

PERMAFROST IN FRANCE

PERMAFRANCE NETWORK



REPORT N°1

Ground Surface Temperature	2003-2009
Rockglacier Displacements	1985-2009
Rockfall Observation and Inventories	2005-2009



Permafrost in France

report n°1

PermaFrance Network

Ground Surface Temperature 2003-2009

Rockglacier Displacements 1985-2009

Rockfall Observation and Inventories 2005-2009

Authors / Auteurs:

Philippe Schoeneich	Joseph Fourier University, Grenoble, France
Xavier Bodin	Pontificia Universidad Catolica, Santiago, Chile
Jean-Michel Krysiecki	Joseph Fourier University, Grenoble, France
Philip Deline	University of Savoie, Chambéry, France
Ludovic Ravanel	University of Savoie, Chambéry, France

Data contributors / Contributeurs aux données :

Emmanuel Thibert	CEMAGREF, Grenoble, France
Louis Reynaud	Joseph Fourier University, Grenoble, France
Martial Bouvier	Ecrins National Park, Gap, France
Sébastien Monnier	University of La Serena, Chile

Scientific partners / Partenaires scientifiques:

PACTE – UMR 5194 – IEP, UJF, UPMF, CNRS
Edytem – UMR 5294 – Université de Savoie, CNRS
Prodig – UMR 8586 – Université Paris 7, CNRS
Parc National des Ecrins

Financial partners / Partenaires financiers:

Fondation MAIF
Interreg Alcotra-projet PERMAdataROCK
CTE Alpine Space-projet PermaNET

Layout / Mise en forme :

Marc Chabod

Lieu et date d'édition :

Institut de Géographie Alpine,
14 bis avenue Marie Reynoard, 38100 Grenoble/France

Imprimerie: Vigny-Musset Repro, Grenoble, juin 2010

ISBN 978-2-903095-56-7

Foreword

In a context of changing climate, the cryosphere has gained a high symbolic value as a visible sign of climate warming, as a valuable indicator of smoothed temperature trends, and last but not least, as a vanishing heritage of our beautiful mountainworld and of arctic deserts.

If glaciers have been observed and measured for more than a century, the interest in permafrost is much more recent. The first continuous permafrost monitoring operations in the Alps were initiated in Switzerland some thirty years ago and extended monitoring networks have developed for only ten years.

In France, periglacial research has a long tradition in the Arctic, and several detailed regional studies developed in the Alps too in the 1980's, but no monitoring series have been continued. Except one: the surface displacement measurements on the Laurichard rock glacier have been regularly performed since 1983, making it one of the longest available displacement records in the Alps. Beside this, France has been almost totally absent from the alpine permafrost research, as well as in the European PACE network.

This first report Permafrost in France represents thus an important milestone in the French mountain permafrost research. It results from the research efforts developed since 2002 mainly by two teams and their associated partners. But it is also the first achievement of the PermaFRANCE network, the French network for long term monitoring of permafrost and frost related phenomena, a research network created this year. Hopefully, this report will be the first of a long series of permafrost monitoring reports.

The PermaFRANCE network represents the French contribution to the Alpine network PermaNET and to the worldwide GTN-P, the Global Terrestrial Network for Permafrost. That is the reason why the English language has been chosen. The aim of this report is not only to provide French users, but also alpine and global databases and the international scientific community with data on the effects of climate change.

The objective of the PermaFRANCE network will be in the future to monitor not only permafrost, but also seasonal frost and frost/thaw cycles, in order to account for the whole range of frost related phenomena.

For this first report, however, choices had to be made. This report focuses on monitoring of surface temperatures and of surface dynamics in permafrost areas, and it presents the whole available time series. The first map of permafrost distribution for the French Alps is reproduced too, but it will be published in detail elsewhere. Results from other methods, such as geophysical investiga-

tions or boreholes, and for lower periglacial belts, will be presented in further reports.

In spite of its name Permafrost in France, this report focuses on the Alps. Permafrost is locally present in the Pyrenees too, but no instrumented site is available yet. Considering the whole French territory, permafrost may also be present in some Austral territories, but these are definitely too remote places! Maybe one day...

The monitoring efforts summarized in this report would not have been possible without financial support. The main funding came from the Interreg Alcotra and Alpine Space programs and from the Fondation MAIF and the Region Rhône-Alpes. Other essential contributions have been two PhD fundings, the addition of many small contributions from universities, research labs, and the active support of partners hosting some monitoring sites, namely the Ecrins and Vanoise National Parks and some ski resorts. We are grateful to all of them.

Philippe Schoeneich

Préface

Dans un contexte de changement climatique, la cryosphère a acquis une haute valeur symbolique en tant que signe visible du réchauffement climatique, comme indicateur lissé des tendances d'évolution des températures, et, dernier mais non des moindres, en tant qu'héritage menacé de la beauté de nos montagnes et des déserts arctiques.

Si les glaciers sont observés et mesurés depuis plus d'un siècle, l'intérêt pour le permafrost est beaucoup plus récent. Les premières opérations de mesures continues du permafrost dans les Alpes ont été initiées en Suisse il y a une trentaine d'années, et des réseaux coordonnés de suivi ne se développent que depuis dix ans.

En France, il existe une longue tradition de recherche périglaciaire en Arctique. Dans les Alpes, plusieurs études régionales fouillées ont été menées également dans les années 1970-80, mais aucune série d'observation n'a été poursuivie. Sauf une : les mesures de déplacement de surface du glacier rocheux de Laurichard ont été régulièrement répétées depuis 1979, ce qui en fait l'une des plus longues séries des Alpes. A cette exception près, la France a été presque totalement absente de la recherche sur le permafrost alpin, de même que du réseau européen PACE.

Ce premier rapport Permafrost in France est donc à marquer d'une pierre blanche. Il résulte d'un important effort de recherche mené depuis 2002, principalement par deux équipes et leurs partenaires associés. C'est aussi la première réalisation du réseau PermaFRANCE, le réseau français d'observation à long terme du permafrost et des phénomènes associés au gel, une réseau de recherche formellement créé cette année. Nous espérons que ce rapport sera le premier d'une longue série de comptes-rendus d'observation du permafrost.

Le réseau PermaFRANCE représente la contribution française au réseau alpin PermaNET ainsi qu'au réseau mondial GTN-P, le Global Terrestrial Network for Permafrost. C'est la raison pour laquelle la langue première de ce rapport est l'anglais. Son objectif est non seulement de fournir des informations aux milieux concernés de France, mais aussi de pourvoir les bases de données alpines et mondiales et la communauté scientifique internationale en données sur les effets du changement climatique.

L'objectif du réseau PermaFRANCE est l'observation et le suivi non seulement du permafrost, mais à terme aussi du gel saisonnier et des cycles gel/dégel, de façon à appréhender l'ensemble des processus liés au gel.

Pour ce premier rapport, des choix ont toutefois dû être faits. Ce rapport est

donc centré sur le suivi des températures de surface et sur celui des dynamiques de surface en zones de permafrost, et il présente l'ensemble des séries temporelles disponibles. La première carte de distribution potentielle du permafrost dans les Alpes françaises y est également reproduite. Elle sera publiée en détail ailleurs. Les résultats d'autres méthodes, telles que la géophysique ou les données de forages, ainsi que pour les étages périglaciaires inférieurs, feront l'objet de rapports ultérieurs.

Bien qu'intitulé Permafrost in France, ce rapport se limite aux Alpes. Du permafrost est présent aussi localement dans les Pyrénées, mais aucun site n'y est instrumenté à ce jour. Si l'on prend en compte la totalité du territoire français, le permafrost est susceptible d'être présent également dans certains territoires des TAAF, mais leur éloignement est rédhibitoire ! Peut-être qu'un jour ...

Les opérations de suivi résumées dans ce rapport n'auraient pas été possibles sans soutiens financiers et institutionnels. Les financements principaux ont été assurés par les programmes Interreg (aujourd'hui CTE) Alcotra et Espace Alpin, ainsi que par la Fondation MAIF et la région Rhône-Alpes. Le financement de deux thèses par des allocations ministérielles a été essentiel également. Le complément provient de contributions des universités et des laboratoires, ainsi que du soutien actif de partenaires hébergeant des sites instrumentés, en particulier les Parcs Nationaux des Ecrins et de la Vanoise, et des stations de ski. Que tous soient ici remerciés.

Philippe Schoeneich

Content

Foreword	1
Preface	3
1 – The PERMAFrance network	7
1.1 – Objectives	7
1.2 – Structure and partners	8
1.3 – Monitoring sites	9
2 – Permafrost in the French mountains	14
2.1 – Distribution of permafrost in France	14
2.2 – Monitoring sites	14
3 – Weather and climate	19
3.1 – Climatic trends of the last 4 decades	21
3.2 – Annual weather summary 2002-2009	22
3.3 – Summary of nivo-meteorological conditions	23
4 – Surface temperature on surficial deposits	30
4.1 – BTS datasets	30
4.2 – GST datasets	37
5 – Geodetic measurements and surface dynamics of rock glaciers	48
5.1 – GPS & total station	48
5.2 – LIDAR	54
6 – Rockfalls and evolution of rockfaces	57
6.1 – LiDAR datasets for rockwalls in the Mont Blanc massif	57
6.2 – Rockfall inventories in the Mont Blanc massif	61
7 – References / Bibliographie	66

1 – The PermaFRANCE network

A French long term monitoring network of permafrost and frost related processes, named PermaFRANCE, has been set up informally since 2007 and officialized in 2010.

It represents the French contribution to the Alpine wide PermaNET network, and to the Global Terrestrial Network on Permafrost (GTN-P).

1.1 – Objectives

The PermaFRANCE network will not only focus on permafrost, but also on all frost related phenomena at different altitudinal levels, including both thermal monitoring and process observation and monitoring:

- continuous and discontinuous permafrost in rock walls :
 - thermal monitoring is mainly performed at the Aiguille du Midi (Mont Blanc massif) and includes rock surface temperature (RST) and temperature profiles in medium depth boreholes (10 m) ;
 - inventorying and observation of rockfall activity in high mountain rock walls : this action concerns the whole Mont Blanc area and is based on a historical inventory and on an observation of current activity based on a network of observers and contributors ;
- discontinuous permafrost in surficial deposits and flat bedrock :
 - thermal monitoring is performed on five rock glacier sites and includes ground surface temperature (GST) and annual BTS campaigns on some sites. Two medium depth boreholes (15 m) have been made in 2009 on one site, and equipped for thermal profile monitoring. A deep borehole (100 m) will be made in summer 2010 at 45° N latitude ;
 - geophysical monitoring is performed on 4 sites : repeated vertical electrical soundings have been performed on some sites for 20 years, and have been complemented since 2007 by electrical resistivity tomography (ERT) and refraction seismic ;
 - surficial displacements of rock glaciers : surficial displacements are measured either by classical geodesy or by DGPS on 6 rock glaciers ;
- sporadic permafrost at middle altitudes :
 - an inventory of cold scree slopes and biological investigations on soil and tree growth (dendrogeomorphology) have already been achieved ;
 - a thermal monitoring should be initiated on selected sites in 2010 ;

- seasonal frost and frost/thaw cycles at middle and low altitudes (infra-periglacial belt) :
 - the effect of frost/thaw cycles on rock weathering has been monitored on various lithologies for several years ;
 - a network of seasonal frost monitoring sites (frost occurrence and frost depth) at different altitudes is not yet implemented, but is in discussion.

The objective is to gain a complete view of frost related phenomena, of their distribution over altitude, and of their evolution at different altitudinal levels. It is actually expected that some phenomena will migrate to higher altitudes and evolve accordingly, in intensity and frequency.

1.2 – Structure and partners

The network has the structure of a GIS (Groupement d'Intérêt Scientifique) named PermaFRANCE.

The PermaFRANCE network is mainly supported by three research laboratories:

- PACTE (UMR 5194)/Institut de Géographie Alpine, at the Université de Grenoble;
- EDYTEM (UMR 5204) at the Université de Savoie;
- PRODIG (UMR 8586) at the Université Paris 7.

Several other partners (labs, private companies, individuals, institutions) will be progressively associated.

Financial support is provided by several research projects:

- the PERMAdataROCK project (Interreg Alcotra, 2005-2008) provided financing for the initiation of permafrost investigations in rockfaces in the Mont Blanc area;
- the project Risques induits par la dégradation du permafrost (Fondation MAIF, 2007-2010) supports the geophysical investigations and the monitoring of rock glaciers;
- the PermaNET project (European Territorial Cooperation Alpine Space, 2008-2011) provides support for both monitoring in rockfaces and on rock glaciers, as well as for the building of an alpine network;
- the project Permafrost et changement climatique (Région Rhône-Alpes, CIBLE 2008) provides additional support for the boreholes.

For further financing, the goal is to be recognized as a long term observation service (SOERE), a status that would ensure the financing for several years.

1.3 – Monitoring sites

The PermaFRANCE network relies on a set of monitoring sites, chosen in order to match the scientific goals of the network, but also the logistic capacities of the partners:

- for permafrost in rockfaces, investigations are concentrated in the Mont Blanc massif;
- for permafrost in surficial deposits, investigations are made on several sites distributed over the northern and southern French Alps. Ideally, the network should be designed in order to appraise the North-South as well as the continentality gradients;
- for cold scree slopes, the investigations will focus on the most representative sites at different altitudes.

Every site is placed under the responsibility of one PermaFRANCE partner, who is in charge of the maintenance, the data retrieval, interpretation and storage. Table 1 is a recapitulative list of the monitoring sites.

Nom	Massif	Type de permafrost ¹	Longitude	Latitude	Alt. min.	Alt. max.	Type de suivi	Début de suivi	Remarques
Druas	Mont Blanc	1	6°57'00"	45°57'00"	3250	3750	TLS RST	oct.-05 oct.-06	suivi annuel PERMAdatROC suivi continu par dataloggers (3 prof.) PERMAdatROC
Aiguille du Midi	Mont Blanc	1	6°53'14"	45°52'43"	3750	3842	TLS RST	2005 déc.-06	modèle 3D en construction PERMAdatROC suivi continu par dataloggers (3 prof.) PERMAdatROC + U. Zurich
Tour Ronde	Mont Blanc	1	6°54'27"	45°50'38"	3450	3800	TLS RST	juin.-05 oct.-06	suivi bi-annuel PERMAdatROC suivi continu par dataloggers (3 prof.) PERMAdatROC
Aiguilles d'Entrèves	Mont Blanc	1	6°54'58"	45°50'35"	3450	3600	TLS RST	juin.-05 oct.-06	suivi bi-annuel PERMAdatROC suivi continu par dataloggers (3 prof.) PERMAdatROC
Grand Flambeau	Mont Blanc	1	6°55'39"	45°50'50"	3400	3550	TLS	juil.-06	suivi annuel PERMAdatROC
GPA - Fréney (It.)	Mont Blanc	1	6°52'37"	45°49'36"	3900	4650	TLS RST	juil.-05 oct.-06	suivi bi-annuel PERMAdatROC suivi continu par dataloggers (3 prof.) PERMAdatROC
Blanche Peuleirey (It.)	Mont Blanc	1	6°52'53"	45°49'25"	3900	4100	TLS RST	juil.-05 oct.-06	suivi bi-annuel PERMAdatROC suivi continu par dataloggers (3 prof.) PERMAdatROC
Laurichard	Ecirins	2	6°24'00"	45°01'00"	2450	2650	TS TLS GST BTS	sept.-86 sept.-05 oct.-03 mars-04	suivi annuel à partir de 1999 6 dataloggers en sub-surface
Bérard	Parpallion	2	6°40'44"	44°26'32"	2600	2800	DGPS GST	juin.-07 sept.-07	mesure annuelle (40 points) et saisonnière (restes du glacier rocheux) 5 dataloggers en sub-surface
Bellecombe	Ecirins	2	6°09'43"	44°59'32"	2700	2800	DGPS GST BTS	sept.-07 sept.-07 mars-09	mesure annuelle (32 points) 4 dataloggers en sub-surface
Orelle	Varoise	2	6°35'42"	45°15'13"	2750	3100	DGPS GST BTS	oct.-07 oct.-07 mars-09	mesure annuelle (40 points) 4 dataloggers en sub-surface
Casse des Clausins	Queyras	2					DGPS	juin.-09	mesure saisonnière
Le Foréant	Queyras	2					DGPS	juin.-09	mesure saisonnière
Lac Rouge	Cercès	2					DGPS	oct.-08	mesure annuelle (40 points)
Sachette	Varoise	2	6°52'33"	45°29'08"	2500	2650	GST	août.-05	3 dataloggers * 4 sondes en sub-surface
Lansella	Varoise	2	6°50'57"	45°20'41"	2450	2600	GST	sept.-03	1 datalogger * 4 sondes en sub-surface.
Jarjatte	Devouly	3	5°47'03"	44°40'51"	1400	1500	BTS	mars-04	une seule fois

1: 1 = permafrost de paroi

1: 2 = permafrost de formation superficielles

1: 3 = permafrost de basse altitude (éboulis froid)

Table 1: recapulative list of study sites. *Liste recapulative des sites étudiés.*

1 – Le réseau PermaFRANCE

Un réseau français d'observation à long terme du permafrost et des phénomènes liés au gel, appelé PermaFRANCE, a été constitué informellement depuis 2007, et officialisé en 2010.

Il représente la contribution française au réseau alpin PermaNET et au réseau mondial GTN-P (Global Terrestrial Network for Permafrost).

