'hui en « déséquilibre » suite au retrait massif du glacier ces dernières années. Rappelons que, **la fonte de ce dernier peut atteindre 1 m d'épaisseur par année** (cf. 5.2).

La différence de niveau entre le glacier et le sommet de la moraine est plus grande en direction du nord. La pente est également plus importante au nord. Ainsi, le flanc de la moraine est très raide juste en dessous de la station du téléphérique du Mont Fort. Ces deux facteurs (hauteur et inclinaison de la pente) expliquent sans doute que c'est également vers le nord que les déplacements mesurés sont les plus importants. **La pente semble être un élément déterminant pour les vitesses horizontales mesurées sur la moraine** (fig. 61, fig. 62 et fig. 63). En effet, on constate que, plus au sud, où la pente est plus faible, les mouvements horizontaux sont nettement plus faibles aussi. D'ailleurs, certains points ne fluent pratiquement pas en direction du glacier au niveau du bout de la route près de la rampe artificielle.

D'autre part, les données géoélectriques provenant du traîné Tr_G1 (cf. 5.4.2.2) et du sondage Ge3 (cf. 5.4.2.1) ne mettent pas en évidence des différences flagrantes entre ces deux zones. Du moins, il n'y a pas de différences assez grandes qui pourraient expliquer de manière satisfaisante les écarts importants dans les déplacements mesurés. D'après les modèles obtenus, il semblerait même que l'épaisseur du permafrost soit un peu plus importante vers le sud (fig. 52 cf. 5.4.2.1). On peut en conclure que **la topographie, plus précisément la disposition et la forme des corps qui constituent la marge proglaciaire, ont probablement davantage d'influence sur les déplacements que les différences au niveau du contenu en glace**.

Cependant, l'influence du permafrost se manifeste dans les contrastes entre les déplacements estivaux et hivernaux. En effet, on constate que l'accélération estivale des mouvements sur la moraine est proportionnellement plus importante au sud, c'est-à-dire là, où la pente est un peu plus faible mais où le contenu en glace semble être plus conséquent. Il semblerait que, au niveau de la route et aux abords de la rampe artificielle, le fluage lié à la présence du permafrost soit assez important durant les mois d'été. Cela contraste avec les mouvements hivernaux qui sont très faibles dans cette zone à faible pente.

Plus au nord par contre, sous l'effet de la gravité, les mouvements horizontaux sont loin d'être insignifiants durant l'hiver. C'est pourquoi, le contraste avec les mouvements estivaux y est un peu moins marqué.

Les points situés à l'aval des bâtiments au niveau du glacier sont les seuls à se déplacer en direction du nord (bien visible sur la fig. 62). Ils suivent l'écoulement du glacier qui se fait vers le nord dans cette zone et confirment ainsi le fait que **le bas de la moraine couvre une partie du Glacier de Tortin**. Cependant, il ne s'agit pas de glace morte puisque les points mesurés dans cette zone suivent encore clairement la dynamique glaciaire.

Dans la partie amont des mesures qui ont été faites sur glacier, les déplacements se font plutôt vers l'ouest, c'est-à-dire en direction de la moraine. L'écoulement glaciaire vient donc ici localement « butter » contre la moraine. Ainsi, d'un point de vue mécanique, on pourrait émettre l'hypothèse que cette légère poussée glaciaire vers l'ouest pourrait réduire (ou compenser) localement les mouvements de rétro-fluage de la moraine. Cela pourrait, en partie, expliquer les mouvements horizontaux assez faibles enregistrés en certains points dans cette partie centrale de la moraine. Cependant, il faut rappeler que la pente est assez faible dans cette zone. Cette faible pente explique sans doute également les faibles déplacements mesurés.

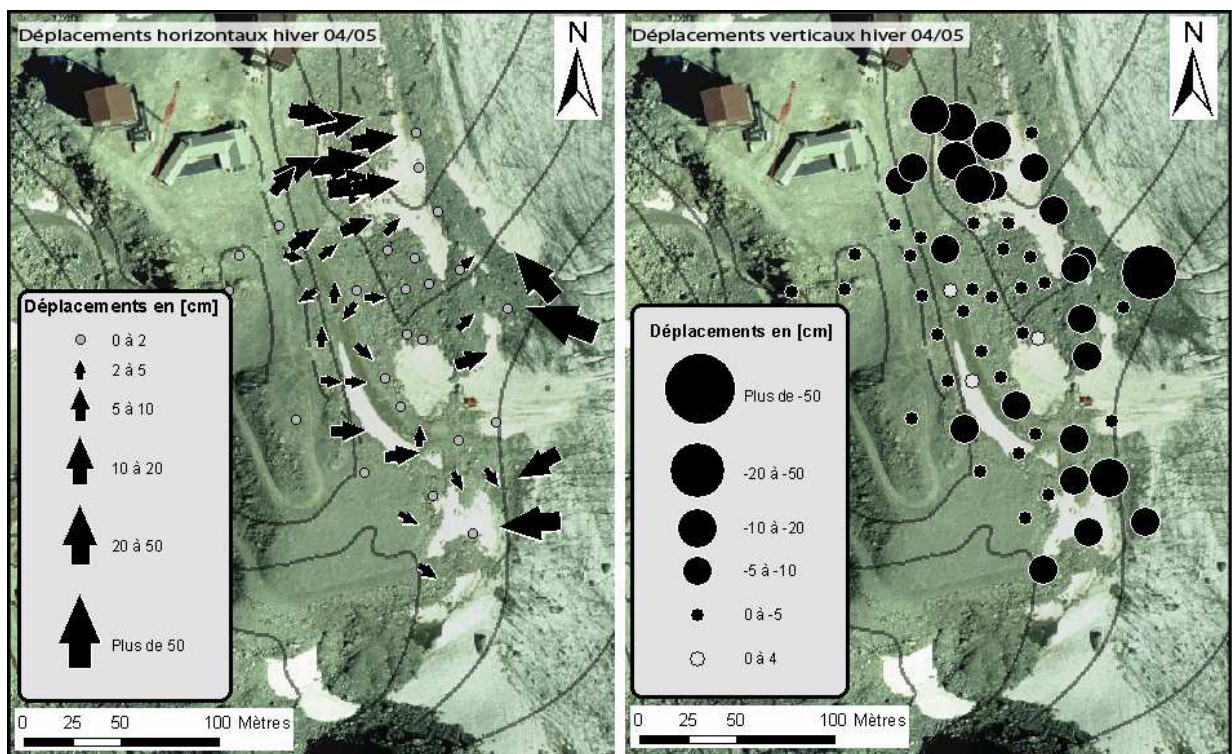


Figure 61 : Déplacements horizontaux et verticaux entre le 21.09.04 et le 14.07.05

