

Prospection géoélectrique du pergélisol alpin dans le massif des Diablerets (VD) et au Mont Gelé (Nendaz, VS)

par Emmanuel Reynard¹, Reynald Delaloye² et Christophe Lambiel³

Bull. Murithienne 117: 89-103

ZUSAMMENFASSUNG

Geoelektrische Untersuchung im alpinen Permafrost im Diablerets Gebiet (VD) und am Mont Gelé (Nendaz, VS)

Geoelektrische Untersuchungen liefern interessante Information über den Eisgehalt des Bodens. Die Methode wurde in drei kleinen periglazialen Tälern im Gebiet Diablerets und am Mont Gelé benutzt. Die Messresultate weisen auf zwei Typen von Blockgletschern hin. Blockgletscher mit magmatischem Eis entstehen hauptsächlich durch das Gefrieren von Wasser im Boden. Blockgletscher mit sedimentärem Eis entstehen hingegen durch die Überlagerung von verschütteten Gletschern. Diese Überlagerung resultiert von der Abwechslung von kalte, nasse und wärmere klimatische Bedingungen. Schutthalden beinhalten meistens mehr Eis am Hangfuss als im Hang. Die grosse Schutthalde von Lapires weist eine komplexe Struktur auf, die aus der Kombination von mehreren Prozessen entsteht.

RESUMÉ

Prospection géoélectrique du pergélisol alpin dans le massif des Diablerets (VD) et au Mont Gelé (Nendaz, VS)

La prospection géoélectrique apporte des résultats probants concernant le contenu en glace du sous-sol. Cette méthode a été utilisée dans trois vallons périglaciaires des régions des Diablerets et du Mont Gelé. Les résultats de terrain montrent l'existence de deux types de glaciers rocheux. Les glaciers rocheux à glace de congélation contiennent essentiellement de la glace formée par regel d'eau de percolation. Les glaciers rocheux à glace sédimentaire sont formés d'une superposition de langues glaciaires enterrées. Cette superposition résulte d'une alternance de phases climatiques froides et humides et de phases plus chaudes. Les éboulis contiennent en général plus de glace au pied du versant que dans les pentes. Le grand éboulis des Lapires a une structure complexe résultant de la combinaison de plusieurs processus.

ABSTRACT

Prospection of alpine permafrost by DC resistivity soundings in the Diablerets Range (VD) and at the Mont Gelé (Nendaz, VS)

DC resistivity soundings give good results concerning the ice content in the underground. The method was used in three small periglacial valleys in the Diablerets and Mont Gelé areas. Field results show the presence of two types of rock glaciers. Rock glaciers with conglaciation ice are formed essentially by ice produced by conglaciation of percolation water. Rock glaciers with sedimentary ice are formed by superposition of buried glacier tongues. The superposition is the result of the alternation of wet and cold climatic periods and warmer ones. Scree slopes usually have more ice in the foot of slope than in the slope. The large scree slope at Lapires shows a complex structure resulting of the combination of various processes.

¹ Institut de Géographie, Université de Lausanne, BFSH2, 1015 Lausanne

² Institut de Géographie, Université de Fribourg, Pérolles, 1700 Fribourg

³ Institut de Géographie, Université de Lausanne, BFSH2, 1015 Lausanne

Mots clés: pergélisol, glaciers rocheux, méthode géoélectrique, climat, éboulis gelés



INTRODUCTION

La recherche sur le pergélisol alpin a connu au cours de ces dernières années un développement réjouissant en raison de la multiplication des constructions de haute altitude et des efforts de prévention des catastrophes naturelles (laves torrentielles). Défini comme un matériel de subsurface dont la température reste en permanence inférieure à 0°C, le pergélisol* (les termes marqués par une * sont définis à la **fig. 2**) est difficile à appréhender dans la mesure où, sauf exception (BROCCARD 1998b), il n'est pas visible à l'œil nu. La recherche actuelle vise à répondre à trois questions fondamentales:

La délimitation des zones gelées: dans les Alpes, le pergélisol apparaît de manière discontinue au-dessus de 2200 m environ. Certains secteurs sont gelés et d'autres non. Le problème est de pouvoir les discerner. Des méthodes indirectes, telles que les mesures BTS (température à la base de la couche de neige), permettent d'obtenir une cartographie relativement précise des zones de pergélisol.