1.1– Objectifs

Le réseau PermaFRANCE vise le suivi non seulement du permafrost, mais de tous les phénomènes liés au gel à différents niveaux d'altitude, et inclut tant le suivi de l'évolution thermique que l'observation et le suivi des processus :

- *permafrost continu et discontinu en parois rocheuses :*
 - *le suivi thermique est mené principalement à l'Aiguille du Midi et sur divers sites du massif du Mont Blanc. Il inclut la mesure de la température de surface de la roche (RST) et des profils de température dans des forages de moyenne profondeur (10 m) ;*
 - *recensement et documentation des écroulements dans les parois rocheuses d'altitude : cette action concerne l'ensemble du massif du Mont Blanc. Elle se base sur un inventaire historique ainsi que sur une observation de l'activité actuelle grâce à un réseau d'observateurs et de contributeurs ;*
- *permafrost discontinu en formations superficielles et sur surfaces rocheuses planes :*
 - *un suivi thermique est mené sur cinq sites de glaciers rocheux. Il inclut la mesure de la température de surface du sol (GST) et des campagnes de cartographie annuelle BTS sur certains sites. Deux forages de moyenne profondeur (15 m) ont été réalisés en 2009 sur un des sites, et équipés pour la mesure du profil de température. Un forage profond (100 m) est prévu en 2010 à 45° de latitude Nord ;*
 - *un monitoring géophysique est réalisé sur quatre sites : des sondages électriques verticaux ont été répétés sur certains sites depuis 20 ans, et ont été complétés depuis 2007 par des tomographies électriques et de la sismique réfraction ;*
 - *les déplacements de surface de glaciers rocheux sont mesurés sur sept glaciers rocheux, soit par géodésie classique soit par DGPS ;*

- *permafrost sporadique à moyenne altitude :*
 - *un inventaire des éboulis froids, ainsi que des observations biologiques sur l'évolution des sols et la croissance des arbres (dendrogéomorphologie) ont déjà été réalisés ;*
 - *un suivi thermique devrait être engagé en 2010 sur des sites choisis ;*
- *gel saisonnier et cycles gel/dégel à moyenne et basse altitude (étage infra-périglaciaire) :*
 - *l'effet des cycles gel/dégel sur la météorisation des roches a été suivi sur diverses lithologie pendant quelques années ;*
 - *un réseau de sites instrumentés pour le suivi du gel saisonnier (occurrence et profondeur de gel) à différentes altitudes est en projet, mais n'a pas encore été mis en œuvre.*

Le but est d'obtenir une vue d'ensemble des phénomènes liés au gel, de leur distribution en fonction de l'altitude, et de leur évolution à différents niveaux d'altitude. Il est en effet vraisemblable que certains phénomènes vont migrer vers des altitudes plus élevées et évoluer en intensité et en fréquence.

1.2 – Structure et partenaires du réseau

Le réseau sera structuré en un GIS (Groupement d'Intérêt Scientifique) nommé PermaFRANCE. Le réseau PermaFRANCE est soutenu principalement par trois laboratoires de recherche :

- *PACTE (UMR 5194), à l'Institut de Géographie Alpine, Université de Grenoble ;*
- *EDYTEM (UMR 5204), à l'Université de Savoie ;*
- *PRODIG (UMR 8586), à l'Université de Paris 7.*

Plusieurs autres partenaires (laboratoires, bureaux privés, individus, institutions) y sont par ailleurs associés.

- *Le soutien financier est (ou a été) assuré par plusieurs projets de recherche : le projet PERMAdataROCK (Interreg Alcotra, 2005-2008) a financé la mise en place de l'observation du permafrost en parois rocheuses dans le massif du Mont Blanc ;*
- *le projet Risques induits par la dégradation du permafrost (Fondation MAIF, 2007-2010) finance les campagnes géophysiques et le suivi des mouvements sur les glaciers rocheux ;*

- le projet PermaNET (Coopération Territoriale Européenne Espace Alpin, 2008-2011) finance le suivi des parois rocheuses et des glaciers rocheux, ainsi que la mise sur pied d'un réseau d'observation alpin ;
- le projet Permafrost et changement climatique (Région Rhône-Alpes, CIBLE 2008) cofinance la réalisation des forages.

Pour assurer le financement à long terme, l'objectif est de faire labelliser le réseau PermaFRANCE comme SOERE (Système d'Observation et d'expérimentation, sur le long terme, pour la Recherche en Environnement).

1.3– Sites instrumentés

Le réseau PermaFRANCE s'appuie sur un ensemble de sites instrumentés, sélectionnés en fonction des objectifs scientifiques du réseau, mais aussi des moyens logistiques des partenaires :

- pour le permafrost en parois rocheuses, les recherches sont concentrées dans le massif du Mont Blanc ;
- pour le permafrost en formations superficielles, les recherches sont menées sur plusieurs sites répartis dans les Alpes du Nord et les Alpes du Sud françaises. Idéalement, le réseau devrait à terme permettre d'appréhender les gradients Nord-Sud et de continentalité ;
- pour les éboulis froids, les recherches se concentreront sur les sites les plus représentatifs à divers niveaux d'altitude.

Chaque site est sous la responsabilité de l'un des partenaires de PermaFRANCE, qui en assure la maintenance, le relevé des données, leur interprétation et leur archivage. Le tableau 1 donne une liste récapitulative des sites instrumentés.

2 – Distribution of mountain permafrost in France

2.1 – [3200 – 4500 m. asl.] supra-glacial rockfaces

The permafrost in supra-glacial rockfaces is mainly present in the massives of Mont Blanc, Vanoise and Ecrins. The occurrence of that type of spatially continuous permafrost is mainly attested by the presence of hanging glaciers and steep snowy covered rockwalls. The distribution of permafrost in rockfaces can be estimated using surface energy balance models that predict the mean rock surface temperature as it has been attempted in the Mont Blanc massif.

2.2 – [2400 – 3200 m. asl.] debris accumulations

The permafrost in debris accumulations (essentially scree slopes and moraines) is widely present in the Alps, especially where glaciers are reduced or absent. The main geomorphological evidence of the occurrence of that type of permafrost is the presence of rock glaciers, which are defined as a mixture of debris and ice that slowly deforms along the slope and displays a typical morphology (figure 1).



figure 1 : the rock glacier complex of the Route Valley (Hautes-Alpes). *Le complexe de glaciers rocheux du vallon de la route (Hautes-Alpes).*

A statistico-empirical model has been developed in order to assess the potential distribution of that type of permafrost. The model is based on rock glacier inventories and uses two parameters derived from DEM (Digital Elevation Model) to assess the presence/absence of permafrost (Bodin *et al.*, 2008):

- the two micro-climatic control parameters are the direct incoming potential solar radiation (calculated with the Solar Analyst module of ArcGIS) and the altitude, used as proxy for the MAAT. Both parameters are derived from the 50 m DEM of the French topographical survey IGN (BD ALTI);
- the model is calibrated on the rock glacier inventory of the Combeynot massif (at 45° N., under average climatic conditions for the French Alps) : value pairs of radiation and altitude have been extracted for rock glacier roots and fronts;
- two linear regressions have been defined, one for the roots and one for the fronts of the rock glaciers, and generalized to the entire French Alps, as threshold values of permafrost presence/absence;
- glaciers have been masked with Corine Land Cover data;
- the distribution map has been validated with the rock glacier inventories of the Vanoise and Mercantour massives.

The potential permafrost area in the French Alps, according to this modelling, represents ca 1300 km² (after subtraction of glacier areas, figure 1).

2.3 – [1000 – 2000 m. asl.] infra-periglacial scree slopes

Permafrost can be found at low altitude, in spots where the local conditions lead to an overcooling of the ground. Observations of that type of sporadic permafrost have been made in many karst caves or cold scree slopes.

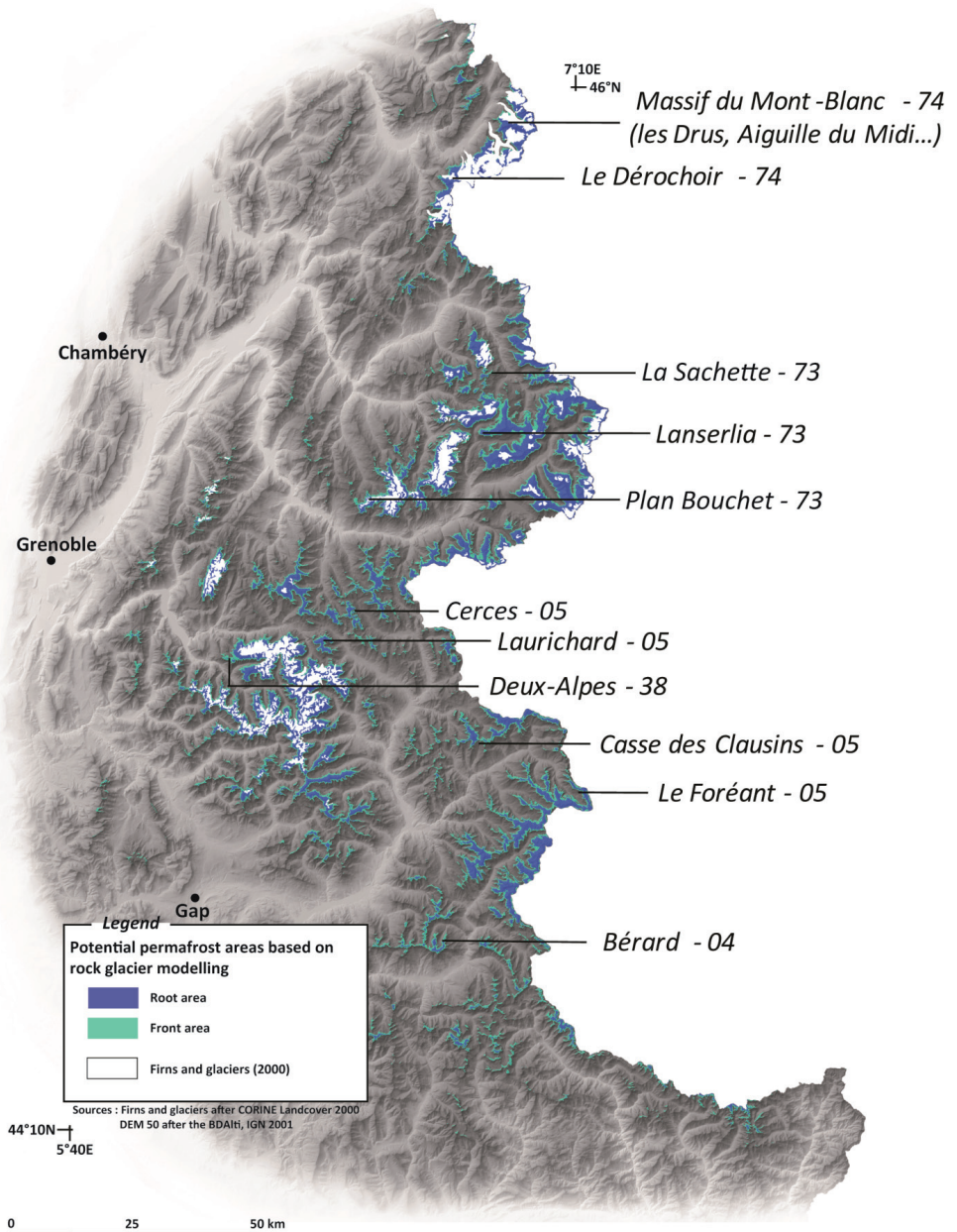


Figure 2 : map of the potential permafrost areas in the French Alps, with the localisation of monitoring sites. *Carte de la repartition potentielle des zones de pergélisol dans les Alpes Françaises, accompagnée de la localisation des sites de suivi.*

2– Distribution du pergélisol de montagne en France

2.1 – [3200-4500 m] Parois rocheuses supra-glaciaires

Le permafrost en parois rocheuses supra-glaciaires est surtout présent dans les massifs du Mont Blanc, de la Vanoise et des Ecrins. La présence de ce type de permafrost continu est attestée principalement par la présence de glaciers suspendus et de pentes glacées raides. La distribution du permafrost de paroi peut être estimée en utilisant un modèle de bilan d'énergie de surface, qui calcule les températures annuelles moyennes à la surface de la roche. Une modélisation de ce type a été réalisée sur le massif du Mont Blanc.

2.2 – [2400-3200 m] Formations superficielles

Le permafrost dans les formations superficielles (éboulis et moraines principalement) est largement présent dans les Alpes, surtout dans les régions où les glaciers sont de taille réduite ou absents. La principale manifestation géomorphologique de la présence de ce type de permafrost est le développement de glaciers rocheux, qui sont constitués d'un mélange de débris rocheux et de glace affecté d'un fluage lent vers l'aval et présentant une morphologie de surface typique (figure 1).

Un modèle statistico-empirique a été développé pour modéliser la distribution potentielle de ce type de permafrost. Le modèle est basé sur des inventaires de glaciers rocheux et utilise deux paramètres dérivés du relief pour calculer la présence/absence de permafrost (Bodin et al., 2008):

- les deux paramètres de contrôle micro-climatiques sont la radiation solaire incidente potentielle (calculée à l'aide du module Solar Analyst d'ArcGIS) et l'altitude, utilisée ici comme valeur approchée de la température moyenne annuelle de l'air. Les deux paramètres sont dérivés du MNA à 50 m de l'IGN (BD ALTI) ;*
- le modèle a été calibré sur l'inventaire de glaciers rocheux du massif du Combeynot : des couples de valeurs de radiation et d'altitude ont été extraits aux racines et aux fronts des glaciers rocheux actifs;*
- deux régressions linéaires altitude/radiation ont ainsi été définies, une pour les fronts et une pour les racines, et généralisées à l'ensemble des Alpes françaises, pour définir les seuils de présence/absence de permafrost ;*
- les glaciers ont été masqués sur la base des données Corine Land Cover ;*

- *la carte de distribution a été validée par comparaison avec l'inventaire des glaciers rocheux de la Vanoise et du Mercantour.*

La surface de permafrost potentielle des Alpes françaises représente, d'après le résultat de cette modélisation, environ 1300 km² (après déduction des surfaces englacées, figure 1).

2.3 – [1000-2400 m] Eboulis de l'étage infra-périglaciaire

Un permafrost sporadique peut être trouvé à basse altitude, en des endroits où les conditions locales conduisent à un surrefroidissement du sol. C'est le cas en particulier dans des éboulis ventilés (ou « éboulis froids ») et dans des glacières karstiques.

3 – Weather and climate

The climate controls the mountain permafrost state and evolution on two main temporal scales:

- on long-term scale (from decade to millennia), the evolution of the surface radiation balance (which can be approximated by the mean atmospheric temperature) influences the possibility for permafrost to develop in a specific altitudinal range, to maintain or to degrade and disappear;
- on mid-term scale (from seasonal to interannual), the combination between air temperature fluctuations and snow cover thickness and history influences the permafrost thermal state and dynamics.

The monthly datasets from 4 mid- and high-altitude meteorological stations, hereafter called reference stations, from the *Météo France* network (convention between *Climathèque de Météo France* and Université Joseph Fourier) have been used to determine the main climatic trends between 1961 and 2009 in the French Alps (table 2). Ranging between 1400 and 2300 m asl., the stations are assumed to be representative of a transect (from N 44° to N 46°) as well as of regional influences like orographic and Mediterranean effects.

In addition, the nivo-meteorological conditions of the hydrological years 2003-2004 to 2008-2009 have been determined using monthly reports of Météo France, annual winter reports from the *Centre d'Etude de la Neige (Météo France)*, the previously mentioned datasets from the reference stations, and, when available, datasets from automatic snow thickness stations from the Nivôse network (*Météo France*). In order to facilitate the comprehension, the hydrological year was divided into two periods, summer (MJJAS) and winter (ONDJFMA), globally reflecting the period with snow covering the ground at the considered altitudes (>2000 m asl.).

NAME	LONGITUDE	LATITUDE	ALTITUDE (m)	PERIOD	TN	TX	RR	SHd6h
Les Orres [LO]	6°33'12"E	44°30'24"N	1445	01/1961 - 12/2009	y	y	y	y
Ceillac [CE]	6°46'30"E	44°40'12"N	1665	01/1951 - 12/2009	y	y	y	y
Pralognan-la-Vanoise [PR]	6°43'00"E	45°23'06"N	1420	01/1961 - 12/2009	y	y	y	y
Le Monêtier-les-Bains [LM]	6°30'30"E	44°58'12"N	1459	01/1961 - 10/2009	y	y	y	y

Table 2 : characteristics of the Météo France stations used (TN: minimal daily air temperature; TX: maximal daily air temperature; RR: daily sum of precipitation; SHd6h: snow height measured at 6PM.

3 – Données climatiques et météorologiques

Le climat contrôle l'état et l'évolution du pergélisol de montagne à deux échelles temporelles principales :

- à long terme (de la décennie au millénaire), l'évolution du bilan radiatif à la surface du sol (qui, en simplifiant, peut être approché par la température moyenne de l'air) influence les possibilités de développement, de maintien ou de dégradation du pergélisol au sein d'une tranche altitudinale donnée ;*
- à moyen terme (de l'échelle saisonnière à inter-annuelle), la combinaison des fluctuations de la température de l'air et du couvert neigeux (épaisseur et développement au cours de l'hiver) constituent les deux principaux contrôles de la température du pergélisol et de sa dynamique (écoulement, bilan volumique).*

Les données mensuelles de 4 stations météorologiques du réseau Météo France, ci-après désignées stations de référence (acquises grâce à la convention entre la Climathèque de Météo France et l'Université Joseph Fourier), situées de moyenne et haute montagne, ont servi à déterminer les principales tendances climatiques entre 1961 et 2009 dans les Alpes françaises (tableau 2). S'étalant entre 1400 et 2300 m d'altitude, ces stations sont supposées représentatives des conditions le long d'un transect latitudinal (de 44 à 46°N) ainsi que des influences régionales, liées par exemple aux effets orographiques ou aux influences méditerranéennes.

En complément, les conditions nivo-météorologiques des années hydrologiques 2003-2004 à 2008-2009 ont été déterminées en utilisant les rapports mensuels de Météo France, les bilans hivernaux du Centre d'Etude de la Neige (Météo France), les données mentionnées précédemment, et, lorsqu'elles sont disponibles, les données d'épaisseur de la neige fournies par les stations automatiques du réseau Nivôse de Météo France. Afin de faciliter la compréhension, l'année hydrologique a été divisée en deux périodes, l'été (MJJAS) et l'hiver (ONDJFMA), reflétant globalement la présence de neige au sol aux altitudes considérées (>2000 m).

3.1 – Climatic trends of the last four decades

Temperature trends:

According to a recent study (Durand et al., 2009a), the air temperature at 1800 m asl risen by 1 to 3°C during the last 45 years, varying from one massif to the other. These analyses point out higher warming rate in the Alps during mid and late winter, especially since the 80’s, and no significant change during early winter.

Using the four longest series of meteorological data (Les Orres, Ceillac, Le Monêtier-les-Bains, Pralognan), the following temperature trends are observed for the reference period 1971-2000 as well as for the period 1960-2009 (table 3). The rate of temperature change ranges from 0.016 to 0.070°C/yr with a clear increasing phase between 1980 and 2009 at Les Orres and Ceillac (figure 3). This contrasts with a lower increase rate at Le Monêtier-les-Bains and Pralognan-la-Vanoise, showing how local and regional pattern might differ from general trends.