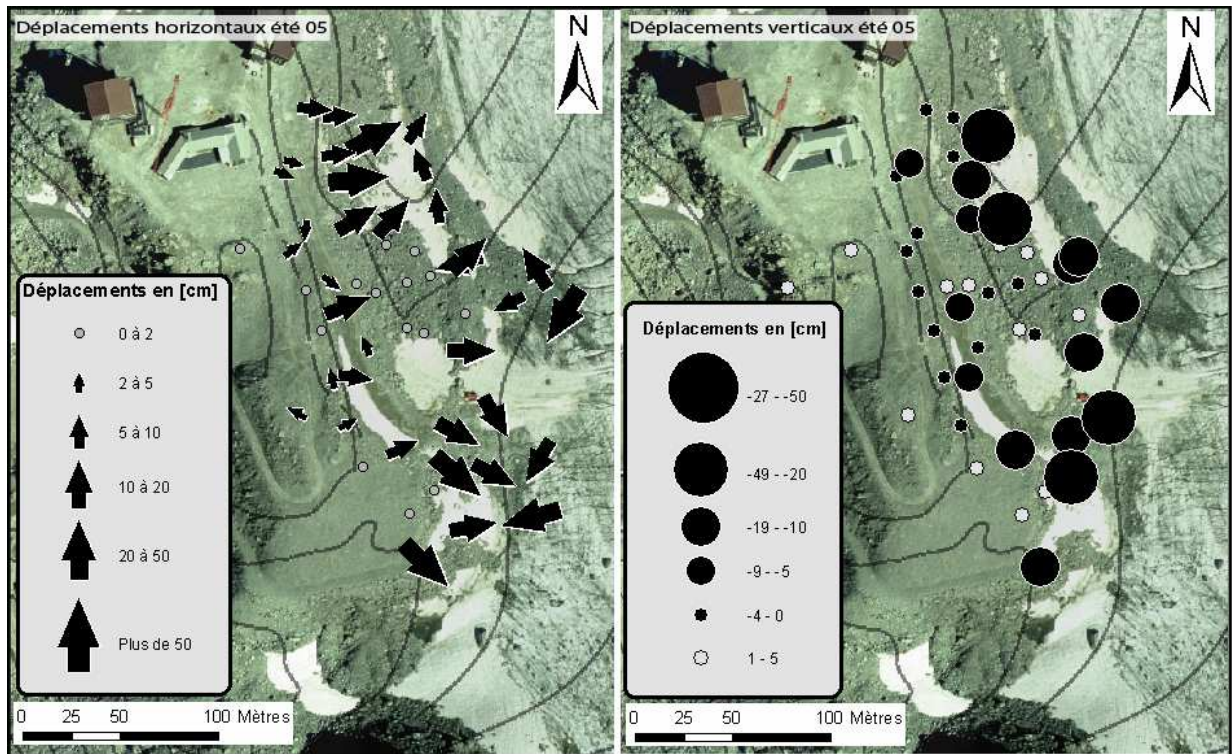


Figure 62 : Déplacements horizontaux et verticaux entre le 14.07.05 et le 30.09.05. Les mouvements verticaux des points situés sur le glacier (non couvert) ne sont pas représentés afin de faciliter la lecture et l'analyse de la carte.

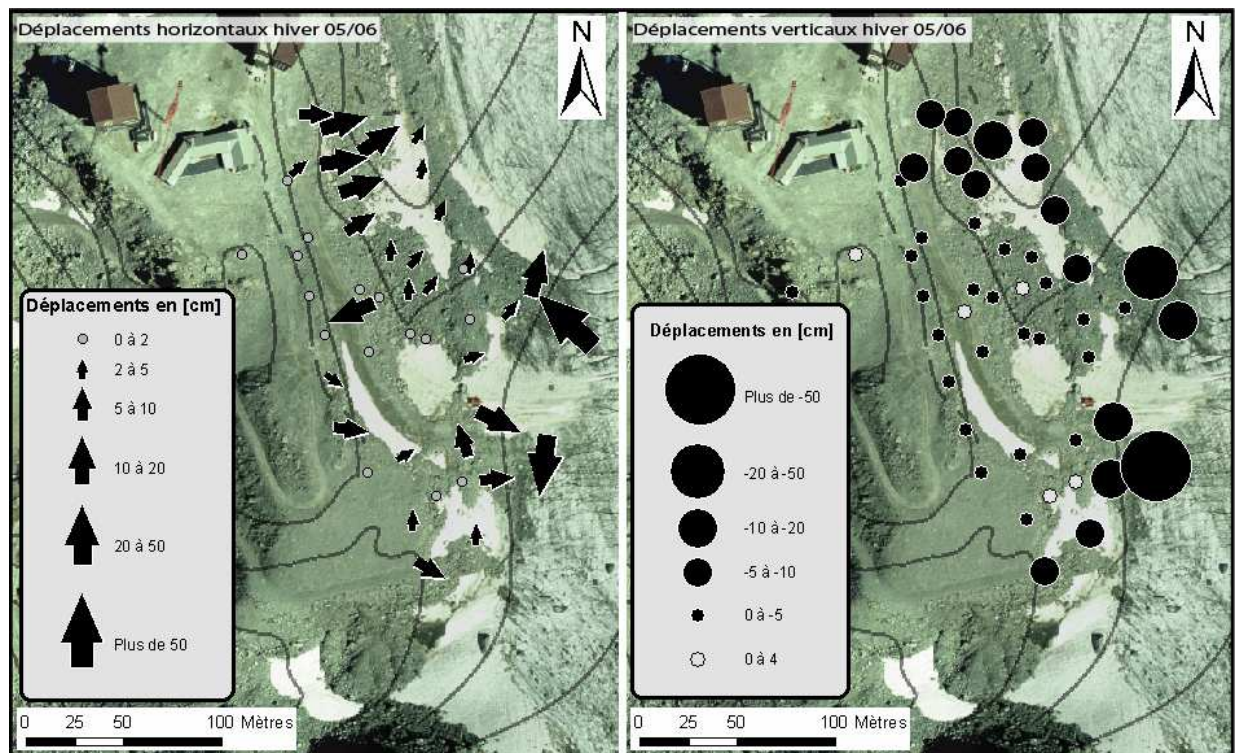


Figure 63 : Déplacements horizontaux et verticaux entre le 30.09.05 et le 24.07.06