La caractérisation du matériel gelé: connaître le contenu en glace d'un pergélisol est utile notamment afin de préciser la genèse de certaines formes, de comprendre les interactions réciproques entre la glace et les ouvrages de génie civil de haute montagne, et de prévenir les risques d'instabilité des versants. La réalisation de forages est la meilleure façon de se rendre compte ponctuellement de la qualité du matériel. Pour couvrir de plus grandes surfaces, le recours à des méthodes géophysiques indirectes, telles que la géoélectrique, est indispensable.

L'évolution temporelle du pergélisol: l'instabilité des versants de haute montagne sera dictée par la dégradation ou le maintien du pergélisol. Le meilleur moyen de rendre compte et de prévoir l'évolution d'un sol gelé est de suivre à long terme les variations de son régime thermique, soit dans des forages, soit à plus large échelle à l'aide de mesures de température de surface (BTS ponctuelles ou continues).

Les études menées jusqu'ici par les Instituts de Géographie des Universités de Lausanne (IGUL) et Fribourg (IGUF) ont donné des résultats probants dans la délimitation régionale des sols gelés en permanence. Des adaptations des modèles de distribution du pergélisol réalisés dans les Grisons (HAEBERLI 1975, HOELZLE 1994, KELLER 1997, KELLER *et al.* 1998) ont ainsi été proposées pour les Hautes Alpes Calcaires (PHILLIPS & REYNARD 1996, WENKER & REYNARD 1997) et pour les Alpes Valaisannes Occidentales (REYNARD 1996, DELALOYE & MORAND 1997, 1998, BROCCARD 1998a, LAMBIEL 1999). La récente carte du pergélisol en Suisse, publiée dans l'Atlas hydrologique de la Suisse (VONDER MÜHLL *et al.*

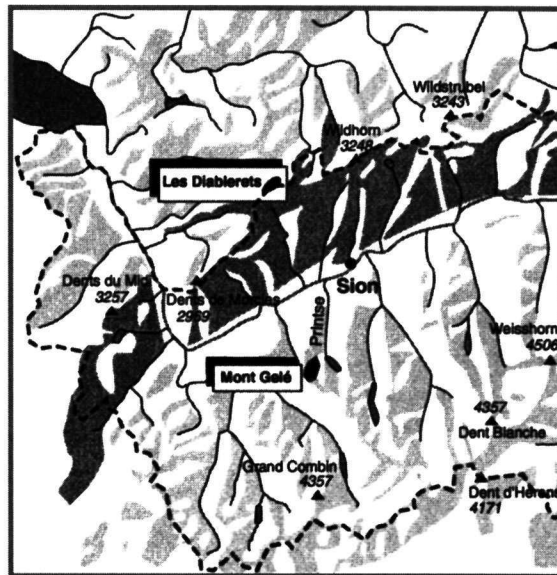


Figure 1 – Carte de situation. – DESSIN INSTITUT DE GÉOGRAPHIE, UNIVERSITÉ DE LAUSANNE

1999) utilise ainsi ces modèles régionaux de répartition du pergélisol.

Le programme d'étude et d'observation mis sur pied à partir de 1995 par l'IGUL dans deux régions fortement anthropisées des Alpes de Suisse occidentale, le massif des Diablerets et celui du Mont Gelé, dans la région de Verbier/Nendaz (**fig. 1**), n'avait par contre offert aucune indication quant au **contenu en glace** des zones de pergélisol. La campagne de mesures réalisée durant l'été 1998 avec le soutien financier de la Fondation Ignace Mariétan avait pour but de combler cette lacune. Les objectifs étaient de se servir de la méthode géoélectrique afin de:

- préciser la teneur en glace de différents glaciers rocheux actifs mis en évidence dans les deux sites d'étude;
- savoir si certains éboulis ne présentant pas de formes superficielles de flux contiennent toutefois de la glace en profondeur.

La méthode utilisée a déjà fait ses preuves dans la prospection du pergélisol alpin notamment en France (EVIN & FABRE 1990, ASSIER *et al.* 1996), en Italie (GUGLIELMIN *et al.* 1994, SMIRAGLIA *et al.* 1994) et en Suisse (HAEBERLI 1975, FISCH *et al.* 1977, TENTHOREY 1993, VONDER MÜHLL 1993, GARDAZ 1997, LUGON & MONBARON 1998, LUGON 1998, GARDAZ 1999, DELALOYE & DEVAUD 1999, IMHOF *et al.* submitted).