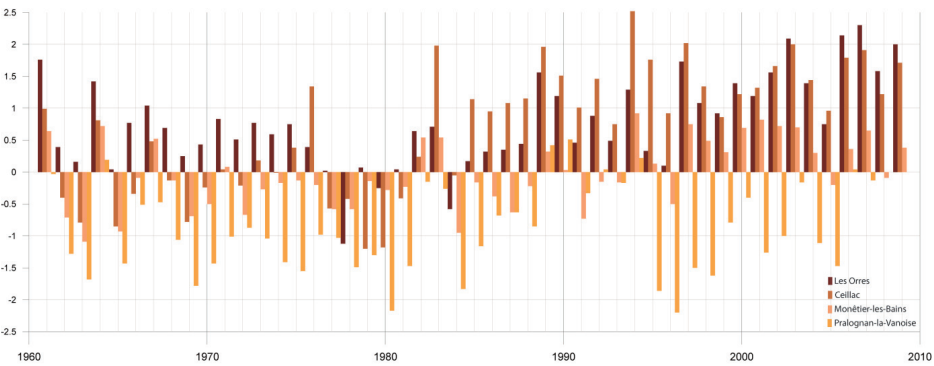


Figure 3 : anomalies of Mean Annual Air Temperature (MAAT) for 4 Météo France stations between 1960 and 2009. *Ecart à la moyenne de la température moyenne annuelle de l'air pour 4 stations Météo France entre 1960 et 2009.*

NAME	TEMPERATURE TREND (°C/yr)	
	1961-2009	1971-2000
Les Orres	0,024	0,028
Ceillac	0,048	0,07
Pralognan-la-Vanoise	0,017	0,023
Le Monêtier-les-Bains	0,008	0,016

Table 3 : Mean annual change of air temperature (linear regression) at four Météo France stations for the complete period with available data (1961-2009) and for the reference period (1971-2000).

Precipitation trend:

The study of Durand et al. (2009b) shows that winters with thicker snow covers occurred between 1975 and 1985, and lower snow thickness during the early 70's and between 1987 and 1993. Whereas the snow cover duration is globally decreasing, a strong interannual variability of the snow thickness is observed, with recent years mostly under average, as well as sometimes high contrasts between massifs.

3.2 – Summary of climatic conditions between 2003 and 2009

A brief summary of the surface temperature anomaly between 2003 and 2009, averaged at different scales (world, northern hemisphere and continental France), is presented in the table 4.

At global scale as well as at the country scale, all years present positive anomalies. In continental France, the warmest year was 2003, mainly because of the summer heat wave, and the second warmer was 2006, with high departure during autumn and winter.

Year	Global scale	Northern hemisphere	France (metropole)
	Temperature anomaly	Temperature anomaly	Temperature anomaly
	From 1961-1990 mean, after CRU and NOAA analysis		From 1971-2000 mean, after Météo France analysis
2003	0,46	0,59	1,3
2004	0,44	0,62	0,5
2005	0,53	0,65	0,5
2006	0,48	0,59	1,1
2007	0,48	0,62	0,8
2008	0,40	0,51	0,4
2009	0,45	-	0,8

Table 4 : temperature anomalies (average departure from 1961-1990 or 1971-2000 mean) from 2003 to 2009, at global scale (WMO annual report), northern hemisphere scale (WMO annual report) and country scale (Météo France annual report).

3.3 – Summary of nivo-meteorological conditions

Winter 2003-2004 started with early significant snow falls in high mountain during October and early November. Important snow falls also occurred in January (80-100 cm in the Northern Alps, 40-70 cm in the Southern Alps between the 11th and the 18th of January) and the snow cover thickness reached 240 cm at the Ecrins automatic snow station (2940 m asl., Nivôse network, Météo France). The winter **temperature** at the four highest meteorological stations used in the report were very **close to the monthly normals**, except in October (mean departure from 1971-2000 average of -2.3°C , ranging from -1.6 to -3.5°C). At the Ecrins station, the snow cover was still 120 cm thick at the end of May, and a complete meltout above 2500 m was generally observed at mid- to end of June.

Temperature during **summer 2004 was globally close to the average values**, above average in June and September. Between May and September 2004, the average departure from 1971-2000 of the four reference stations range from 0.3 (Pralognan) to 1.1°C (Les Orres) and a general deficit in precipitation (-22 to -48%).

Winter 2004-2005 started without significant snow falls, until the end of December. In the middle of January a very cold two-month period began, characterized by an intense cold (departure from 1971-2000 average from -0.4°C in January and -3.8°C in February), violent winds and snow at low altitude. But due to a combination of howling winds and relatively autumnal and wintry dry (mean departure of -23% at the reference stations, with a very highest departure of -73% in February), the snow cover in high mountains was thin, especially in the Southern Alps (less than 80cm in March at Isola 2000).

Temperature during **the summer 2005** was slightly above the 1971-2000 mean value ($+1.0^{\circ}\text{C}$) with June being clearly warmer ($+3.3\%$). Precipitation was below normal value (between -5 and -31%), except in July ($+35\%$).

Winter 2005-2006 in the French Alps is characterized by a long cold period (departure from 1971-2000 average from -3.5 and -1.0°C between December and March) that displays a minimum in December 2005 (especially in the Northern Alps, -4.3 and -4.5°C temperature departure at Le Monêtier and Pralognan stations), **with a lower than average snow thickness**. Between November and April, the precipitation departure ranges from -55 to -14% , with only March being above average ($+96\%$). At the Ecrins automatic station, only 50 cm of snow covers the ground until the end of December and the 100 cm snow thick-

kness value is reached only in January 2006 and in mid-March and mid-April for 150 and 200 cm values respectively. The complete meltout of the snow cover at this station occurred at the end of June 2006.

During summer 2006, above average temperature (average departure +1.3°C) **and precipitation** (average departure 14%) were recorded in the four reference Météo France stations. The warmest month was July (+3.0°C) whereas the coldest was August (-2.3°C), and July, August and September were equally wet (+34%) and June was dryer than average (-55%).

By contrast to the previous one, **winter 2006-2007 was exceptionally mild**, especially during the months of October, November, January and April (respective departures: +3.0, +3.1, +2.9 and +5.1°C) and in the southern Alps. Due to these temperatures and to a general deficit in precipitation (mean departure of -26%), few snow falls were recorded until mid February and the snow cover constitution was similar to the one of the previous winter, with lower than average thickness. The maximum measured thickness in March 2007 was around 150 cm at Le Monetier (2060 m asl.), 200 cm at Deux Alpes (2590 m asl.) and 150 cm at La Plagne (1970 m asl.).

Precipitation and temperature during the summer 2007 were close to the normal values (respective departure of -2% and +0.4°C) at the four reference Météo France stations. Warmer and wetter conditions than normal (+1.4°C and +30%) were observed in May 2007.

Winter 2007-2008 was globally mild with alternating snowy and dry conditions, and more than normal snow cover thickness at high altitude. **Early winter was rather dry**, with mean observed precipitation departures of -87% in October, and -38% in November, and close to normal temperature value. After some consequent snow fall during December, January and February were exceptionally mild (+2.3°C), and March and April experienced conditions close to normal winter. Maximum snow thickness at Isola was recorded in January (140 cm) whereas farther North of the Alps, it occurred in March-April (180 cm at Alpe d'Huez; 200 cm at La Plagne).

Summer 2008 was wetter than average (+32%) with temperature close to the normal, with especially high amounts of precipitation in May and July 2008. Northern Alps experienced 2 to 5°C higher than average temperature whereas it was 1 to 3°C higher in the Southern Alps. Precipitations were higher than average in the Southern Alps in early summer, whereas a similar situation was observed in the Northern Alps in July, August and September.

Winter 2008-2009 was cold and wet with generally an early thick snow cover, and average temperature below normal and precipitation above. The sectors close to the Italian boarder received high amounts of snow, whereas in the Southern Alps the snow cover was generally above average and in the Northern Alps close to normal values. Air temperature departure at reference stations was on average 0.2°C and -1.5°C between November and April, and precipitation departure between -11 and +89% (data available only at CE).

At the reference stations, summer 2009 was 2.1°C warmer than the 1971-2000 average, with May and August having the highest departures (+3.2°C and +1.6°C). A general deficit in precipitation was observed (-20% compared to the 1971-2000 average), except in June 2009.

3 – Données climatiques et météorologiques

Le climat contrôle l'état et l'évolution du pergélisol de montagne à deux échelles temporelles principales :

- à long terme (de la décennie au millénaire), l'évolution du bilan radiatif à la surface du sol (qui, en simplifiant, peut être approché par la température moyenne de l'air) influence les possibilités de développement, de maintien ou de dégradation du pergélisol au sein d'une tranche altitudinale donnée ;*
- à moyen terme (de l'échelle saisonnière à inter-annuelle), la combinaison des fluctuations de la température de l'air et du couvert neigeux (épaisseur et développement au cours de l'hiver) constituent les deux principaux contrôles de la température du pergélisol et de sa dynamique (écoulement, bilan volumique).*

Les données mensuelles de 4 stations météorologiques du réseau Météo France, ci-après désignées stations de référence (acquises grâce à la convention entre la Climathèque de Météo France et l'Université Joseph Fourier), situées de moyenne et haute montagne, ont servi à déterminer les principales tendances climatiques entre 1961 et 2009 dans les Alpes françaises. S'étalant entre 1400 et 2300 m d'altitude, ces stations sont supposées représentatives des conditions le long d'un transect latitudinal (de 44 à 46°N) ainsi que des influences régionales, liées par exemple aux effets orographiques ou aux influences méditerranéennes.

En complément, les conditions nivo-météorologiques des années hydrologiques 2003-2004 à 2008-2009 ont été déterminées en utilisant les rapports mensuels de Météo France, les bilans hivernaux du Centre d'Etude de la Neige (Météo France), les données mentionnées précédemment, et, lorsqu'elles sont disponibles, les données d'épaisseur de la neige fournies par les stations automatiques du réseau Nivôse de Météo France. Afin de faciliter la compréhension, l'année hydrologique a été divisée en deux périodes, l'été (MJJAS) et l'hiver (ONDJFMA), reflétant globalement la présence de neige au sol aux altitudes considérées (>2000 m).

3.1 – Tendances climatiques des quatre dernières décennies

Température

En utilisant les quatre séries les plus longues (Les Orres LO, Ceillac CE, Le Monêtier-les-Bains LM et Pralognan PR), les tendances suivantes se dégagent, pour la période de référence 1971-2000 et pour la période complète 1961-2009 (tableau 2).

La vitesse de changement de la température varie de 0.016°C/an à 0.070°C/an, avec une nette phase d'accélération entre 1980 et 2009 à LO et CE. Ceci contraste avec les vitesses d'augmentation plus réduites observées à LM et PR, illustrant dans quelle mesure les particularités locales et/ou régionales peuvent différer de la tendance générale.

Précipitation

L'étude de Durand et al. (2009b) montre que des hivers plus neigeux ont généralement eut lieu entre 1975 et 1985, par opposition avec le début des années 70 et entre 1987 et 1993. Par ailleurs, à côté de contrastes parfois élevés entre les massifs du sud et du nord des Alpes, la durée d'enneigement est globalement décroissante, alors qu'une forte variabilité interannuelle de l'épaisseur de la neige est observée, les années récentes étant généralement en-deçà de la norme.

3.2 – Résumé des conditions climatiques entre 2003 et 2009

Un bref résumé des anomalies de température de surface entre 2003 et 2009, moyennées à différentes échelles (globale, hémisphère nord, France métropolitaine) est présenté dans le tableau 4.

Autant à l'échelle globale qu'à l'échelle du pays, toutes les années présentent des anomalies positives. En France métropolitaine, 2003 a été l'année la plus chaude, principalement à cause de la vague de chaleur de l'été. 2006 a été la seconde année la plus chaude avec des anomalies particulièrement élevées en automne et en hiver.

3.3 – Résumé des conditions nivo-météorologiques

L'hiver 2003-2004 a débuté avec d'importantes chutes de neige en haute montagne, dès octobre-novembre. Le manteau neigeux s'est ensuite renforcé en janvier (80-100 cm dans les Alpes du nord, 40-70 cm dans les Alpes du sud entre le 11 et le 18 janvier) et a atteint 240 cm à la station Nivôse Ecrins (2940 m, Météo France). Les températures hivernales aux quatre stations de référence se sont révélées proches des normales, sauf en octobre (écart moyen de -2.3°C, compris entre -1.6 et -3.5°C). A la Nivôse Ecrins, le manteau neigeux atteignait encore 120 cm fin mai, et la fonte complète, au-delà de 2500 m d'altitude, s'est généralement observée fin juin. Entre mai et septembre, l'écart des températures à la normale de 1971-2000 était 0.3°C (PR) à 1.1°C (LO) et un déficit de précipitations de -22 à -48% était observé.

L'hiver 2004-2005 a débuté avec des chutes de neige importantes, jusqu'à fin décembre. Dès la mi-janvier, une période très froide s'installe, caractérisée par un froid intense (écart à la moyenne 1971-2000 de -0.4°C en janvier et -3.8°C en février), des vents intenses et de la neige à basse altitude. Mais du fait de la combinaison de vents tempétueux et d'une relative sécheresse automnale et hivernale (écart moyen de -23% aux stations de référence, avec un écart maximal de -73% en février), le manteau neigeux est resté mince à haute altitude, spécialement dans les Alpes du sud (moins de 80 cm en mars à Isola 2000).

La température de l'été 2005 a été légèrement supérieure à la moyenne 1971-2000 ($+1.0^{\circ}\text{C}$), avec un mois de juin nettement plus chaud ($+3.3^{\circ}\text{C}$). Les précipitations ont été inférieures à la moyenne (entre -5 et -31%), sauf en juillet ($+35\%$).

L'hiver 2005-2006 a été caractérisé dans les Alpes françaises par un longue période froide (écart à la moyenne 1971-2000 de -3.5 et -1.0°C entre décembre et mars), avec un minimum en décembre 2005 (spécialement dans les Alpes du nord, avec un écart de -4.3 et -4.5°C aux stations du Monêtier et de Pralognan), et une épaisseur de neige inférieure à la moyenne. Entre novembre et avril, l'écart des précipitations va de -55 à -14% , seul mars étant au-dessus de la moyenne (96%). A la station automatique des Ecrins, seuls 50 cm de neige couvrent le sol jusqu'à fin décembre, et une hauteur de neige de 100 cm n'est atteinte qu'en janvier, et des valeurs de 150 et 200 cm qu'à mi-mars et mi-avril respectivement. La fusion complète du manteau neigeux n'intervient à cette station qu'à fin juin 2006.

Pendant l'été 2006, des températures et des précipitations supérieures à la moyenne sont enregistrées dans les 4 stations Météo France de référence (écarts à la moyenne de $+1.3^{\circ}\text{C}$ et de 14% respectivement). Le mois le plus chaud a été celui de juillet ($+3.0^{\circ}\text{C}$), le plus froid celui d'août (-2.3°C), tandis que juillet, août et septembre ont été tous trois plus arrosés ($+34\%$) et juin plus sec que la moyenne (-55%).

Au contraire du précédent, l'hiver 2006-2007 a été exceptionnellement doux, en particulier pendant les mois d'octobre, novembre, janvier et avril (écarts respectifs : 3.0 , 3.1 , 2.9 et 5.1°C) et dans les Alpes du Sud. Du fait de ces températures et d'un déficit général des précipitations (écart moyen de -26%), peu de chutes de neige ont été enregistrées avant mi-février et l'épaisseur du manteau neigeux a été inférieure à la moyenne. L'épaisseur maximale mesurée en mars était d'environ 150 cm au Monêtier (2060 m), 200 cm aux Deux Alpes (2590 m) et 150 cm à la Plagne (1970 m).

Les précipitations et la température de l'été 2007 ont été proches des valeurs moyennes (écarts respectifs de -2% et de +0.4°C aux quatre stations Météo France de référence. Des conditions plus chaudes et plus humides que la normale (+1.4°C et +30%) ont toutefois été observées en mai 2007.

L'hiver 2007-2008 a été globalement doux, alternant entre conditions neigeuses et sèches, et le manteau neigeux a été supérieur à la moyenne à haute altitude. Le début de l'hiver a été plutôt sec, avec un déficit observé de -87% en octobre, de -38% en novembre, et des températures proches de la moyenne. Après de bonnes chutes de neige en décembre, janvier et février ont été exceptionnellement doux (+2.3°C), et mars et avril on connu des conditions hivernales quasiment normales. L'épaisseur de neige maximale a été enregistrée à Isola en janvier (140 cm), alors plus au nord des Alpes, il est intervenu en mars-avril (180 cm à l'Alpe d'Huez ; 200 cm à la Plagne).

L'été 2008 a été plus humide que la moyenne (+32%), avec des températures proches de la normale, mais des précipitations très élevées en mai et juillet 2008. Les Alpes du nord ont connu des températures supérieures de 2 à 5°C à la moyenne, alors l'écart atteint 1 à 3°C dans les Alpes du sud. Les précipitations ont été supérieures à la moyenne en début d'été dans les Alpes du sud, en juillet, août et septembre dans les Alpes du nord.

L'hiver 2008-2009 a été froid et humide, avec en général une épaisse couche de neige. Les températures ont été inférieures à la moyenne, et les précipitations supérieures. Les secteurs proches de la frontière italienne ont reçu d'importants cumuls de neige, et toutes les Alpes du sud ont connu un enneigement supérieur à la moyenne, tandis qu'il était normal dans les Alpes du nord. L'écart de la température de l'air aux stations de référence a été de +0.2 à -1.5°C entre novembre et avril, et les écarts de précipitations de -11 à +89% (données disponibles seulement pour CE).

Aux stations de référence, l'été 2009 a été de 2.1°C plus chaud que la moyenne 1971-2000, mai et août enregistrant l'écart le plus important (+3.2°C et +1.6°C). Un déficit général de précipitations a été observé (-20% par rapport à la moyenne 1971-2000), excepté en juin 2009.

4 – Surface temperature on surficial deposits

4.1 – Bottom Temperature of Snow cover (BTS) datasets

BTS monitoring: definition and aims

The objective of BTS method is to assess the temperature at the bottom of the snow cover at the end of the winter season, before the onset of snow melt (end of March), using a 3 m long probe with a thermal sensor at its tip.

When a thick insulating snow cover (>100 cm) is present above the ground, the BTS method may give an evidence of the presence or absence of permafrost (Haeberli 1973). Indeed, the temperature at the snow/ground interface reflects the thermal state of the ground: in presence of a cold mass of permafrost, the BTS is typically lower than -2°C reflecting a thermal equilibrium between the snow and the ground (Winter Equilibrium Temperature, WEqT), otherwise, without permafrost the BTS stays close to 0°C.