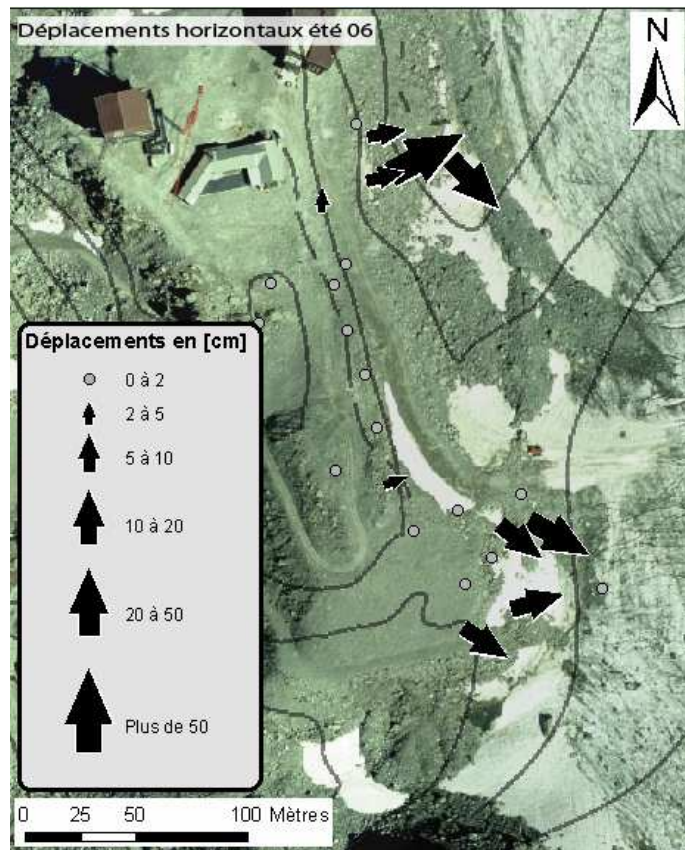


Figure 64 : Déplacements horizontaux entre le 24.07.06 et le 18.10.06. Les mouvements verticaux de l'été 06 ne sont pas représentés.

Les mouvements analysés jusqu'ici étaient des mouvements « brutes ». Dans le chapitre suivant, Les mouvements sont exprimés en vitesses annuelles pour permettre une meilleure comparaison hiver/été de différentes zones.

5.5.3 Mise en relation des vitesses annuelles de certaines zones avec l'évolution de la température au niveau du sol

Le but de ce chapitre est de comparer les vitesses annuelles moyennes d'une sélection de points pris dans différentes parties de la moraine et sur glacier, avec la moyenne mobile de la température enregistrée au niveau du sol (GST). En effet, certains travaux ont pu mettre en évidence une relation directe entre les vitesses mesurées sur certains glaciers rocheux et les températures enregistrées par des captures au niveau du sol (Perruchoud et al. 2006).

D'une manière générale, **les vitesses annuelles mesurées sont extrêmement variables**. En certains points, elles sont presque nulles alors qu'ailleurs on enregistre des vitesses annuelles maximales de 5 mètres. Certaines vitesses élevées sont la conséquence de l'éboulement du bloc sur lequel a été faite la mesure. Ces derniers n'ont pas été pris en considération dans le calcul des vitesses moyennes².

² Ces points sont identifiables par une accélération drastique entre deux séries de mesures.

Les figures qui suivent (fig. 65, fig. 66, fig. 68, fig. 69) permettent de visualiser les vitesses annuelles moyennes de quatre zones différentes. Ces quatre zones sont : le dos de la moraine (partie supérieure), la route au niveau du forage, le flanc de la moraine (partie inférieure) et le glacier.

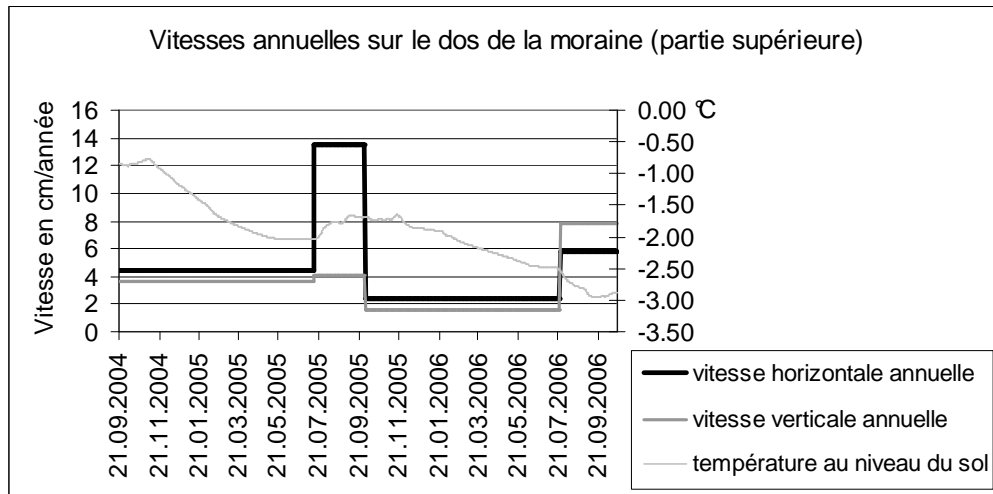


Figure 65 : Vitesses annuelles d'une sélection de points sur le dos de la moraine (partie supérieure) mises en parallèle avec l'évolution de la température du sol (moyenne mobile).

Dans la partie supérieure de la moraine, sur le dos de celle-ci, on mesure les vitesses les plus faibles (fig. 65). Celles-ci sont en moyenne deux fois moins rapides que sur la route au niveau du forage. Ce sont particulièrement les vitesses horizontales estivales qui sont nettement en deçà des vitesses que l'on mesure ailleurs. Ces faibles vitesses sont probablement liées à l'absence de pente. En effet, le dos de la moraine des Gentianes est relativement plat notamment à cause nombreux terrassements qui ont été nécessaires à la construction des bâtiments. Toutefois, il semblerait que déjà à l'origine³ la moraine des Gentianes avait une forme assez arrondie typique des moraines de poussées.

Comme partout ailleurs sur la moraine, les vitesses horizontales sont supérieures aux vitesses verticales, exception faite de l'été 06 lors duquel les mouvements verticaux étaient plus importants que les mouvements horizontaux sur le dos de la moraine.

Il est assez étonnant de voir que les mouvements verticaux sont restés pratiquement stables entre l'hiver 04/05 et l'été 05. Le dos de la moraine est une zone probablement moins affectée par la fonte de morceaux de glace massive que la zone vers le forage (fig. 66).