Après avoir précisé les caractéristiques des trois sites de mesures, Entre-la-Reille (Les Diablerets), les Lapires et les Yettes Condja (Nendaz), cet article rappelle quels sont les principes de la méthode. Une large partie est ensuite consacrée à la présentation détaillée des principaux résultats. Une synthèse et quelques perspectives de recherche terminent la lecture.

Le **pergélisol** est un matériel de subsurface dont la température demeure en permanence inférieure ou égale à 0°C. Proche de la surface règnent les processus de gel/dégel saisonnier: c'est le **niveau actif** (ou **couche active**) dont l'épaisseur est de quelques mètres. En dessous, le **pergélisol** – au sens strict – concerne dans les Alpes une épaisseur de 10 à 100 m. En raison du flux géothermique, on repasse ensuite progressivement à des matériaux non gelés. Cette définition du pergélisol comme un état thermique implique qu'**un pergélisol n'est pas forcément de la glace**. Il existe des "pergélisols secs". De même, à l'intérieur d'une zone de pergélisol, la répartition de la glace n'est pas uniforme

Par **formation meuble**, on entend un dépôt quaternaire de matériaux rocheux non consolidé (éboulis, moraine, glacier rocheux).

La présence de glace dans une formation meuble augmente la cohésion de l'ensemble et engendre une déformation plastique du dépôt, déformation d'autant plus marquée que la teneur en glace est importante. Les **glaciers rocheux** sont parmi les formes les plus spectaculaires des régions alpines périglaciaires. Il existe de multiples définitions et typologies de ces formes (cf. BARSCH 1996). Dans cet article, nous adoptons une définition purement morphologique: un **glacier rocheux** est une masse de blocs cimentés par de la glace (cf. **photos 1 et 3**) qui flue à une vitesse de quelques cm par année. Sa surface est généralement parcourue de rides et de sillons arqués. Le front est pentu (35-50°) et stratifié. Des blocs s'éboulent en raison du mouvement du glacier rocheux. Les glaciers rocheux actifs ne sont pas recouverts de végétation. Si le glacier rocheux n'est plus en équilibre avec les conditions climatiques, il devient **fossile**: la glace interne fond, ce qui provoque un affaissement thermo-karstique de la surface; le front, qui n'est plus influencé par la poussée du glacier rocheux, devient moins pentu, et la surface se couvre de végétation. Un glacier rocheux est dit **inactif** lorsqu'il contient encore de la glace, mais n'est plus suffisamment dynamique pour avancer. La glace que l'on rencontre au-dessous de la surface peut avoir plusieurs origines (HAEBERLI & VONDER MÜHLL 1996). La **glace de congélation** est formée par le regel de l'eau qui percole dans le sous-sol (**glace magmatique**). Par opposition, on parle de **glace sédimentaire** ("**glace de glacier**") lorsqu'il y a transformation physique de la neige en glace. La glace sédimentaire est présente dans le sous-sol quand une quantité suffisante de matériaux rocheux la recouvre et lui permet de subsister à l'abri du rayonnement solaire.

Figure 2 – Définitions.

LES SITES D'ÉTUDE

Les deux régions du Massif des Diablerets et du Mont Gelé/Rosablanche ont été choisies en raison de contextes géologique, morphologique et climatique différents (REYNARD & WENKER 1997) et d'une situation dans des secteurs à développement touristique important.

Situé au pied du flanc nord de l'Oldenhorn (3122 m), entre 2200 et 2600 m, le **vallon d'Entre-la-Reille** (Massif des Diablerets) correspond à un synclinal perché déversé appartenant au front de la nappe du Wildhorn. Le site est dominé par de hautes parois formées de calcaires massifs (faciès urgonien), schisteux ou siliceux qui alimentent en blocs des formations meubles* orientées vers le N. En remontant le vallon, on distingue successivement un vaste éboulis formé de cônes coalescents, un glacier rocheux, un amas de gros blocs éboulés et finalement, un dernier cône d'éboulis en face de la cabane des Diablerets (CAS) (**fig. 4**). Ces formations meubles recouvrent soit des calcaires massifs karstifiés, soit des schistes calcaires. Les campagnes de mesures BTS réalisées durant les hivers 1996 à 1998 indiquent la présence probable de pergélisol dans le glacier rocheux et l'éboulis du bas du vallon.