As snow conditions vary strongly in space and time and can impede the detection of the WEqT, the BTS method – when carried out routinely each year – is also used to get a snapshot of the thermal state of the ground surface (dependant on the snow thickness history, the type of soil, or the presence of permafrost ...).

Data acquisition

BTS is generally measured between March 15 and March 31, through the snow cover with special probes. The following devices are used:

- Glass fiber sticks, equipped with a sealed thermistor probe, distributed by Markasub AG (Switzerland). The resistance values are read on a multimeter, and converted into temperatures by a formula depending on the thermistor type (used at Laurichard in 2003-2006 and partly in 2008-2009).
- A lighter device has been developed by GIPSA-lab and IGA-PACTE, using a standard carbon fiber avalanche probe of 3 m, equipped with a thermocouple, with direct reading of temperature (used for 2008 and 2009 measurements).

BTS datasets

First French BTS campaigns were carried out on the Laurichard site during the winters 2003-2004, 2004-2005 and 2005-2006 (figure 4). The results of these three consecutive winters show the major role of the snow conditions (Bodin, 2007):

- in 2003-2004, there was a thick snow cover, and a clear contrast between permafrost (rock glacier) and non permafrost (outside the rock glacier) could be observed;
- in 2004-2005, the late onset and shallow thickness of the snow cover induced a strong cooling of the soil surface and no information about the presence of permafrost is observable since the temperature is very low over the whole area.
- In 2005-2006, the pattern is very close to that of 2004-2005.

Other BTS campaigns were carried out on 2 other sites in 2007-2008 and 2008-2009 (Bellecombes and Plan Bouchet). Only the 2008-2009 results are available because of some problems with the newly developed probes in 2007-2008:

- At Bellecombes, a contrast between permafrost and non permafrost zones was observable during this winter thanks to a well-developed snow-cover (figure 5). The “thermal print” of the rock glacier is clearly visible and the absence of permafrost in the ski track embankment is suggested by BTS above -2°C (heat flux perturbation);
- At Plan Bouchet, the snow cover was highly uneven and spatial patterns of BTS are difficult to link to ground thermal state. Nevertheless, where the snow cover is thick enough, a contrast between warm morainic deposits and cold periglacial forms is visible (figure 6).

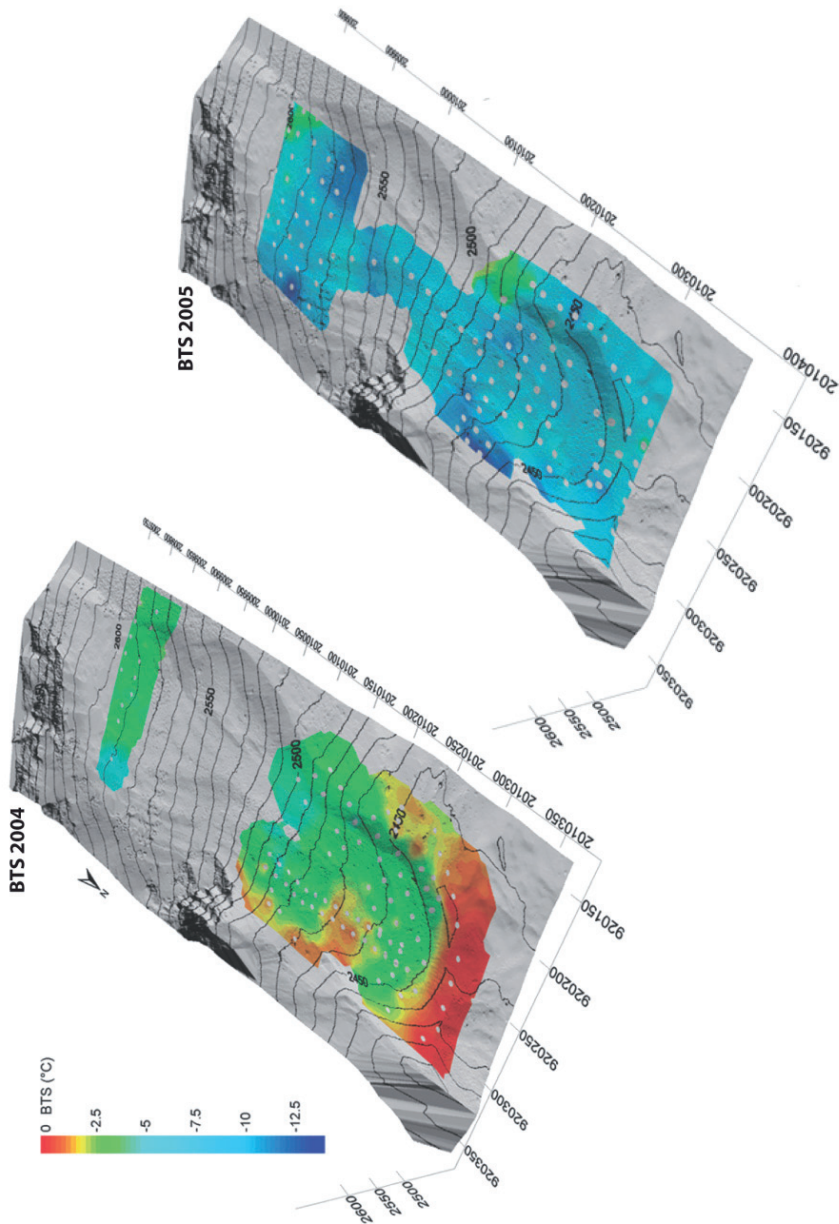


Figure 4 : Interpolated BTS at the Laurichard Rock Glacier 1 (RGL1) surface on March 2004 and on March 2005 (Bodin, 2007).
Valeurs BTS interpolées sur le glacier rocheux 1 de Laurichard (RGL1) en mars 2004 et en mars 2005 (Bodin, 2007).

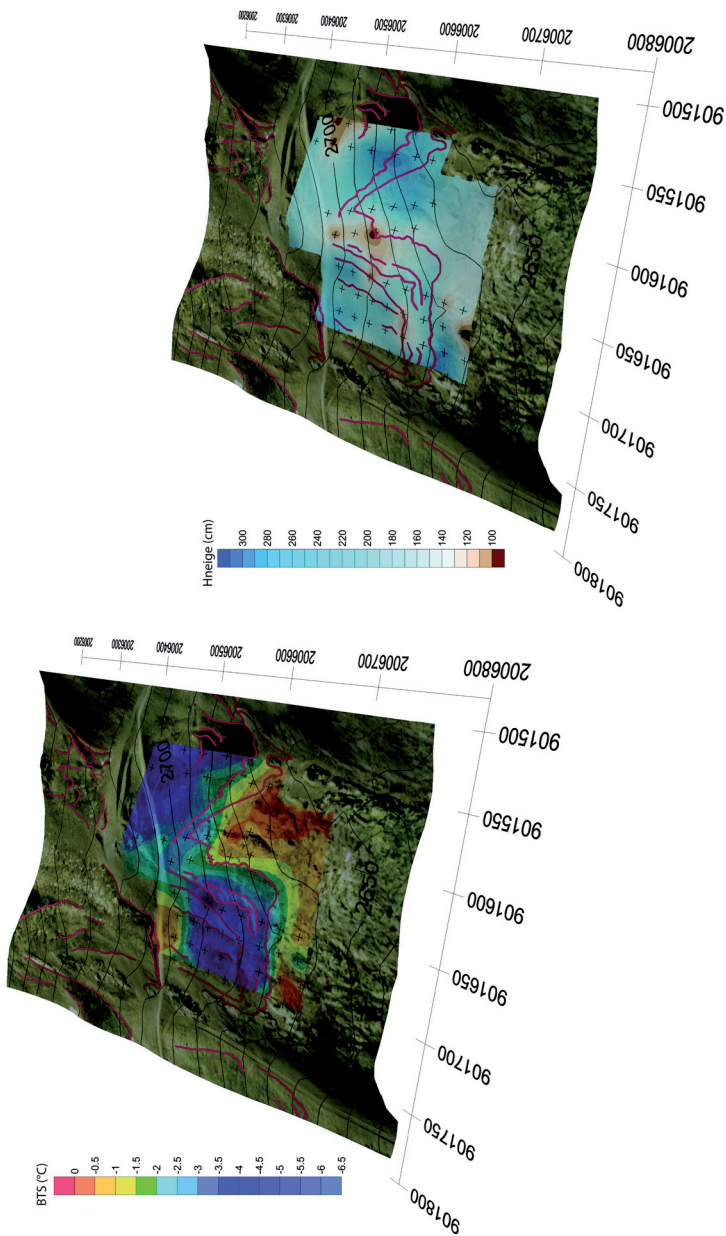


Figure 5 : Interpolated BTS and snow height at the Bellecambes rock glacier surface based on measures done on March 2009. *Valeurs BTS et hauteurs de neige interpolées à la surface du glacier rocheux de Bellecambes basées sur les mesures de mars 2009.*

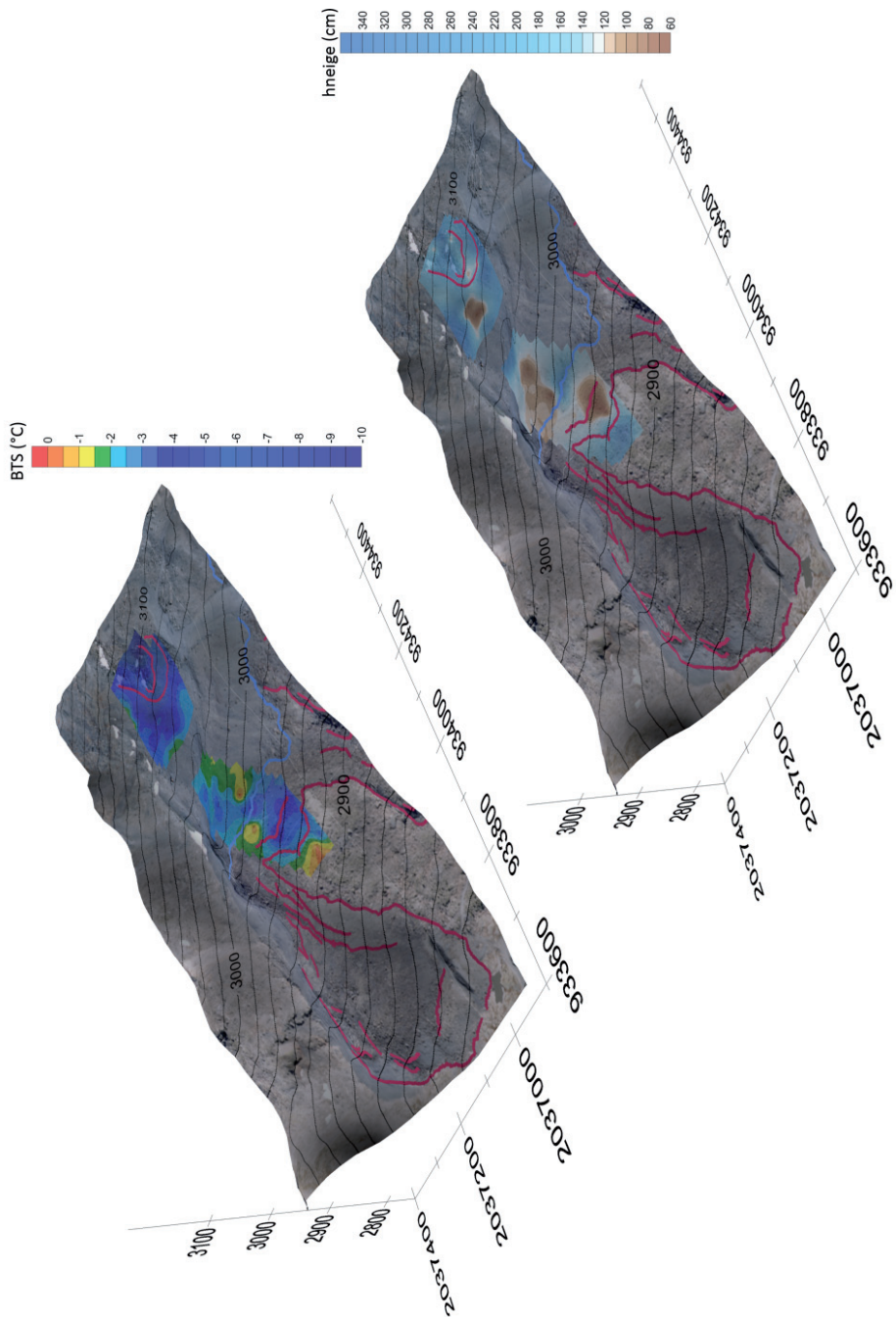


Figure 6 : Interpolated BTS and snow height at the Orelle rock glacier surface based on measures done on March 2009. *Valeurs BTS et hauteurs de neige interpolées à la surface du glacier rocheux d'Orelle basées sur les mesures de mars 2009.*

4 – Températures de surface dans les formations superficielles

4.1 – Données BTS

Suivi BTS : définition et objectifs

L'objectif de la méthode BTS est de mesurer la température à l'interface sol/neige à la fin de l'hiver (fin du mois de mars), avant le début de la fonte du manteau neigeux, en utilisant une sonde de 3m de long équipée à sa pointe d'un capteur de température.

Lorsqu'un manteau neigeux assez isolant (>100cm) est présent, la méthode BTS permet de nous renseigner sur la présence ou l'absence de pergélisol (Haeberli, 1973) puisque la température à l'interface sol/neige reflète l'état thermique du sol : en présence d'un corps froid de pergélisol, les valeurs BTS sont typiquement inférieure à -2°C, indiquant un équilibre thermique entre le manteau neigeux et le sol (Winter Equilibrium Temperature, WEqT). Sans pergélisol, les valeurs BTS restent proches de 0°C.

Les conditions de neige variant fortement dans l'espace et le temps, et pouvant par conséquent empêcher la détection de la WEqT, la méthode BTS, lorsqu'elle est répétée chaque année, est aussi utilisée pour obtenir un instantané de l'état thermique de la surface du sol (qui dépend de l'évolution du manteau neigeux, du type de sol, de la présence de pergélisol...).

Acquisition des données

Les mesures BTS sont généralement réalisées entre le 15 et le 31 mars à travers le manteau neigeux avec des sondes spéciales. Deux types de sondes sont utilisés :

- des tubes en fibre de verre, équipées d'un thermistor scellé, distribués par Markasub AG (Suisse). Les valeurs de résistances sont lues sur un multimètre, et converties en températures selon une formule dépendante du type de thermistor utilisé (sondes utilisées pour les campagnes à Laurichard entre 2003 et 2006 et partiellement en 2008-2009) ;*
- des sondes plus légères, développées par GIPSA-Lab et IGA-PACTE, qui sont des sondes avalanches en carbone, mesurant 3m de long et équipées d'un thermocouple, avec une lecture directe de la température (utilisées pour les campagnes de mesures 2008 et 2009).*

Données BTS

Les premières campagnes BTS ont été menées sur le site de Laurichard durant les hivers 2003-2004, 2004-2005 et 2005-2006 (figure 4). Ces trois hivers successifs illustrent le rôle majeur des conditions d'enneigement :

- En 2003-2004, un épais manteau neigeux était présent, et un net contraste entre la présence de pergélisol (glacier rocheux) et son absence (en dehors du glacier rocheux) était observable ;*
- En 2004-2005, l'enneigement tardif et peu épais a induit un fort refroidissement de la surface du sol. Les informations sur la présence de pergélisol sont indisponibles du fait des températures très froides sur l'ensemble de la zone ;*
- En 2005-2006, les mesures révèlent le même état que l'hiver précédent.*

D'autres campagnes de mesures BTS ont été menées sur 2 autres sites pendant les hivers 2007-2008 et 2008-2009. A cause de problèmes rencontrés sur les nouvelles sondes, seuls les résultats de 2008-2009 sont exploitables :

- A Bellecombes, le contraste entre les zones de pergélisol et celles non gelées étaient observables pendant les mesures grâce à un manteau neigeux bien développé (figure 5). L'empreinte thermique du glacier rocheux est clairement visible et l'absence de pergélisol sur du remblai de piste est suggéré par des valeurs BTS en-dessous de -2°C (flux de chaleur perturbé) ;*
- A Orelle-Plan Bouchet, le manteau neigeux était fortement hétérogène et l'état thermique du sol dans certaines zones est difficile à établir (figure 6) Néanmoins, lorsque le manteau neigeux est assez épais, un contraste apparaît entre les dépôts morainiques « chauds » et les formes périglaciaires froides (figure 6).*

4.2 – Ground Surface Temperature (GST) datasets

GST monitoring: definition and aims

Ground Surface Temperature (GST) is defined as the sub-surface temperature of the ground (bedrock or superficial deposit), measured in the uppermost centimetres of the ground, in order to be shielded from direct solar radiation. The measurement is generally done with a miniature temperature datalogger (MTD) recording at an hourly time step.

GST monitoring allows evaluating the thermal exchanges through the upper boundary of the permafrost (top of the active layer) and assessing the thermal regime of the frozen ground (Ishikawa, 2003; Delaloye, 2004). GST depends on the radiation balance and on site specific parameters such as the duration and the height of the snow cover and the surface characteristics of the ground.

The most relevant parameters extracted from the GST series are:

- The Mean Annual Ground Surface Temperature (MAGST) is the 12-month (12 preceding months) running mean of the GST. It allows identifying trends, assessing the role of climate-related parameters and it shows periods of cooling/warming of the ground surface;
- The Ground Freezing Index (GFI) is the annual sum of negative daily mean temperatures, expressed as cumulated negative degree-days ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{day}$). It is a measure of the cooling of the ground during the cold season. The annual GFI values allow comparison between the winters and can provide a quantified input for modelling;
- The Winter Equilibrium Temperature (WEqT) is the mean GST in late winter when heat exchanges are the lowest and variations are inexistent (until the start of the melting phase);
- The Zero Curtain (ZC) occurs when the whole snow mantle is melting in late winter and is characterised by its date of onset and meltout and its duration.

Data acquisition

Miniature data loggers used for the monitoring on the Laurichard, Bellecombes, Orelle and Bérard sites are the UTL-1. They are produced and distributed by Geotest AG (Switzerland – www.utl.ch). They have a resolution of 0.27°C and an accuracy of $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$. The memory limitation to 7944 values allows a sampling interval of 2 hours for duration of measurement of almost two years (configuration used). MTD are generally unloaded in August.