³ Cela est montré par une carte (non représentée) qui est antérieure aux aménagements entrepris dans le cadre de l'exploitation du domaine skiable.

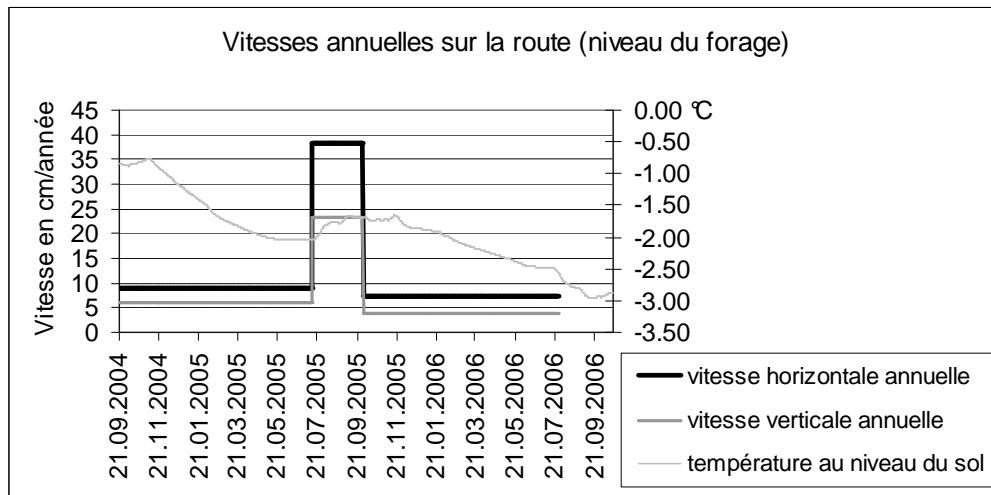


Figure 66 : Vitesses annuelles d'une sélection de points sur la route inférieure qui se trouve au niveau du forage mises en parallèle avec l'évolution de la température du sol (moyenne mobile).

Les vitesses enregistrées sur route au niveau du forage (fig. 66) montrent des différences saisonnières extrêmement bien marquées. Les vitesses y sont environ quatre fois supérieures en été qu'en hiver. Les vitesses verticales estivales sont même légèrement supérieures dans cette zone que celles enregistrées dans le flanc de la moraine où la pente est pourtant beaucoup plus importante. **Cela peut s'expliquer par la fonte de morceaux de glace massive qui provoquent dans cette zone des tassements importants. La présence de glace massive au niveau de la route passant à côté du forage a, d'ailleurs, pu être confirmée visuellement lors des travaux d'abaissement de la route qui ont été effectués en octobre 2006 (fig. 67).**



Figure 67 : glace massive mise à jour lors des travaux d'abaissement de la route à proximité du forage en octobre 2006 (photo : C. Lambiel)

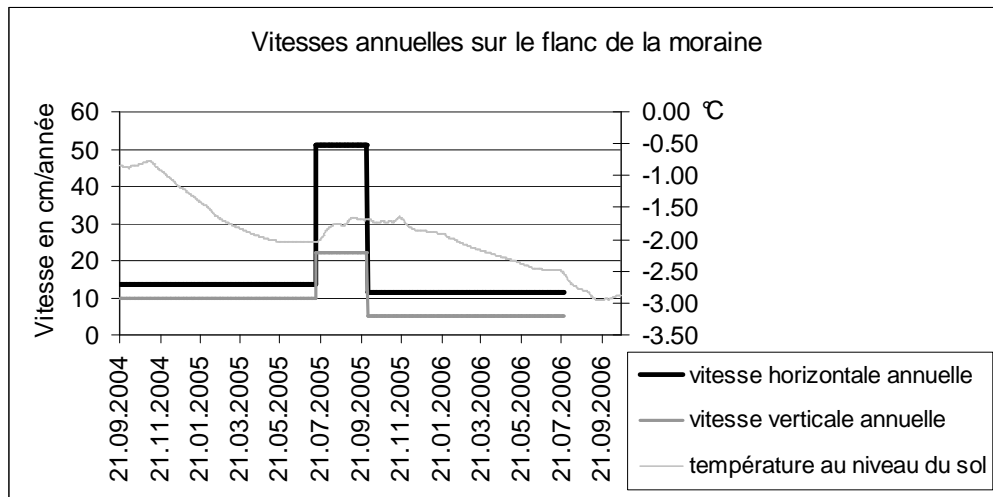


Figure 68 : Vitesses annuelles d'une sélection de points sur le flanc de la moraine mises en parallèle avec l'évolution de la température du sol (moyenne mobile).

Les vitesses moyennes mesurées dans le flanc (fig. 68) de la moraine sont les plus importantes si l'on fait abstraction des vitesses enregistrées sur le glacier. C'est particulièrement la vitesse moyenne horizontale estivale qui est nettement plus marquée sur le flanc de la moraine qu'ailleurs. Cela est probablement lié à la pente qui est très raide dans cette partie de la moraine. Ces mesures semblent renforcer l'hypothèse que **la pente est sans doute le facteur qui a le plus d'influence sur les vitesses des mouvements de rééquilibrage.**

On remarque également que les vitesses sur le flanc de la moraine ont légèrement diminuées durant la période de mesure. **Ces dernières semblent ainsi suivre une tendance similaire à l'évolution de la température au niveau du sol (moyenne mobile).** C'est également le cas pour presque toutes les autres vitesses mesurées sur la moraine (dos de la moraine, route).

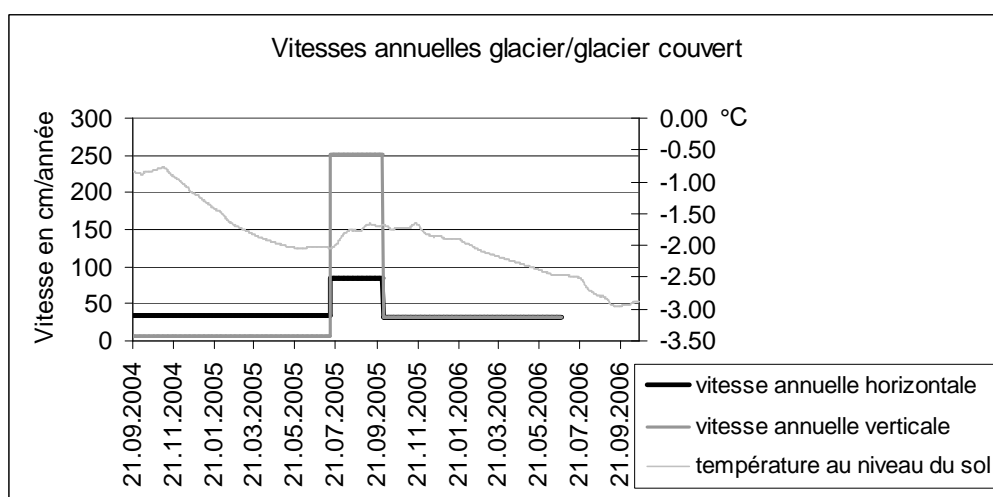


Figure 69 : Vitesses annuelles d'une sélection de points sur le glacier et sur les dépôts morainiques qui couvrent une partie du glacier (glacier couvert) mises en parallèle avec l'évolution de la température du sol (moyenne mobile).

Les vitesses annuelles sur le glacier (fig. 69) ont tendance à s'accélérer sur la période d'observation. Ils ne suivent donc pas la tendance des températures au niveau du sol comme cela semble être le cas des vitesses mesurées sur la moraine. Le glacier a une dynamique propre qui n'est pas la même que celle de la moraine. Les vitesses horizontales ne font que doubler pendant l'été alors que sur la moraine ces vitesses sont multipliées entre 3 et 5 en moyenne durant l'été.

Par contre, les vitesses verticales sur le glacier connaissent une accélération drastique durant l'été. L'augmentation des températures durant la saison chaude provoque une fonte importante sur le glacier. Cependant, même durant l'hiver la fonte continue avec une vitesse moyenne de 10 à 30 cm par année. **Il n'y a donc plus d'accumulation hivernale sur le glacier à proximité de la moraine.**

Conclusion

6. Conclusion

Les mesures effectuées dans le cadre de cette étude dans la marge proglaciaire de Tortin, ont confirmé la présence d'un permafrost et ont permis d'obtenir une approximation de sa distribution. Le régime thermique de ce permafrost a également pu être étudié sur plusieurs années, ce qui a permis de mettre en évidence une évolution de celui-ci depuis 2002.

L'évolution du Glacier de Tortin depuis la fin du Petit Âge Glaciaire (PAG) a pu être analysée tout comme les mouvements de la moraine latérale gauche. Finalement, une grande partie des données a pu être intégrée à un système d'information géographique.

6.1 Le permafrost dans la marge proglaciaire de Tortin

La présence de **permafrost dans la moraine latérale gauche** du Glacier de Tortin a pu être mise en évidence. L'épaisseur de ce dernier est relativement variable et tend à augmenter en direction du sud. **Par endroit, le niveau gelé contenu dans la moraine mesure plus de 20m d'épaisseur.** Localement, le permafrost se trouve enfoui sous une importante épaisseur de sédiments non-gelés (près de 9m), probablement suite à l'avancée du glacier durant le PAG.

Les données du forage indiquent que la température moyenne à 20m est de -0.5°C . **Le permafrost de la zone peut donc être qualifié de semi-tempéré** au sens défini par Delaloye (2004).

D'autre part, la **présence de glace massive à l'intérieur de la moraine a pu être confirmée** visuellement, notamment lors des travaux d'abaissement de la route menant au glacier en octobre 2006. Les observations et les mesures de géoélectrique montrent également que **différents types de glace coexistent dans cette moraine** (congélation, sédimentaire).

D'une manière générale, la répartition spatiale du permafrost dans la marge proglaciaire présente un certain nombre de divergences avec celle estimée sur la base de simulations. On constate notamment une **absence de permafrost dans la partie aval de la marge**, là où le glacier s'est retiré ces dernières années, et cela malgré l'altitude relativement élevée et une orientation nord. Ces divergences s'expliquent probablement par les perturbations causées par le glacier.

En effet, les résultats de l'étude confirment que **la distribution du permafrost dans la marge proglaciaire de Tortin est étroitement liée aux perturbations mécaniques et thermiques engendrées par l'avancée glaciaire du PAG.**

Dans l'ensemble, les résultats obtenus sont semblables aux observations qui ont pu être faites dans d'autres marges proglaciaires alpines (Reynard et al. 2003, Delaloye 2004).

6.2 La dynamique glaciaire

Concernant la dynamique glaciaire, les données indiquent que **le Glacier de Tortin devrait avoir disparu bien avant la fin du siècle**. D'après le scénario le plus pessimiste, la fonte complète aura même lieu d'ici **2025 environ**. L'importante fonte de ces dernières années provoque, entre autre, un désenglacement progressif des versants à l'amont du glacier. **Le glacier de Tortin fond donc en quelque sorte également « par le haut »**.

D'autre part, certaines conséquences de l'utilisation du glacier pour la pratique du ski ont pu être mis en évidence. Plusieurs observations montrent que **les modifications anthropiques, comme le remaniement de la neige ou la couverture d'une partie du glacier, provoquent des modifications dans la dynamique glaciaire**.

Certaines mesures de DGPS ont montré que, localement, l'écoulement du glacier se fait vers l'ouest et vient « buter » contre la moraine. **Cette légère poussée glaciaire vers l'ouest pourrait réduire (ou compenser) localement les mouvements de rétro-fluage de la moraine (cf. 6.3)**.

6.3 Les mouvements de la moraine

D'une manière générale, **les déplacements mesurés sont extrêmement variables**, notamment entre le dos et le flanc de la moraine. D'autre part, on constate des **différences saisonnières très importantes des mouvements**.

Les mouvements mesurés sur la moraine latérale gauche du Glacier de Tortin indiquent que **la moraine des Gentianes est vraisemblablement une moraine de poussée**. En effet, **la plupart des déplacements horizontaux se font en direction du glacier**, ce qui est typique des mouvements de rééquilibrage d'une moraine de poussée (Reynard et al. 2003, Delaloye 2004). La moraine des Gentianes a probablement été déformée par l'avancée glaciaire du PAG et se retrouve aujourd'hui en « déséquilibre » suite au retrait massif du glacier ces dernières années.

Les vitesses mesurées ont également pu être mises en relation avec la tendance de l'évolution des températures au niveau du sol, ce qui a montré que, généralement, les variations des vitesses de déplacements suivent une tendance similaire à celle de l'évolution de la température du sol.

Il apparaît également que **la topographie, plus précisément la disposition et la forme des corps qui constituent la marge, ont davantage d'influence sur les déplacements que les différences au niveau du contenu en glace**.

Cependant, les mouvements importants enregistrés à proximité de la gare inférieure du téléphérique du Mont Fort ne semblent pas affecter, pour le moment, la stabilité du bâtiment.