Miniature data loggers used for the monitoring on the Sachette site are the XR440 Pocket Data Logger, equipped with direct-connected thermistors PT940. Both are produced and distributed by Pace Scientific (USA – www.pace-sci.com). The total system accuracy (probe plus XR440 Logger) is $\pm 0.15^{\circ}\text{C}$ from 0 to 40°C , and better than $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ from -25°C to 85°C . The memory capacity is depending on the bit resolution. If the highest precision is required, the memory capacity permits 21504 readings.

The longest GST series at Laurichard

The longest French GST series originates from six MTD, which were dispatched in October 2003, on and outside the Laurichard rock glacier (Bodin, 2007). The MAGST between 2004 and 2009 shows several phases which can be interpreted in terms of positive or negative anomalies (and hence warming or cooling of the ground) as follows (Schoeneich et al., 2009) (figure 7 and 8):

- A warm 2003-2004 winter, mainly explained by the early onset of a thick snow cover (and possibly also by the very warm summer 2003);
- The winters of 2004-2005 and 2005-2006 were successively very cold because of the late onset of the snow cover and very low snow heights, with a moderately warm summer inbetween;
- The increase of GST during fall 2006 and winter 2007 is mainly the result of a very high air temperature in the summer 2006 together with relatively early and thick snow cover conditions during the following winter;
- The winter of 2007-2008 was marked by a cooling of the ground due to cold air temperature in fall 2007 and a relatively thin snow cover in winter;
- The year 2008-2009 displays a slight trend to an increasing MAGST and a warming ground. The effect of the warm summer of 2009 is only partially reflected yet in the GST.

GFI Index

GFI index are calculated separately for loggers which are on and outside rock glaciers (figure 9). Strongly negative GFI values indicate an intense cooling of the ground, most probably induced by a thin or/and late snow cover development. Generally, the higher the contrast between sites on rock glacier and outside rock glacier, the better the snow cover has been (early in the season and thick), with GFI close to 0°C .day outside rock glacier.

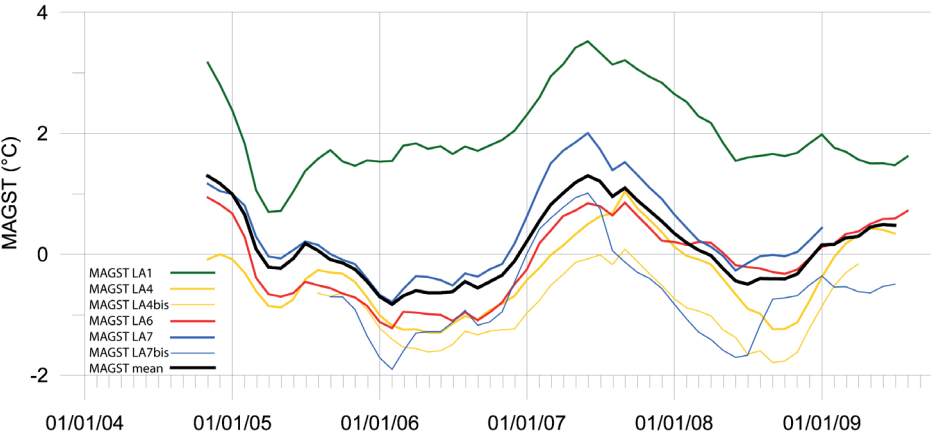


Figure 7 : evolution of the MAGST (Mean Annual Ground Surface Temperature) on Laurichard site. *Evolution de MAGST sur le site de Laurichard.*

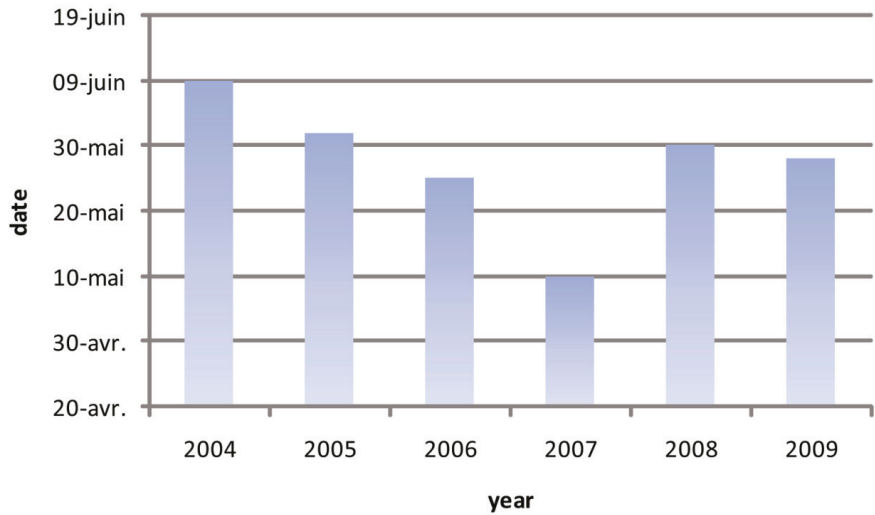


Figure 8 : date of snow melt since the year 2004 on Laurichard site. *Date de la fonte totale de la neige depuis 2004 sur le site de Laurichard.*

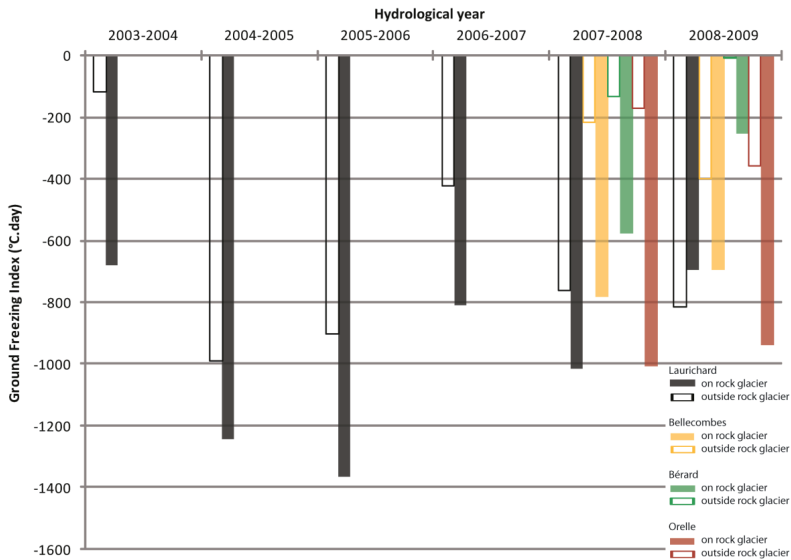


Figure 9 : Ground Freezing Index (GFI) at the four sites. *Indices de gel pour les 4 sites suivis.*

Other GST series in debris accumulations

New GST monitoring have been set up in 2007 (Schoeneich et al., 2009) in the sites of Bellecombes (Isère), Bérard (Alpes de Haute Provence), and Plan-Bouchet (Savoie):

- At Bellecombes (figure 10), thanks to an early and well-developed snow cover in 2007-2008, WEqT was reached, whereas it wasn't the case in 2008-2009, because of a later snow cover development.
- At Bérard (figure 11), the two consecutive winters were marked by a well-developed snow-cover. WEqT were reached for three mini-dataloggers. The early well-developed snow cover in October 2008 probably induced the observed increase of 2009 WEqT values.
- At Plan Bouchet (figure 12), the snow cover wasn't sufficient during the two years of measurement. Therefore, WEqT weren't reached.
- At La Sachette and Lanserlia-Plan du Lac, data series are discontinuous. However, the use of four channel loggers allowed the investigation of small scale differences of the ground thermal dynamics (Monnier, 2006).

- At La Sachette – Log1 (figure 14a and 14b) and at Lanserlia (figure 13), temperature probes have been placed both on ridges and in furrows. Differences in the ground thermal regime between ridges and furrows have been observed. During the autumn, furrows are first much colder than ridges, with relatively intense cooling (for example -14°C during November 2005 at La Sachette). When the snow cover is well-developed, the situation is inverted, and ridges are significantly colder. This is probably due to a thick snow cover in the furrows, while on ridges the snow is blown away.
- At La Sachette – Log 3, temperature probes have been placed in different grain sizes. Differences have been observed between blocky layers and fine-grained debris (figure 15): winter temperature oscillations in fine-grained debris are smoother.

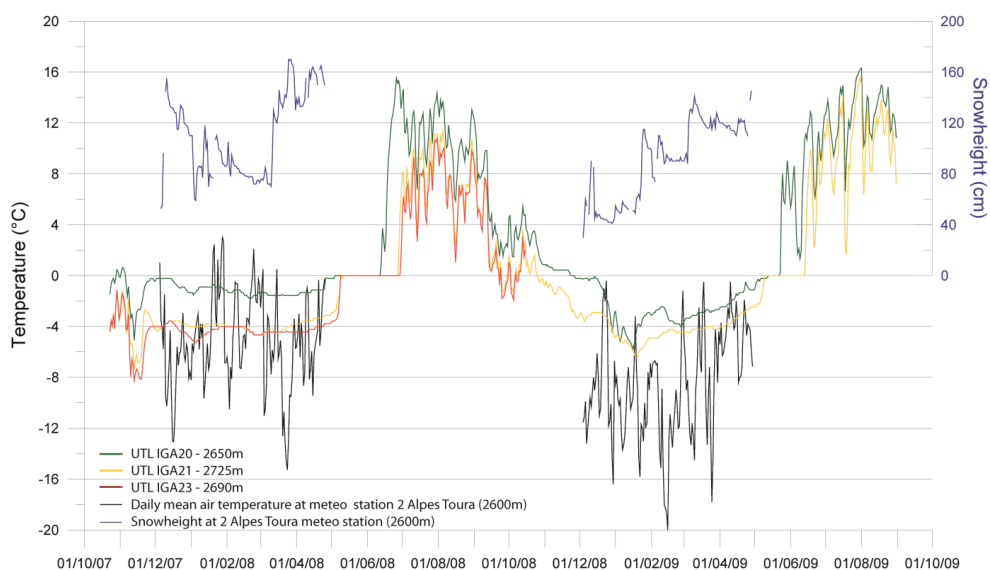


Figure 10 : thermal evolution (daily means, 2007-2009) of the ground at Bellecombes, with evolution of the snow cover at 2 Alpes Toura (2600m) meteo station. *Evolution thermique du sol (moyennes journalières, 2007-2009) à Bellecombes, avec l'évolution du manteau neigeux relevée à la station Météo des 2 Alpes Toura (2600m).*

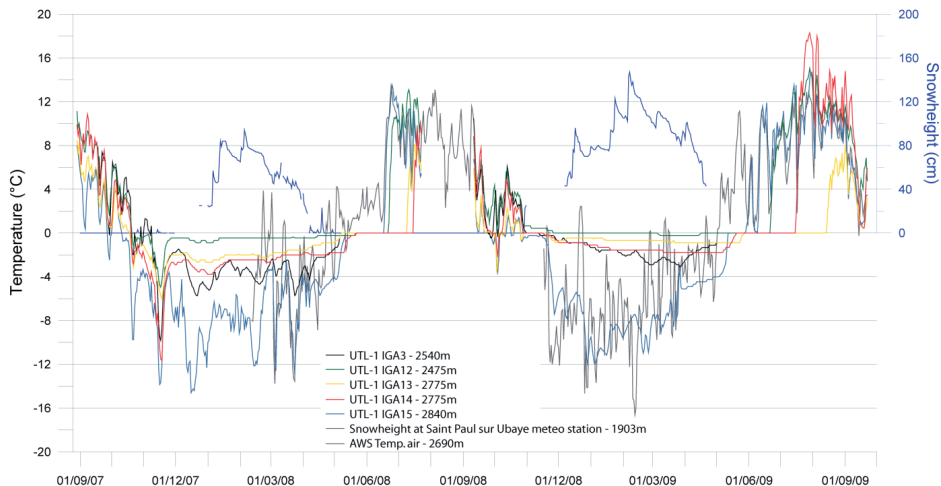


Figure 11 : thermal evolution (daily means, 2007-2009) of the ground at Bérard, with evolution of the snow cover at Saint Paul sur Ubaye (1903m) meteo station. *Evolution thermique du sol (moyennes journalières, 2007-2009) au Bérard, avec l'évolution du manteau neigeux relevée à la station Météo de Saint Paul sur Ubaye (1903m).*

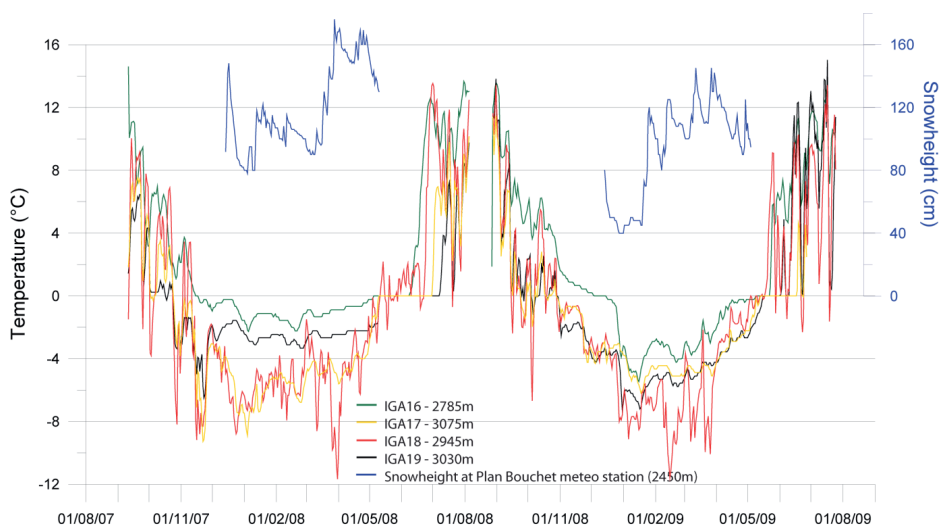


Figure 12 : thermal evolution (daily means, 2007-2009) of the ground at Orelle, with evolution of the snow cover at Plan Bouchet (2450m) meteo station. *Evolution thermique du sol (moyennes journalières, 2007-2009) à Orelle, avec l'évolution du manteau neigeux relevée à la station Météo de Plan Bouchet (2450m).*

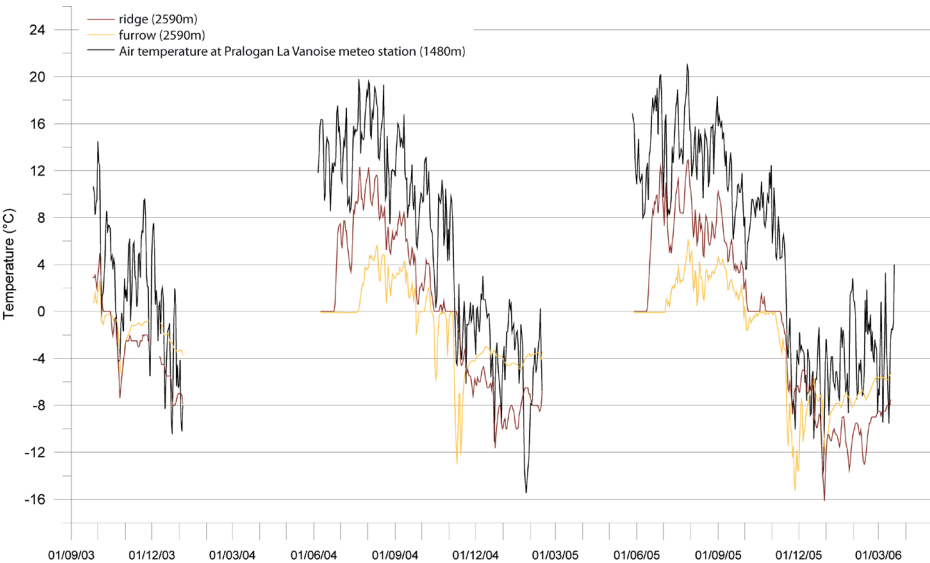


Figure 13 : thermal evolution (daily means, 2007-2009) of a furrow and a ridge at Lanserlia-Plan du Lac, with evolution of air temperature at Pralognan La Vanoise meteo station (1480m).
Evolution thermique d'un sillon et d'un bourrelet (moyennes journalières, 2007-2009) à Lanserlia-Plan du Lac, avec l'évolution de la température de l'air enregistrée à la station météo de Pralognan La Vanoise (1480m).

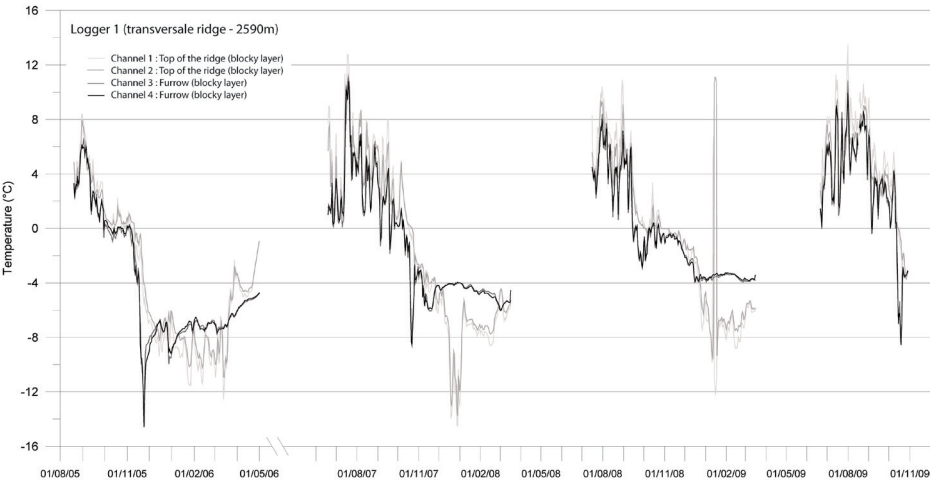


Figure 14a : thermal evolution (daily means, 2007-2009) of a furrow and a ridge at La Sachette.
Evolution thermique d'un sillon et d'un bourrelet (moyennes journalières, 2007-2009) à La Sachette.