6.4 Perspectives de recherche

Si cette étude a permis de répondre à un certain nombre d'interrogations, certaines questions restent sans réponses et pourraient alimenter de futures recherches. Parmi ces questions, il y a notamment les suivantes :

- Quelles sont les conditions exactes nécessaires à la formation d' « un néo-permafrost » ? Dans le contexte actuel du réchauffement climatique est-il encore possible que ces conditions soient réunies dans une marge proglaciaire alpine ?
- Quelle est l'ampleur de l'influence d'un bâtiment sur le permafrost contenu dans une moraine ?
- Y a-t-il du permafrost dans les zones où le glacier s'est récemment retiré à l'amont du glacier, c'est-à-dire dans le versant sous le Mont Fort?

Un certain nombre d'autres méthodes pourraient être utilisées pour améliorer et compléter les premiers résultats obtenus. Ces méthodes sont :

- La tomographie géoélectrique
- Le géoradar (GPR)
- Les mesures GSTM (Ground Surface Temperature Monitoring)
- La sismique-réfraction
- L'installation d'une station météo

Des profils tomographiques systématiques sur la moraine de poussée des Gentianes permettraient de mettre en évidence de manière plus détaillée le contenu en glace de celle-ci. Cependant, la tomographie reste une méthode peu adaptée à une prospection rapide du permafrost dans un terrain accidenté. Toutefois, on peut envisager qu'avec l'amélioration des antennes de géoradar (GPR), ce dernier puisse être utilisé pour la prospection des corps gelés.

L'installation d'une station météo et de plusieurs mâts à neige dans la région des Gentianes permettrait de comparer directement de futures mesures à des données climatiques locales (précipitations, températures, ensoleillement, hauteur de la neige).

Les mesures de GPS différentiel (DGPS) pourraient être affinées en réduisant les intervalles de temps entre les campagnes. D'autre part, ces données pourraient être combinées avec des mesures GSTM. Ceci faciliterait l'analyse du lien entre les mouvements de terrains et les températures à la surface du sol.

Au vu de la complexité des marges proglaciaires, particulièrement en ce qui concerne la distribution du permafrost dans celles-ci, il reste matière à de nombreuses futures études.

Bibliographie

7. Bibliographie

AKERMAN, H.J. (2005) *Relations between slow slope processes and active-layer thickness 1972–2002, Kapp Linne, Svalbard*, Geografisk Tidsskrift Norwegian Journal of Geography Vol. 59, 116–128.

BADER, S., BANTLE S., (2004) *Das Schweizer Klima im Trend - Temperatur- und Niederschlagsentwicklung 1864-2001*, Veröffentlichung der MeteoSchweiz Nr. 68, S. 45.

BARSCHE, D. (1992) *Permafrost Creep and Rockglaciers*, Permafrost and Periglacial Processes, 3, 175-188.

BERNHARD, L., SUTTER, F. HAEBERLI, W., KELLER, F. (1998) *Processes of snow/permafrostinteractions at a high-mountain site Murtel/Corvatsch Eastern Swiss Alps*, in: Pergélisol 7th International Conference June 23-27 Proceedings, Yellowknife, Canada, 35 - 41.

BOULTON, G. S., CABAN, P. (1995) *Groundwater flow beneath ice sheets: Its impact on glacier tectonic structures and moraine formation*, Part II, Quaternary Science Reviews 14, 563 – 587.

BOULTON, G. S., BEETS, D. J., HART, J. K., RUEGG, G. H. (1999) *The sedimentary and structural evolution of a recent push moraine complex: Holmstrombreen, Spitsbergen*, Quaternary Science Reviews 18, 339– 371.

DAVIES, M., HAMZA, O., HARRIS, C. (2003) *Physical modelling of permafrost warming in rock slopes*, Proceed 8th Int. Conf. Permafrost, Zurich 2003, 1, 169-174.

DELALOYE, R., REYNARD, E., LAMBIEL, C. (2001) *Pergélisol et construction de remontées mécaniques : l'exemple des Lapires (Mont-Gelé, Valais)*, in : Le gel en géotechnique, Publications de la Société Suisse de Mécanique des Sols et des Roches, 141, 103-113.

DELALOYE, R., LAMBIEL, C., REYNARD, E., LUGON, R. (2003) *Réponse du pergélisol à l'avancée glaciaire du Petit Age Glaciaire: quelques exemples alpins et pyrénéens*, in: Environnements périglaciaires, Association Française du Périglaciaire, 10, 21 p.

DELALOYE, R. (2004) *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*, Thèse 1441, Faculté des Sciences, Université de Fribourg, Suisse.

DELALOYE, R., PERRUCHOU, E. (2006) *Short-term changes in surface velocities on the Beccs-de-Bosson rock glacier (western Swiss Alps) at : High Mountain Remote Sensing and Cartography IX*, Graz 14-15 sept. 2006.

DEVAUD, G. (1999) *Etude de la distribution du pergélisol dans les marges proglaciaires, L'exemple des marges proglaciaires des Glaciers d'Aget et du Sanetschhorn / VS*, Travail de diplôme, Institut de Géographie, Univ. Fribourg.

ETZELMÜLLER, B., HAGEN, J., VATNE, G., ØDEGARD, RS., SOLLID, JL (1996) *Glacier debris accumulation and sediment deformation influenced by permafrost: examples from Svalbard*, *Annals of Glaciology* 22: 53–62.

FRENCH, H. M. (1996) *The periglacial environment*, Edinburgh, Loongman, 2nd edition.

GIBAS, J., RACHLEWICZ, G., SZCZUCIŃSKI, W. (2005) *Application of DC resistivity soundings and geomorphological surveys in studies of modern Arctic glacier marginal zones, Petuniabukta, Spitsbergen*, *Polish Polar Research*, Vol. 20, no. 4, pp. 239–258.

GRUBER, S. (2005) *Mountain permafrost: transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing*, PhD Thesis, Geographisches Institut, Universität Zürich.

GRUBER, S., PETER, M., HOELZLE, M., WOODHATCH, I., HAEBERLI, W. (2003) *Surface temperatures in steep alpine rock faces – A strategy for regionalscale measurement and modelling*, in: *Permafrost 8th International Conference July 21-25 Proceedings*, Zürich, 325-330.

HAEBERLI, W. (1973) *Die Basis Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost*, in: *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9,1-2, 221-227.

HAEBERLI, W. (1975) *Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass and Piz Grialetsch (Graubünden)*, in: *Mitt. VAW/ETH Zürich*, 17.

HAEBERLI, W. (1983) *Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps – today and in the past*, *Fourth International Conference on Permafrost*, NAS Proceedings, pp. 415-420.

HAEBERLI, W. (1992) *Construction, environmental problems and natural hazards in periglacial mountain belts*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 111-124.

HAEBERLI, W., CHENG, G., GORBUNOV, A. P., HARRIS, S. A. (1993) *Mountain permafrost and climatic change*, in: *Permafrost and Periglacial Processes*, 4, 165-174.

HAEBERLI, W., VONDER MUEHLL, D. (1996) *On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost*, in: Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd. 104, 43-57.

HAEBERLI, W., HOELZLE, M., KÄÄB, A., KELLER, F., VONDER MUEHLL, D., WAGNER, S. (1998) *Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtèl, Eastern Swiss Alps: answered Questions and new perspectives*, Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada, Collection Nordicana, 57, 403-410.

HARRIS, C., HAEBERLI, W., VONDER MUEHLL, D., KING, L. (2001) *Permafrost monitoring in the high mountains of Europe: the PACE project in its global context*, in: Permafrost and Periglacial Processes, 12, 3-11.

HARRIS, C., VONDER MUEHLL, D., ISAKSEN, K., HAEBERLI, W., SOLLID, J. L., KING, L., HOLMLUND, P., DRAMIS, F., GUGLIELMIN, M., PALACIOS, D. (2003) *Warming permafrost in European mountains*, Global and Planetary Change, 39, 215-225.

HART, Jane K., WATTS, Robert J. (1997) *A comparison of the styles of deformation associated with two recent push moraines, south van Keulenfjorden*, Department of Geography, University of Southampton, Southampton, UK.

HAUCK, C. (2001) *Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains*, in: Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, 177.

HAUCK, C., VONDER MUEHLL, D. (2003) *Evaluation of geophysical techniques for application in mountain permafrost studies*, Zeitung Geomorphologie, N. F., Suppl.-Bd. 132, 161-190.

HERZ, T., GRUBER, S., HOF, R., KING, L. (2005) *Influence of human activities and climatic change on permafrost at construction sites in Zermatt Swiss Alps*, Institute for Geography, Justus Liebig University, Giessen, Germany.

HERZ, T., PHILIPPI, S., HOF, R., KING, L. (2005) *The influence of substrate and surface characteristics on the ground thermal regime and mountain permafrost distribution – Examples from the Matter Valley, Valais, Swiss Alps*, in: 2nd European Conference on Permafrost June 12-16 Programme and Abstracts, Potsdam, 129-130.

HERZ, T. (2006) *Das Mikroklima grobblockiger Schutthalden der alpinen Periglazialstufe und seine Auswirkungen auf Energieaustauschprozesse zwischen Atmosphäre und Lithosphäre*,
<http://geb.uni-giessen.de/geb/volltexte/2006/3837/>

HOELZLE, M., WEGMANN, M., KRUMMENACHER, B. (1999) *Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps*, in: *Permafrost and Periglacial Processes*, 10, 113-124.

HOLZMANN, C., LAMBIEL, C., PHILLIPS, M., REYNARD, E. (2001) *Légende géomorphologique de l'IGUL et guide pratique pour le levé de cartes géomorphologiques*, Institut de Géographie, Université de Lausanne, 33 p.

ISHIKAWA, M. (2003) *Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation*, in: *Geomorphology*, 52, 105-120.

JOERIN, F. (1997) *Décider sur le territoire – Proposition d'une approche par utilisation de SIG et de méthodes d'analyse multicritère*, Thèse, Département de Génie rural, EPFL, Lausanne, Suisse.

KÄÄB, A., KAUFMANN, V., LADSTÄDTER, R. & EIKEN, T. (2003) *Rock glacier dynamics : implications from high-resolution measurements of surface velocity fields*, *Proceed. 8th Int. Conf. on Permafrost*, Zurich, 501-506.

KÄÄB, A., REYNOLDS, J. M., HAEBERLI, W. (2005) *Glacier and permafrost hazards in high mountains*, In: Huber U.M., Bugmann H.K.M., Reasoner M.A. (eds.), *Global Change and Mountain Regions (A State of Knowledge Overview)*. Springer, Dordrecht, 225-234.

KELLER, F., FRAUENFELDER, R., GARDAZ, J. M., HOELZLE, M., KNEISEL, C., LUGON, R., PHILLIPS, M., REYNARD, E., WENKER, L. (1998) *Permafrost Map of Switzerland*, *Proceedings of the 7th International Permafrost Conference*, Yellowknife, Canada, *Collection Nordicana* 57, 557-562.

KING, L., KALISCH, A. (1998) *Permafrost distribution and implications for construction in the Zermatt area Swiss Alps*, In *7th International Conference on Permafrost*, *Proceedings*, Yellowknife, 23-27 June: 569-574.

KNEISEL, C. (1999) *Permafrost in Gletschervorfeldern. Eine vergleichende Untersuchung in den Ostschweizer Alpen und Nordschweden*, *Trierer Geographische Studien*, 22.

KNEISEL, C. (2003a) *Permafrost in recently deglaciated glacier forefields – measurements and observations in the eastern Swiss Alps and northern Sweden*, in : *Z. Geomorph. N. F.*, 47, 3, 289-305.

KNEISEL, C. (2003b) *Sporadic and discontinuous mountain permafrost occurrence in the Upper Engadine, eastern Swiss Alps*, in : *Permafrost 8th International Conference July 21-25 Proceedings*, Zürich, 561-566.

KURIGER, E. M., TRUFFER, M., MOTYKA, R. J., BUCKI, A. (2006) *Episodic reactivation of large-scale push moraines in front of the advancing Taku Glacier, Alaska*, Journal of Geophysical research, Vol. 111.

LAMBIEL, C. (1999) *Inventaire des glaciers rocheux entre le Val de Bagnes et le Val d'Hérémence (Valais)*, Mémoire de licence, Faculté des Lettres, Université de Lausanne, Suisse (non publié).

LAMBIEL, C., REYNARD, E. (2003) *Impacts du développement d'un domaine skiable sur la morphologie glaciaire et périglaciaire : le cas de Verbier (Valais, Suisse)*, Université de Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et Recherches, 24, 19-33.

LAMBIEL, C., DELALOYE, R., BARON, L., MONNET, R. (2003) *Measuring rock glacier surface velocities with Real Time Kinematics GPS (Mont Gelé area, Western Swiss Alps)*, Proceed. 8th Int. Conf. Permafrost, Zurich 2003, Extended Abstracts Volume, 89-90.