Figure 14b : the Sachette rockglacier in winter : ridges are almost snowfree, whereas a thick snow cover fills the furrows (Photo: S. Monnier). *Le glacier rocheux de la Sachette en hiver: les bourrelets sont partiellement libres de neige, tandis qu'un épais manteau neigeux remplit les sillons (photo : S. Monnier).*

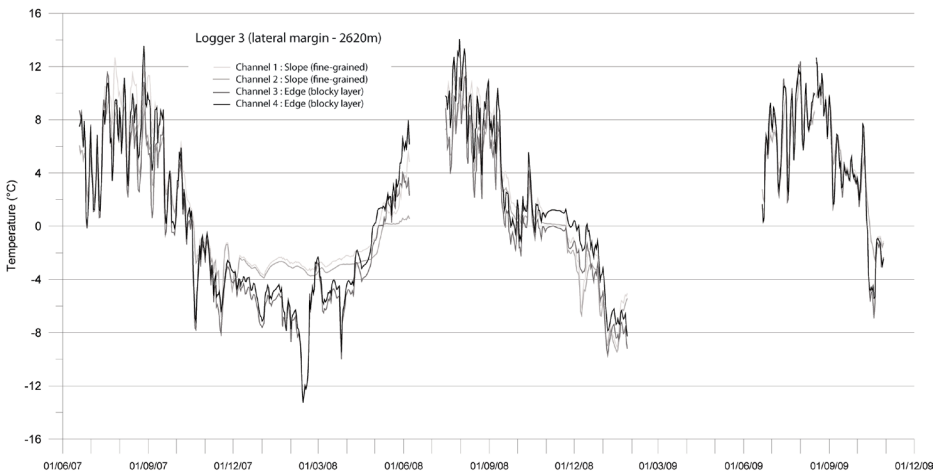


Figure 15 : thermal evolution (daily means, 2007-2009) of a fine-grained slope and a blocky layer edge near a lateral margin on La Sachette rock glacier. *Evolution thermique de la pente constituée de débris fins et du bord constitué de blocs grossiers d'une marge latéral du glacier rocheux de La Sachette.*

4.2 – Données de température de (sub)surface du sol (GST)

Suivi GST

Le paramètre GST (pour Ground Surface Temperature) est défini comme la température de sub-surface du sol (roche en place ou terrains sédimentaires), mesuré dans les premiers centimètres du sol afin d'être abrité de la radiation solaire directe. La mesure est généralement effectuée au moyen d'un data-logger miniature (MTD) programmé pour enregistrer la température toutes les 2 heures.

Le suivi GST permet d'évaluer les échanges thermiques à travers la limite supérieure du pergélisol (sommet de la couche active) et d'évaluer le régime thermique du sol gelé (Ishikawa, 2003, Delaloye, 2004). Les valeurs de températures à la surface du sol dépendent du bilan radiatif et de paramètres spécifiques locaux tels que la durée et l'épaisseur du manteau neigeux et les caractéristiques de surface du sol.

Les paramètres pertinents extraits du suivi GST sont :

- La température moyenne annuelle de la surface du sol (MAGST pour Mean Annual Ground Surface Temperature) qui est la moyenne mobile des douze mois précédent. Elle permet d'identifier des tendances, d'évaluer le rôle des paramètres climatiques et de montrer des périodes de refroidissement ou de réchauffement de la surface du sol ;
- L'indice de gel du sol (GFI pour Ground Freezing Index) représente la somme des jours où la température moyenne est négative, et s'exprime en °C.jours. Il s'agit de la mesure du refroidissement du sol pendant les saisons froides. L'indice de gel annuel permet la comparaison entre les hivers et peut être considéré comme un paramètre quantitatif pour la modélisation ;
- La température d'équilibre hivernale (WEqT) est la température moyenne de la surface du sol à la fin de l'hiver lorsque les échanges de chaleurs sont les plus faibles et les variations sont inexistantes (jusqu'au début de la fonte) ;
- Le Zero Curtain (ZC) apparaît lorsque tout le manteau neigeux s'humidifie et fond à la fin de l'hiver. Il est caractérisé par ses dates de début et de fin, et donc par sa durée.

Acquisition des données

Les MTD utilisés pour le monitoring sur les sites de Laurichard, de Bellecombes, d'Orelle-Plan Bouchet et du Bérard sont les UTL-1. Ils sont produits et distribués par Geotest AG (Suisse – www.utl.ch). Ils ont une résolution de 0.27°C et une

précision de $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$. La mémoire limitée à 7944 valeurs permet un enregistrement toutes les 2 heures pendant un moins de deux ans (configuration utilisée). Ils sont généralement déchargés en août.

Les MTD utilisés pour le monitoring sur le site de la Sachette sont les Pocket Data Logger XR440, équipés de thermistors PT940 directement connectés. Les deux sont produits et distribués par Pace Scientific (USA – www.pace-sci.com). Le système monté (sonde plus logger XR440) a une précision de $\pm 0.15^{\circ}\text{C}$ entre 0 et 40°C , et en dessous de $\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ entre -25 et 85°C . La capacité de mémoire dépend de la résolution. Si la meilleure précision est recherchée (celle annoncée ci-dessus), alors la capacité de mémoire permet 21504 enregistrements.

La plus longue série de température de surface du sol de Laurichard

La plus longue série GST française provient de 6 MTD, dispatchés en octobre 2003 sur et en dehors du glacier rocheux 1 de Laurichard (Bodin, 2007). La MAGST calculée entre 2004 et 2009 montre plusieurs phases qui peuvent être interprétées en terme d'anomalies positives ou négatives (et donc en terme de réchauffement ou de refroidissement du sol) (Schoeneich et al., 2009) :

- Un hiver 2003-2004 chaud, principalement expliqué par un enneigement conséquent dès le début de l'hiver (et aussi par le caniculaire été 2003) ;
- Les hivers 2004-2005 et 2005-2006 ont été successivement très froids à cause d'un début tardif de l'enneigement et d'épaisseurs de neige très faibles, avec un été modérément chaud entre les deux ;
- L'augmentation des GST pendant la fin de l'année 2006 et pendant l'hiver 2006-2007 est principalement liée aux températures très chaudes de l'été 2006 ainsi qu'à l'apparition relativement précoce de l'enneigement pendant l'hiver 2007 ;
- L'hiver 2007-2008 a été marqué par un refroidissement du sol lié aux températures froides de la fin de l'année 2007 et au développement d'un manteau neigeux relativement fin ;

L'année 2008-2009 montre une légère tendance à une remontée de MAGST et donc à un réchauffement du sol. L'effet de l'été et de l'automne 2009 n'est qu'en partie pris en compte dans cette évolution.

Indices de gel du sol

Les indices de gel du sol (GFI) sont calculés avec une différenciation entre les loggers qui sont implantés sur et en dehors des glaciers rocheux. De fortes valeurs négatives indiquent un refroidissement intense du sol, très probablement

induits par le développement d'un manteau neigeux fin et/ou tardif. En général, plus le contraste entre les GFI sur et hors glacier rocheux est grand, plus le manteau neigeux est isolant (développement précoce et épais), avec des valeurs de GFI proche de 0°C en dehors des glaciers rocheux.

Autres séries de température du sol dans les terrains sédimentaires

De nouveaux suivis de GST ont été initiés en 2007 (Schoeneich et al., 2009) à Bellecombes (Isère), Bérard (Alpes de Haute Provence) et Orelle Plan-Bouchet (Savoie) :

- *A Bellecombes (figure 10), les températures d'équilibre thermique hivernal ont été atteintes en 2007-2008 grâce à un manteau neigeux qui s'est bien développé dès le début de saison, ce qui n'est pas le cas pour l'hiver suivant.*
- *Au Bérard (figure 11), les deux hivers consécutifs ont été marqués par un manteau neigeux bien développé. Les températures d'équilibre thermique hivernal ont été atteintes pour 3 des loggers. Le développement très précoce du manteau neigeux en octobre 2008 est probablement à l'origine de l'augmentation des valeurs de WEqT pour l'hiver 2008-2009.*
- *A Plan Bouchet (figure 12), le manteau neigeux n'a pas été assez épais pendant les deux années de mesures, ce qui n'a pas permis d'atteindre les WEqT.*
- *A la Sachette et Lanselia-Plan du Lac, les séries sont discontinues. Mais l'utilisation de loggers à quatre canaux a permis d'explorer les différences locales de comportement thermique (Monnier, 2006).*
- *A la Sachette – Log 1 (figure 14a et 14b) et à Lanserlia (figure 13), des capteurs ont été placés sur des bourrelets et au fond de sillons. Des différences d'évolutions entre les régimes thermiques du sol sur les bourrelets et dans les sillons ont été observées. Pendant l'automne, les sillons sont systématiquement plus froids que les bourrelets, avec un refroidissement relativement intense (par exemple -14°C pendant novembre 2005 à La Sachette). Quand le manteau neigeux est bien présent, la situation est inversée, et les bourrelets deviennent plus froids. Cela s'explique probablement par une couche de neige épaisse en fond de sillon, et une couverture neigeuse souvent soufflée sur les bourrelets.*
- *A la Sachette – Log 3, les capteurs ont été placés dans différents types de sols. Des différences ont été constatées entre des couches des gros blocs et des sédiments assez fins (figure 15) : les oscillations de températures en hiver sont atténuées dans les sédiments fins.*

5 – Geodetic measurements and surface dynamics of rock glaciers

5.1 – DGPS and Total Station

DGPS and Total Station monitoring: definition and objectives

Differential GPS (DGPS) and Total Station can be considered as classical terrestrial techniques for monitoring the surface dynamics of rock glaciers and more generally of creeping landforms. The former is based on the distance measurement between several satellites and two or more receivers (a reference and one (or more) rover(s)), whereas the second is based on the measurement of horizontal and vertical angles. A relatively high precision (under 5 centimetres for the DGPS method and under 5 centimetres for the Total Station method) can be obtained. Two measurement campaigns of surveyed points allow to determinate X, Y and Z metric coordinate differences, and consequently the 3D movements (vertical and horizontal) of these points between the two dates. Several campaigns allow to identify temporal variations of the surface movements, and to outline acceleration or deceleration areas on the studied landforms.

However, these techniques imply a low density of measured points because they are time-consuming, especially the DGPS.

Data acquisition

The points, usually placed on remarkable and well anchored blocks, are surveyed with the following equipment:

- the monofrequency Promark 3 DGPS, produced by Thalès, is used on the Bellecombes, Bérard and Orelle sites. On site, one reference and two rovers are generally used. The post-treatment is performed with GNSS solutions. Due to the material, 15 to sometimes more than 30 minutes are necessary for each measurement in static mode;
- the Sokkia Set C total station is used on the Laurichard site.

Total Station and DGPS datasets

The measurements of surface displacement on the Laurichard rock glacier have been performed since 1979 (but first reliable data used date back to 1985) with a Total Station, in combination with the Parc National des Ecrins (figure 16). This series is one of the longest available displacement records in the Alps

and the longest in France. Measurements have been annually performed since 1999 (every two or three years before this date). A constant acceleration has been observed until 1999, followed by the highest mean velocity (around 1.2 m.y-1) in 2001-2002 and 2003-2004, and a decrease after 2005.

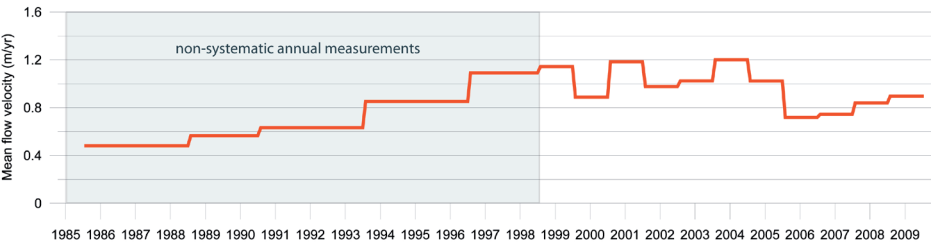


Figure 16 : evolution of the mean flow velocities of the Laurichard rock glacier between 1985 and 2009. *Evolution de la vitesse moyenne de fluage du glacier rocheux de Laurichard entre 1985 et 2009.*

DGPS campaigns are carried out once a year at the end of the summer on the sites of Bellecombes and Orelle, and twice a year on the Bérard site (in June and September).

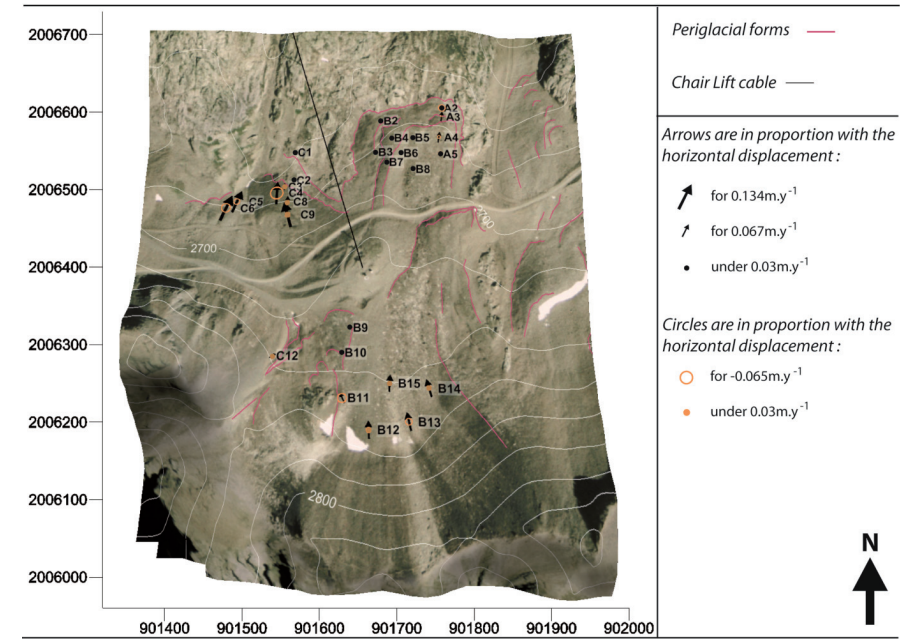


Figure 17 : mean annual velocities for marked block at Bellecombes site. *Vitesses moyennes annuelles pour les blocs marqués à Bellecombes.*

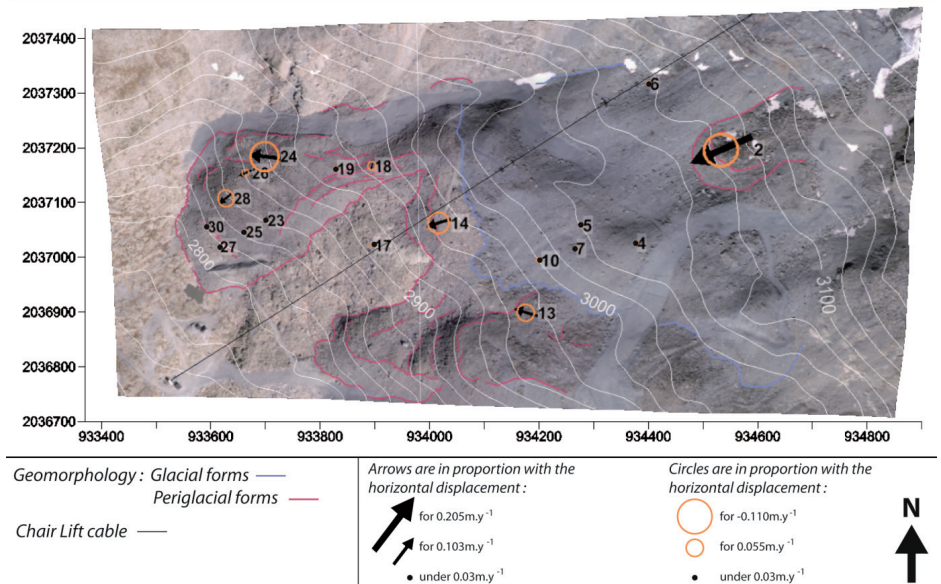


Figure 18 : mean annual velocities for marked block at Orelle site. *vitesse moyennes annuelles pour les blocs marqués à Orelle.*

In the Bellecombes (figure 17) and Orelle (figure 18) sites, the creep of the rock glaciers is very low (from 0 to 0.205 m.y^{-1}), but sufficient to disturb the chair-lifts which are installed on their surface.

Concerning the Bérard rock glacier, the DGPS survey, performed twice a year, has permitted to distinguish three areas (Krysiecki, 2009, 2010):

- A: the collapsed mass, with no visible signs of evolution since 2007 and which displays surface velocity below 0.1 m.y^{-1} ;
- B: the highly unstable but non-collapsed median part which displays surface velocity between 0.8 and more than 20 m.y^{-1} ;
- C: the unstable but non-collapsed upper part of the rock glacier which displays surface velocity between 0.1 and 4.5 m.y^{-1} .

Since 2007, the DGPS survey has shown a general decrease of velocities (especially in the part B) and higher displacement rates during summers (figure 19).

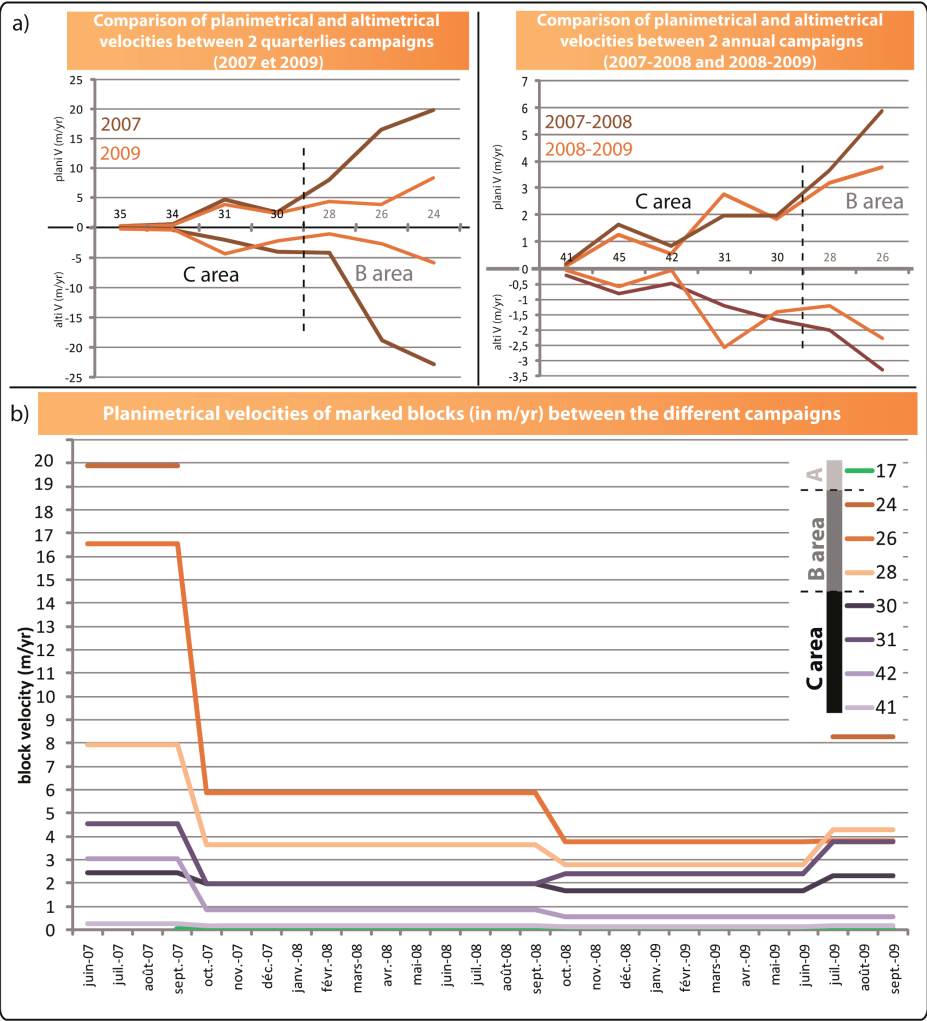


Figure 19 : a) comparison of planimetric and altimetric velocities between 2 campaigns (quarterlies and annual); b) planimetric velocities of a few blocks between all the campaigns.
a) comparaison entre les vitesses planimétriques et altimétriques entre 2 campagnes (trimes-
trielle et annuelle); b) vitesses planimétriques de quelques blocs entre toutes les campagnes.

5 – Déplacements superficiels de glaciers rocheux

5.1 DGPS et station totale

Suivi au DGPS et à la station totale : définition et objectif

L'utilisation du GPS Différentiel et d'une station totale peut être considérée comme des techniques terrestres classiques pour le suivi de la dynamique de surface de glaciers rocheux et plus généralement des formes fluantes. Le premier est basé sur la mesure de la distance entre plusieurs satellites et au moins deux récepteurs (une base et un (des) mobile(s)), tandis que la seconde est basée sur la mesure d'angles horizontaux et verticaux. Une précision relativement élevée (moins de 3 cm pour le DPGS et moins de 5 cm pour la station totale) peut être atteinte. Deux campagnes de mesures permettent de déterminer les différences de coordonnées métriques en X, Y et Z, et par conséquent les mouvements en 3-D (verticaux et horizontaux) des points suivis entre les 2 dates. Plusieurs campagnes permettent d'identifier les variations temporelles des mouvements de surface, et mettre en avant des accélérations ou des décélérations de zone sur les formes étudiées.

Cependant, ces techniques permettent le suivi d'un réseau de points peu dense en raison du temps de mise en œuvre, en particulier pour le DGPS.

Acquisition de données

Les points, généralement implantés sur des blocs remarquables et bien ancrés dans la forme, sont suivis à l'aide des appareils suivants :

- *Un GPS Différentiel monofréquence Promark 3, produit par Thalès. Sur site, une base et 2 mobiles sont généralement utilisés. Le post-traitement est réalisé avec le logiciel GNSS Solutions. Ce DGPS est utilisé sur les sites de Bellecombes, du Bérard et de Plan Bouchet ;*
- *Une station totale Sokkia Set C, utilisée pour le suivi du glacier rocheux de Laurichard.*

Données issues du suivi par station totale et DGPS

Les mesures de déplacements de surface sur la glacier rocheux de Laurichard sont effectuées depuis 1979 (mais les premières données exploitées datent de 1985), en partenariat avec le Parc National des Ecrins (figure 16). Cette série est l'une des plus longue des Alpes, et la plus longue en France. Les mesures sont annuelles depuis 1999 (tous les 2 ou 3 ans avant cette date). Une accélération constante est observable jusqu'en 1999 suivie par la plus forte vitesse moyenne (autour de 1.2 m.a-1) en 2001-2002 et 2003-2004, puis une diminution après 2005.

Des campagnes DGPS sont menées une fois par an sur les sites de Bellecombes et d'Orelle à la fin de l'été, et deux fois par an au Bérard (en juin et septembre). Pour les sites de Bellecombes (figure 17) et d'Orelle (figure 18), le fluage des glaciers rocheux est très lent (entre 0 et 0.205 m.a-1), mais suffisant pour déstabiliser les infrastructures de remontées mécaniques installées sur ces formes. Concernant le Bérard, le suivi au GPS Différentiel a permis de distinguer 3 zones (Krysiecki, 2009, 2010) (figure 19) :

- *A : la masse glissée, qui ne présente pas de signes d'évolutions depuis 2007 et qui présente des vitesses de surface inférieures à 0.1 m.a-1 ;*
- *B : la partie médiane très instable mais encore en place qui présente des vitesses de surface comprises entre 0.8 et plus de 20 m. a-1 ;*
- *C : la partie instable du glacier rocheux à l'amont de la niche d'arrachement qui présente des vitesses de surfaces comprises entre 0.1 et 4.5 m. a-1.*

5.2 – LiDAR

LiDAR: definition and scope

Light Detection And Ranging (LiDAR or Laserscanning) is based on the measurement of the elapsed time of a laser pulse emitted by a photodiode until it returns to the optical receiver. This technique allows acquiring 3-D surface data with a high spatial sampling rate. High resolution 3-D model could be created and compared between two campaigns. Therefore, this diachronic comparison allows the mapping of topographic changes on rock glaciers or on each rockwall between two surveys, and the calculation of creep velocities or volumes of detached rock (Rabatel et al., 2008; Ravanel et al., 2010b). LiDAR can be airborne (ALS) or terrestrial (TLS). The second one is used in the presented survey.

Data acquisition

The LiDAR used is the Ilris 3D, developed by Optech. With a wavelength of 1500 nm, this device is able to acquire 2500 points per second, at an accuracy of about a centimetre (8mm at 100m) and at a maximal range of about 1000m. Data are processed with InnovMetric Polyworks V10.1.

LiDAR datasets in debris accumulation

Concerning debris accumulations, LiDAR has been applied only on the Laurichard site in 2005 and 2006 (figure 20). Two high-resolution DEMs of the rock glacier were produced in these two successive years. The comparison clearly reveals the creep of the ice and debris mixture. The inserts in the figure 20 show some details of typical surface changes, such as the individual movements of boulders in the steep central part and the fall of a block from the front. The downstream progression of the ridge is also clearly visible. Calculated displacement rates are consistent with the geodetic measurements (Bodin, 2008).

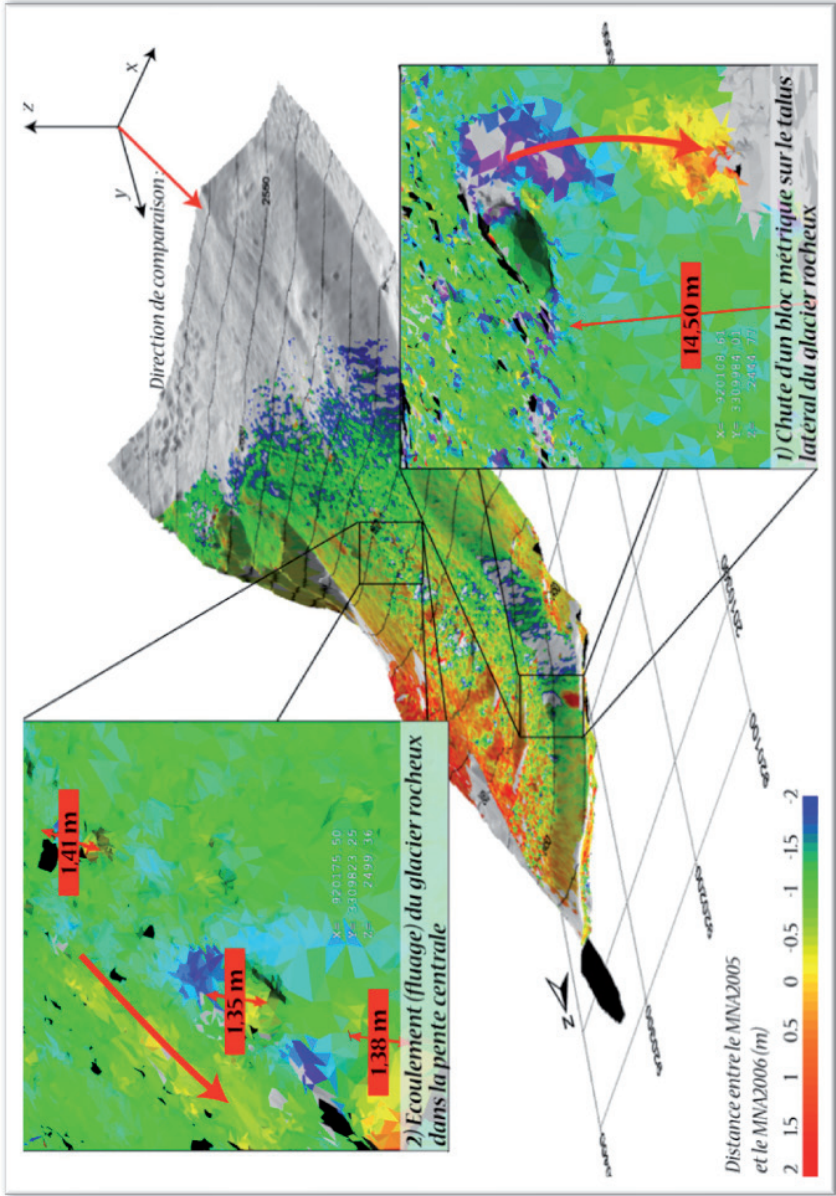


Figure 20 : RGL1 surface changes between 2005 and 2006 caused 1) by the fall of a metric block on the lateral talus; 2) by the creep of the rock glacier in its steepest part. *Changements de surface de RGL1 entre 2005 et 2006 causés 1) par la chute d'un bloc métrique sur la talus latéral; 2) par le fluage du glacier rocheux dans sa partie la plus raide.*

5.2 – LiDAR

LiDAR : définition et objectif

La méthode LiDAR (Light Detection and Ranging) ou Laserscanning est basée sur la mesure du temps mis par une impulsion laser émise par une photodiode pour retourner au récepteur optique. Cette technique permet l'acquisition de données de surface dans les 3 dimensions, avec une fréquence d'échantillonnage élevée. Des modèles 3-D de haute résolution peuvent ainsi être créés et comparés entre 2 campagnes. Cette comparaison diachronique permet de cartographier les changements topographiques de surface des glaciers rocheux ou de chaque chute de blocs et de calculer des vitesses de déplacements ou des volumes de blocs détachés ((Rabatel et al., 2008; Ravanel et al., 2010b). Le LiDAR peut être aéroporté (ALS) ou terrestre (TLS). La seconde méthode est celle utilisée pour les suivis présentés ici.

Acquisition des données

Le LiDAR utilisé est le modèle Ilris 3D, développé par Optech. Avec une longueur d'onde de 1500nm, cet appareil est capable d'acquérir 2500 points par seconde, à une précision d'environ 1 cm (8 mm à 100m) et à une portée maximale de 1000m. Les données sont traitées avec la suite logicielle InnovMetric Polyworks V10.1.

Données LiDAR pour les terrains sédimentaires

Dans les terrains sédimentaires, le LiDAR a seulement été mis en œuvre sur le site de Laurichard en 2005 et 2006 (figure 20). Deux modèles numériques de terrain haute résolution ont été produits. La comparaison révèle clairement le fluage du mélange de glace et de débris. Les cadres de la figure 20 présentent des détails typiques du changement de la surface, tels que des mouvements individuels de blocs dans la partie centrale raide et la chute d'un bloc présent sur le front. Les déplacements calculés sont en accord avec les mesures géodésiques.

6 – Rockfalls and evolution of rockfaces

6.1 – LiDAR datasets for rockwalls in the Mont Blanc massif

Surveys with Terrestrial Laser Scanning (TLS) in the Mont-Blanc massif began in June 2005. The helicopter or cable cars are used to access to the sites. Data are acquired with an Optech ILRIS 3D laser scanner, and processed with Innov-Metric Polyworks V10.1, to get 3D models of each rockwall at a high resolution (Ravanel and Deline, 2006). A diachronic comparison of these models allows the mapping of topographic changes on each rockwall between two surveys, and detached rock volumes are calculated (Rabatel et al., 2008; Ravanel et al., 2010b).

69 rockfalls, ranging in volume from 1 to 426 m³, have been identified since 2005 with TLS surveys (table 5, p.). Their distribution suggests that the morphodynamics of rockwalls depends on geological, topo-climatic and ice-cover factors. Except for 11 small events that occurred just above 4000 m a.s.l. (NW face of the Aiguille Blanche de Peuterey, SE face of the Piliers du Frêney, S face of the Grand Pilier d'Angle), no rockfall > 100 m³ has been observed above 3670 m a.s.l. Rockwalls at a very high elevation, with cold permafrost, are thus very stable, while those below 3800 m a.s.l., with a likely degradation of the permafrost, are more or less affected by rockfalls – depending on the geological structure and the ice cover.

Among the largest detachments, those which affected a compact spur at the Tour Ronde between 2005 and 2006 (volume: 382 + 154 m³) could result from the permafrost degradation (deepening of the active layer). By contrast, detachments at the Petit Dru during the same period are probably due to mechanical adjustment after the rock avalanche of June 2005 (Deline et al., 2008) (figure 21 and 20).

been observed in several detachment zones. This supports the relevance of the thaw of the ice which fills fractures in the rockwalls. Moreover, the shrinking of ice/snow cover on many slopes has probably been the source of small events (mechanical detachment, formation of an active layer).

Finally, permafrost conditions appear more and more as an important factor to explain how climate warming is driving the rockwall instability and related natural hazards in mountain areas.

Site	Period	Number of events	Volume (m ³)	Elevation (m)
Les Drus (W face)	oct. 05 - oct. 06	9	1 to 426	3270 to 3605
	oct. 06 - sept. 07	2	2 and 22	3435 and 3595
	sept. 07 - sept. 08	4	1 to 5	3530 to 3590
Pointe de l'Androsace (S face)	oct. 07 - july 09	7	1 to 44	3720 to 3830
Tour Ronde (E face)	july 05 - july. 06	2	154 and 352	3485 to 3590
	july 06 - oct. 06	/	/	/
	oct. 06 - oct. 07	1	224	3595
	oct. 07 - sept. 08	10	1 to 105	3480 to 3670
	sept. 08 - sept. 09	5	6 to 76	3495 to 3570
Aiguilles d'Entrèves (W face)	july 05 - july 06	/	/	/
	july 06 - oct. 06	1	6	3575
	oct. 06 - oct. 07	1	27	3520
	oct. 07 - sept. 08	/	/	/
	sept. 08 - sept. 09	1	2	3555
Grand Flambeau (W face)	july 06 - july 07	2	6 and 57	3430 and 3500
	july 07 - sept. 09	/	/	/
Grand Flambeau (SE face)	july 06 - july 07	2	15 and 166	3455 and 3490
	july 07 - sept. 09	2	2 and 31	3415 and 3425
Aiguille Blanche de Peuterey (N face)	oct. 05 - juin 06	2	1 and 3	4090 and 4100
	juin 06 - oct. 06	8	1 to 75	3970 to 4030
	oct. 06 - oct. 07	2	4 and 4	3960 and 3965
Piliers du Frêne (SE face)	july 05 - june 06	/	/	/
	june 06 - oct. 06	1	4	4155
	oct. 06 - oct. 07	1	2	4120
Grand Piliers d'Angle (S face)	oct. 05 - june 06	1	7	4165
	june 06 - oct. 06	/	/	/
	oct. 06 - oct. 07	1	3	4130

Table 5 : The 69 mass movements (> 1 m³) surveyed between 2005 and 2009 (total of 2223 m³ of rock) from the comparison of the 3D models acquired by TLS in the Mont Blanc massif. *Les 69 éboulements. (>1 m³) suivis entre 2005 et 2009 (total de 2223 m³ de roches) déterminés par la comparaison entre les modèles 3D acquis par TLS dans la massif du Mont-Blanc.*

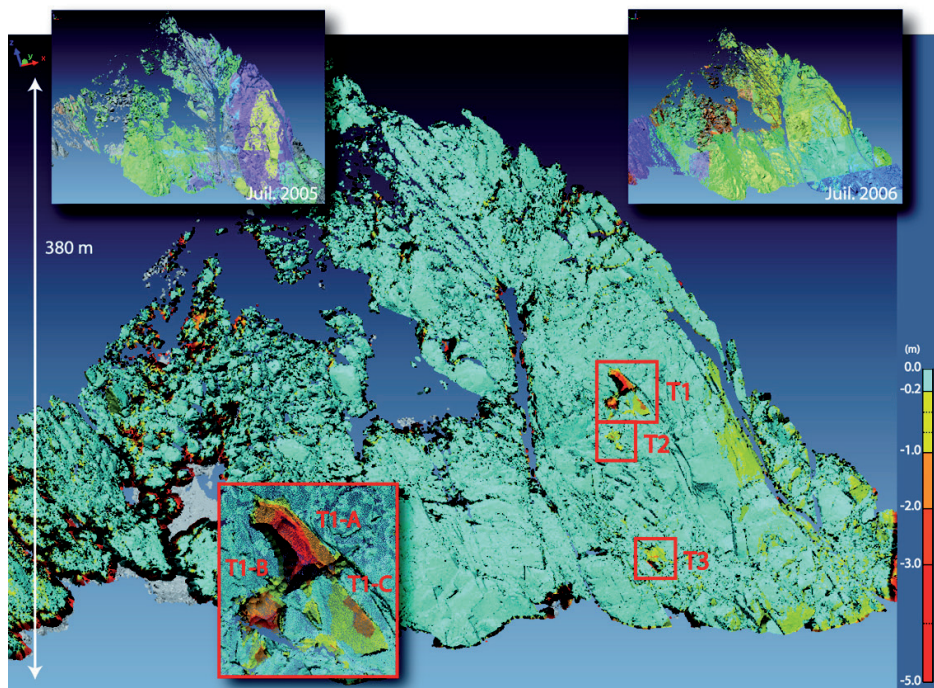


Figure 21 : Comparison of the 3D models of July 2005 and July 2006 of the east face of the Tour Ronde and position of the 3 identified mass movements between the 2 dates. The T1 rockfall (352 m³) is composed of three elements (T1-A, T1-B and T1-C). *Comparaison des modèles 3D de juillet de 2005 et juillet 2006 sur la face Est de la Tour Ronde et position des 3 mouvements de masses entre les 2 dates. L'éboulement T1 (352 m³) est composé de 3 éléments (T1-A, T1-B et T1-C).*