LAMBIEL, C., DELALOYE, R. (2004) *Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the Western Swiss Alps*, in : Permafrost and Periglacial Processes, 15, 229-241.

LAMBIEL, C., REYNARD, E., CHESEAUX, G., LUGON, R. (2004) *Distribution du pergélisol dans un versant instable, le cas de Tsarminne (Arolla, Evolène, VS)*, in : Bulletin de la Murithienne, 122, 89-102.

LAMBIEL, C. (2005) *Rock glacier acceleration: a case study in the Mont Gelé area (Swiss Alps)*, 2nd European Permafrost Conference, Potsdam, Abstract, 98.

LAMBIEL, C. (2006) *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité: distribution, régime thermique et instabilités*, Thèse, Faculté des Géosciences et de l'Environnement, Université de Lausanne, Suisse.

LATTION, V. (2006) *Etude géophysique du Glacier de Tortin (VS)*, Travail de master, Faculté des Géosciences, IGP, Université de Lausanne, Suisse.

LUETSCHG, M., BARTELT, P., LEHNING, M., STOEKLI, V., HAEBERLI, W. (2003) *Numerical simulation of the interaction processes between snow cover and alpine permafrost*, in: Permafrost 8th International Conference July 21-25 Proceedings, Zürich, 697-702.

LUGON, R., DELALOYE, R., SERRANO, E., REYNARD, E., LAMBIEL, C., GONZALEZ-TRUEBA, J. J. (2004) *Permafrost and Little Ice Age glacier relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain*, in: Permafrost and Periglacial Processes, 15, 207-220.

MAISCH, M. (1999) *Die Gletscher der schweizer Alpen, Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien*, NFP31 Schlussbericht, vdf, ETH-Zürich.

MULLER, S. (1947) *Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems*, U.S. Army, Office Chief of Engineers, Military Intelligence Div. Strategic Eng. Study 62, 231 p.

NOETZLI, J., GRUBER, S., HOELZLE, M. (2004) *Permafrost und Felsstürze im Hitzesommer 2003*, in: GEOForum, 20, 11-14.

PIERACCI, K. (2006) *Distribution et caractéristiques du permafrost dans les éboulis calcaires de haute altitude. Région du Grand Chavalard, Valais, Suisse*. Mémoire de licence, Université de Lausanne, Institut de Géographie (non publié).

Rapport glaciologique (1881-2002) *Les variations des glaciers suisses*, Annuaire de la commission glaciologique de l'Académie suisse des sciences naturelles (ASSN) édité par Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) der ETH Zürich. No. 1-122, (voir lien Internet plus bas).

REYNARD, E. (1997) *Géomorphologie périglaciaire, Matériaux pour les cours et séminaires*, Institut de Géographie, Université de Lausanne, Suisse.

REYNARD, E., DELALOYE, R., LAMBIEL, C. (1999) *Prospection géoélectrique du pergélisol alpin dans le massif des Diablerets (VD) et au Mont Gelé (Nendaz, VS)*, in : Bulletin de la Murithienne, 117, 89-103.

REYNARD, E., LAMBIEL, C., DELALOYE, R., DEVAUD, G., BARON, L., CHAPPELLIER, D., MARESCOT, L., MONNET, R. (2003) *Glacier/permafrost relationships in forefields of small glaciers (Swiss Alps)*, in: Permafrost 8th International Conference July 21-25 Proceedings, Zürich, 947-952.

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

SARTORI, M. (1990) *L'unité du Barrhorn (zone pennique, Valais, Suisse)*, Mémoire de Géologie, Université de Lausanne.

SAWADA, Y. (2003) *Monitoring of ground-ice formation in a block slope at Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido, Japan*, in: Permafrost 8th International Conference July 21-25 Proceedings, Zürich, 1001-1006.

SAWADA, Y., ISHIKAWA, M., ONO, Y. (2003) *Thermal regime of sporadic permafrost in a block slope on Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido Island, Northern Japan*, in: Geomorphology, 52, 121-130.

SCHAER, J-P. (1960) *Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes*, Thèse, Faculté des Sciences, Université de Neuchâtel, Suisse.

SCHOENEICH, P. (1993) *Comparaison des systèmes de légendes français, allemand et suisse - principes de la légende IGUL*, in: Cartographie géomorphologique - Cartographie des risques, Institut de Géographie Lausanne, Travaux et recherches, 9, 15-24.

SMITH S., COUTURE R., ROBINSON S.D., BURGESS M.M., SOLOMON S. (2003) *On the hazards of infrastructure in the north associated with thawing of permafrost*, Proceedings of the third Canadian Conference on Geotechnique and Natural Hazards, Edmonton.

SMITH S.L., BURGESS M.M. (2003) *17 Years of thaw penetration and surface settlement observations in permafrost terrain along the Norman Wells pipeline, Northwest Territories, Canada*. Proceedings of the 8th International Permafrost Conference, July 2003, Zurich (Switzerland).

SMITH, S.L., BURGESS M.M., NIXON, F.M. (2001) *Response of Active-Layer and Permafrost Temperatures to Warming During 1998 in the Mackenzie Delta, Northwest Territories and at Canadian Forces Station Alert and Baker Lake, Nunavut*, Geological Survey of Canada, Current Research 2001-E5: 8 pages.

STOCKER-MITTAZ, C., HOELZLE, M., HAEBERLI, W. (2002) *Modelling alpine permafrost distribution based on energy-balance data : a first step*, in: Permafrost and Periglacial Processes, 13, 271-282.

THERIAULT, M. (1996) *Systèmes d'information géographique – concepts fondamentaux*, LATIG, Département de géographie, Université Laval, Québec.

VONDER MÜHLL, D., HAUCK, C., GUBLER, H. (2002) *Mapping of mountain permafrost using geophysical methods*, in: Progress in Physical Geography, 26, 4, 643-660.

VONDER MÜHLL, D., NÖTZLI J., MAKOWSKI K., DELALOYE R. (2004) *Permafrost in Switzerland, 2000/2001-2001/2002*, Glaciological Report (Permafrost), 2/3.

ZHIZHONG S., WEI, M., DONGQING, L. (2005) *In situ test on cooling effectiveness of air convections embankment with crushed rock slope protection in permafrost regions*, Journal of Cold Regions Engineering 19.

ZRYD, A. (2001) *Les Glaciers*, éditions Pillet, Saint-Maurice, 325 pp.

Internet

MétéoSuisse :

<http://www.meteosuisse.ch>

Réseau suisse des observations glaciaires :

<http://glaciology.ethz.ch/swiss-glaciers/?locale=fr>

ESRI GIS Software :

<http://www.esri.com>