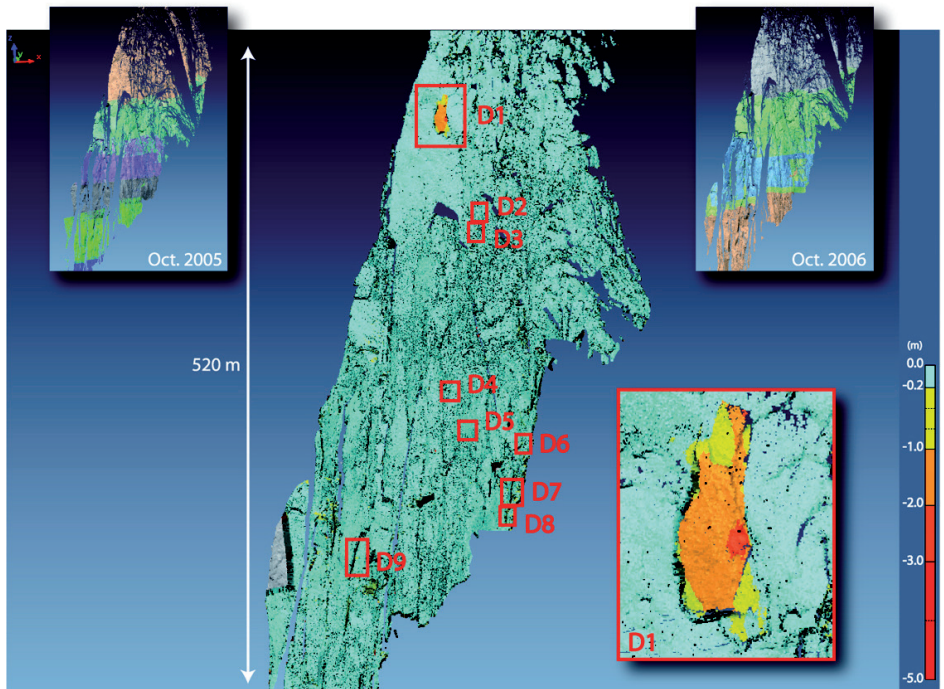


Figure 22 : Comparison of the 3D models of October 2005 and October 2006 of the west face of the Drus and position of the 9 identified mass movements between the two dates. D1 = 426 m³. *Comparaison des modèles 3D d'octobre 2005 et d'octobre 2006 sur la face Ouest des Drus et position des 9 mouvements de masses entre les 2 dates. D1= 426 m³.*

6.2 – Rockfall inventories in the Mont Blanc massif

To document rockfalls in the recent years, a network of observers (guides, hut keepers, mountaineers) has been set up in 2005 and has been fully operational since 2007. A form is filled for each observed rockfall or deposit, with its characteristics. Data is checked and completed on the field each autumn. Rockfall parameters are then extracted using several methods (Ravanel et al., 2010a). Elevation of the scars, slope and micro-topographic aspects of affected rockwall were calculated in ArcGIS 9.2 from a 10 to 50 m DTM. Volumes are computed from the estimation of the area and thickness of the deposits or using a laser rangefinder. Finally, the probability of permafrost occurrence is determined from a model of distribution of the mean annual ground surface temperature (MAGST).

45 rockfalls were reported in 2007, 21 in 2008 and 72 in 2009 (figure 23). In the area of the massif covered by the network of observers, 152 rockfalls occurred in 2003 (among a total of 182 for the whole massif), mainly during the hot summer (Ravanel et al., 2010c). These rockfalls range in volume from 100 to 50,000 m³ (figure 24 for the most important one). Analysis suggests that most of the collapses are probably related to permafrost degradation, by the deepening of its active layer. Most of their starting zones are indeed located in areas of warm permafrost, which is the most sensitive to warming. Massive ice has

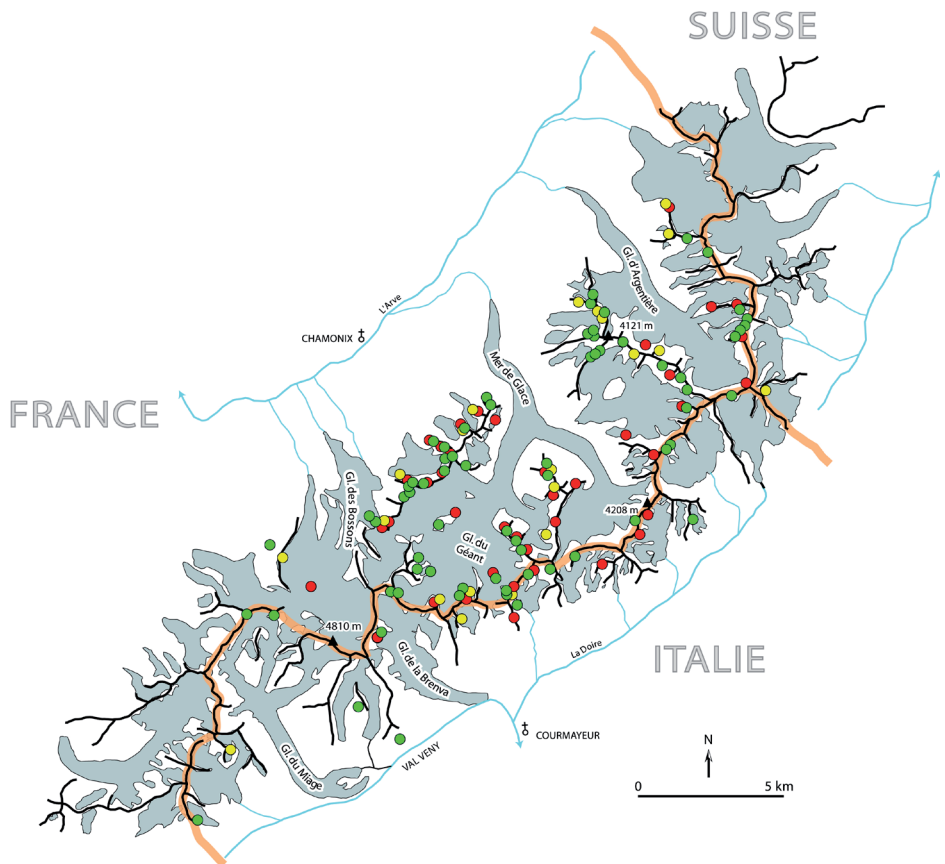


Figure 23: Rock falls occurred in the Mont Blanc Massif in 2007 (red), 2008 (yellow) and 2009 (green). *Eboulements dans le massif du Mont-Blanc en 2007 (rouge), 2008 (jaune) et 2009 (vert).*

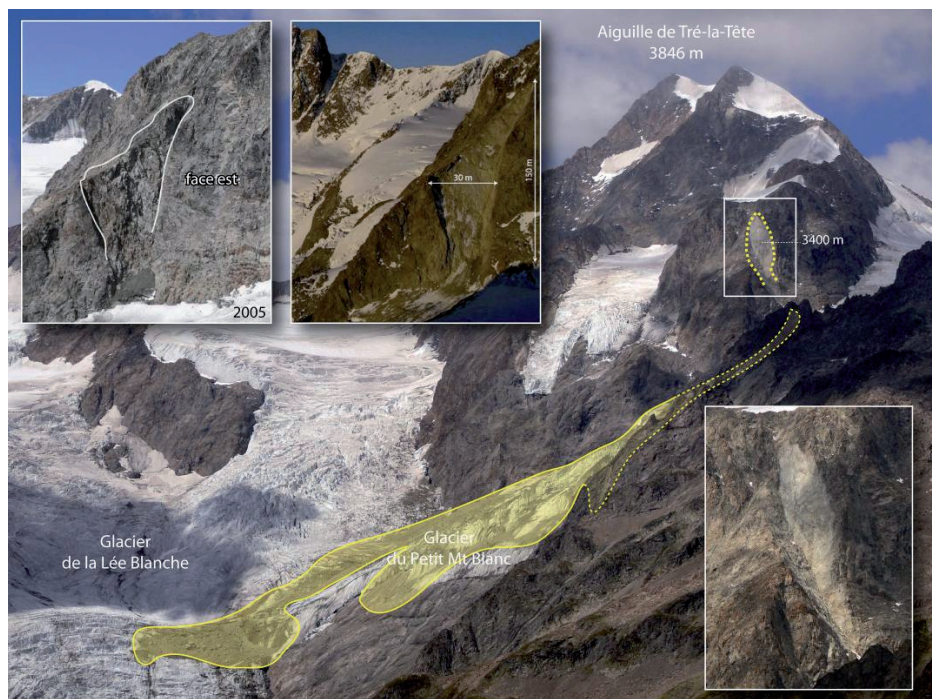


Figure 24 : The Tré-la-Tête rockfall of 50,000 m³ of September 2008. Large photograph: scar on the east face of the eastern shoulder of Tré-la-Tête and runout path. Down right: the diedral scar. Up left: comparison of the face before (September 2005) and after the collapse (October 2008; photo: M. Tamponi). *L'écroulement de 50 000 m³ de Tré-la-Tête en Septembre 2008.* Photo principale : cicatrice sur la face Est de l'épaule Est de Tré-la-Tête et chemin parcouru. En bas à droite : la cicatrice en dièdre. En haut à gauche : comparaison de la face avant (septembre 2005) et après la rupture (octobre 2008 ; photo : M. Tamponi).

6. Dynamique des parois rocheuses et éboulements

6.1 – Suivi par LiDAR de parois rocheuses dans le massif du Mont Blanc

Un suivi par balayage laser terrestre (TLS) a été commencé en juin 2005 dans le massif du Mont Blanc. L'accès aux sites se fait par hélicoptère ou téléphérique. Les données sont acquises à l'aide d'un scanner laser Optech ILRIS 3D et traitées sous la suite logicielle InnovMetric Polyworks V10.1 en vue d'obtenir pour chacune des parois rocheuses un model 3D à haute résolution (Ravanel et Deline, 2006). Une comparaison diachronique de ces modèles permet de cartographier les changements topographiques de chaque paroi rocheuse entre deux relevés, et de calculer les volumes rocheux détachés (Rabatel et al., 2008; Ravanel et al., 2010b).

69 écroulements ($V > 100 \text{ m}^3$), éboulements et chutes de blocs, d'un volume de 1 à 426 m^3 , ont été identifiés depuis 2005 grâce aux relevés TLS (tableau 5, p.). Leur distribution suggère que la morphodynamique de parois dépend de facteurs géologiques, topoclimatiques et de l'évolution de la couverture glaciaire. Hormis 11 événements de faible volume qui se sont produits peu au-dessus de 4000 m (face NW de l'Aiguille Blanche de Peuterey, face SE des Piliers du Frêne, face S du Grand Pilier d'Angle), aucun mouvement de masse d'un volume $> 100 \text{ m}^3$ n'a été observé au-dessus de 3670 m. Les parois rocheuses de très haute altitude, où règne un permafrost froid, sont donc très stables, alors qu'en-dessous de 3800 m, une dégradation du permafrost semble probable, et les parois sont plus ou moins affectées par des mouvements de type éboulements/écroulements, selon la structure géologique et la couverture glaciaire.

Parmi les événements les plus importants, ceux qui ont affecté un éperon compact de la Tour Ronde entre 2005 et 2006 (volume: $382 + 154 \text{ m}^3$) pourraient résulter d'une dégradation du permafrost (approfondissement de la couche active). Par contre, les détachements au Petit Dru pendant la même période sont probablement dûs au réajustement mécanique consécutif au grand écroulement de juin 2005 (Deline et al., 2008) (figure 21 et figure 22).

6.2 – Recensement des écroulements dans le massif du Mont Blanc

Un réseau d'observateurs (guides, gardiens de cabanes, alpinistes) a été constitué en 2005, afin de documenter les écroulements actuels. Il est entièrement opérationnel depuis 2007. Pour chaque écroulement ou dépôt observé, un formulaire est rempli avec ses caractéristiques. Les données sont vérifiées et complétées chaque automne sur le terrain. Les paramètres des éboulements sont ensuite extraits par différentes méthodes (Ravel et al., 2010a). L'altitude des niches d'arrachement, la pente et les caractéristiques micro-topographiques des parois affectées sont calculées avec ArcGIS 9.2 à partir d'un MNT à 10 ou 50 m. Les volumes sont calculés à partir de l'estimation de la surface du dépôt et de son épaisseur, ou à partir de mesures effectuées au télémètre laser. Finalement, la probabilité de présence de permafrost est déterminée à partir d'un modèle de distribution de la température moyenne annuelle de surface.

45 écroulements ont été signalés en 2007, 21 en 2008 et 72 en 2009 (figure 23). Dans la zone du massif couverte par le réseau d'observateurs, 152 éboulements se sont produits en 2003 (sur un total de 182 pour l'ensemble du massif), principalement pendant la période la plus chaude de l'été (Ravel et al., 2010c). Le volume des écroulements varie entre 100 et 50 000 m³ (figure 24 pour le plus important d'entre eux). Leur analyse suggère que la plupart des écroulements est probablement liée à une dégradation du permafrost, du fait de l'approfondissement de la couche active. La plupart des zones de détachement sont situées en zones de permafrost "chaud", qui sont les plus sensibles au réchauffement. De la glace massive a par ailleurs été observée dans plusieurs niches d'arrachement, soulignant le rôle probable de la glace remplissant les fissures de la roche. De plus, la diminution de la couverture de glace ou de neige sur de nombreux versants a probablement été la cause de petits événements (détachements mécaniques, formation d'une couche active).

Les conditions de permafrost semblent donc bien devenir un facteur explicatif de plus en plus important pour comprendre comment le réchauffement influence l'instabilité des parois rocheuses et, par là, les risques naturels en régions de montagne.

7 – References / Bibliographie

- Bodin, X. (2007). Géodynamique du pergélisol de montagne : fonctionnement, distribution et évolution récente. L'exemple du massif du Combeynot (Hautes-Alpes). Thèse de Doctorat en Géographie, mention Géomorphologie, Université Paris-Diderot (Paris 7) – Institut de Géographie Alpine, 273p.
- Bodin, X., Schoeneich, P., Lhotellier, R., Gruber, S., Deline, P., Ravanel, L., Monnier, S. (2008a). Towards a first assessment of the permafrost distribution in the French Alps. Alpine Glaciological Meeting/Société Hydrotechnique de France (section de glaciologie/nivologie). 5-7 mars 2008, Chamonix.
- Bodin X., Schoeneich P., Jaillet S. (2008b). High resolution DEM extraction from terrestrial LIDAR topometry and surface kinematics of the creeping Alpine permafrost: the Laurichard rock glacier case study (Southern French Alps). Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, 29 juin-3 juillet 2008, Fairbanks/Alaska, vol. 1, p. 137-142.
- Bodin X., Thibert E., Fabre D., Ribolini A., Schoeneich P., Francou B., Reynaud L., Fort M. (2009). Two decades of responses (1986-2006) to climate by the Laurichard rock glacier, French Alps. Permafrost and Periglacial Processes, 20, p. 331-344.
- Delaloye, R. (2004). Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale. PhD Thesis, Department of Geosciences–Geography, University of Fribourg. GeoFocus 10.
- Delaloye R., Perruchoud, Avian, Kaufmann V., Bodin X., et al. (2008). Recent interannual variations of rock glacier creep in the European Alps. Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, 29 juin-3 juillet 2008, Fairbanks/Alaska, vol. 1, p. 343-348.
- Deline, P., Jaillet, S., Rabatel, A., Ravanel, L. (2008). Ground-based LiDAR data on permafrost-related rockfall activity in the Mont-Blanc massif. In: Kane D.L., Hinkel K.M. (Eds.). Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost 2008. Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, vol. 1, 349-354.

- Durand, Y., Giraud, G., Laternser, M., Etchevers, P., Merindol, L., Lesaffre, B. (2009). Reanalysis of 47 Years of Climate in the French Alps (1958-2005) : climatology and trends for snow cover. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48: 2487-2512
- Haeberli, W. (1973). Die Basis-Temperature der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9: 221-227.
- Ishikawa, M. (2003). Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, 52: 105-120.
- Krysiecki, J.-M. (2009). Rupture du glacier rocheux du Bérard (Alpes de haute Provence) : analyses géomorphologiques et premiers résultats du suivi mis en place sur le site. *Environnements périglaciaires*, 16: 65-77.
- Krysiecki, J.-M., Le Roux, O., Bodin, X., Schoeneich, P. (2010). State and evolution of the Bérard rock glacier (Southern French Alps) after its collapse in 2006: insights from geophysical, geodetic and thermal datasets. European Geoscience Union meeting, Wien, 2010. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 12, EGU2010-13932-3
- Monnier, S. (2006). Les glaciers rocheux, objets géographiques. Analyse spatiale multiscalaire et investigations environnementales. Application aux Alpes de Vanoise. Thèse de doctorat, Université Paris XII-Val de Marne, 339p.
- Monnier, S. (2007). Les glaciers rocheux, objets géographiques. Analyse spatiale multiscalaire et investigations environnementales. Application aux Alpes de Vanoise. *Environnements périglaciaires*, 14: 59-65.
- Rabatel, A., Deline, P., Jaillet, S., Ravel, L. (2008). Rock falls in high-alpine rock walls quantified by terrestrial LiDAR measurements: a case study in the Mont-Blanc area. *Geophysical Research Letter*, 35, L10502, DOI:10.1029/2008GL033424.
- Ravel, L., Deline, P. (2006). Nouvelles méthodes d'étude de l'évolution des parois rocheuses de haute montagne : application au cas des Drus. In : Amélot F. (Ed.). *La gestion du risque au Pays du Mont-Blanc. Actes du colloque Géologie et Risques Naturels*. Centre de la Nature Montagnarde, Sallanches, 48-53.

- Ravanel, L., Allignol, F., Deline, P., Gruber, S., Ravello, M. (2010a). Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008. Landslides, DOI: 10.1007/s10346-010-0206-z
- Ravanel, L., Deline, P., Jaillet, S. (2010b). Quantification des éboulements/écroulements dans les parois à permafrost de haute montagne : quatre années de relevés laser terrestres dans le massif du Mont Blanc. *Revue Française de Photogrammétrie et de Télédétection*.
- Ravanel, L., Allignol, F., Deline, P., Bruno, G. (2010c). Les écroulements rocheux dans le massif du Mont Blanc pendant l'été caniculaire de 2003. *Actes du colloque 2009 de la SSGm*.
- Schoeneich, P., Bodin, X., Krysiecki, J.-M. (2009). Evolution des températures du sol en zone de permafrost dans les Alpes françaises depuis 2003. *Environnements Périglaciaire*, 16 : 79-90.