L'**éboulis des Lapires** (Mont Gelé) (**fig. 5**) constitue une vaste pente de plus de 500 m de large, orientée au NE, entre 2350 et 2700 m. Le matériel éboulé, avant tout des gneiss et des roches vertes, provient des parois délitées du flanc N de la Pointe des Lapires (2973 m). Le voile d'éboulis n'est pas régulier: le profil est concave, le granoclassement n'est pas systématique, des traces d'écoulement torrentiel superficiel sont visibles, des embryons de formes de flux profond (glacier rocheux) apparaissent dans la partie supérieure. Cette diversité annonce les multiples processus géomorphologiques responsables de ce dépôt sédimentaire: avalanches, éboulis, coulées torrentielles, reptation du pergélisol, cryoturbation, pour ne citer que les plus évidents. Ces observations, complétées par des mesures BTS et de température de sources, laissent penser que l'éboulis des Lapires est occupé par un pergélisol à caractère discontinu. Les excavations entreprises en juin 1998 lors de la réfection de la télécabine de Chassoure (les pylônes 9 et 10 sont installés dans l'éboulis) ont permis d'observer de la glace à quelques mètres de profondeur (LAMBIEL 1999).

Le **vallon des Yettes Condja** est un vallon bifide situé à l'est du Mont Gelé (3023 m). Le secteur étudié est situé dans la branche nord. Il est occupé, entre 2550 et 2800 m, par quatre glaciers rocheux, nommés A, B, C, D de l'aval vers l'amont (**fig. 6**). Leurs caractéristiques morphologiques, ainsi que plusieurs campagnes de mesures BTS et de température de sources, suggèrent que ces glaciers rocheux sont actifs ou inactifs (REYNARD 1996, LAMBIEL 1999). Les glaciers rocheux A et B sont séparés par un éboulis présentant des loupes de gélifluxion (reptation superficielle). Toutes ces forma-

tions sont constituées de blocs de gneiss et de roches vertes détachés des parois fracturées du Mont Gelé.

Seules les mesures géoélectriques relatives dans cet article sont localisées sur les cartes des **figures 4 à 6**. Certains sondages réalisés dans ces trois secteurs, tout comme d'autres sites prospectés durant cette campagne, ne sont pas présentés ici. Ils feront l'objet de publications ultérieures.

LA MÉTHODE GÉOÉLECTRIQUE

Les propriétés physiques et la répartition verticale et latérale des couches composant le sous-sol peuvent être déterminées par la méthode géoélectrique. Il s'agit d'un procédé géophysique simple et efficace à mettre en œuvre (cf. MEYER DE STADELHOFEN 1991, MILSOM 1997, PARASNIS 1997, et plus particulièrement dans le domaine périglaciaire: VONDER MÜHLL 1993, GARDAZ 1999). L'objectif est de déterminer la **résistivité**** (les termes marqués par ** sont définis à la **fig. 3**) d'un sol au passage d'un courant électrique. Cette résistivité est notamment fonction de la nature du matériel, du contenu en eau, de la porosité, de la compacité, etc. et, ce qui est fondamental dans notre cas, de la teneur en glace. La glace est en effet très peu conductrice. Elle a pour effet de multiplier la résistivité d'un corps, ce qui rend particulièrement fiable l'interprétation des données géoélectriques relevées sur les terrains périglaciaires. Deux techniques sont appliquées: le sondage vertical et le traîné.

Le sondage vertical

On écarte de plus en plus les électrodes A et B (configuration de Schlumberger) par rapport à un centre fixe O, de sorte que le champ électrique est affecté par des couches de plus en plus profondes. Ce procédé permet ainsi de reconstruire la stratigraphie du sous-sol au-dessous du centre du dispositif, stratigraphie exprimée en termes d'épaisseur et de résistivité spécifique** des différents niveaux identifiés.

Une variante consiste à fixer une électrode de courant C perpendiculairement au dispositif afin de déterminer quelle est l'influence respective des deux branches OA et OB du sondage. Ce dispositif dissymétrique (Hummel) est indispensable à notre étude car il est rare de trouver, en haute montagne, des terrains homogènes d'une dimension suffisante (200 m sont souvent nécessaires à la réalisation d'un sondage).

Les résistivités apparentes** mesurées pa sont reportées sur un graphique *bi-logarithmique* (distance AB/2 en abscisse, pa en ordonnée). On cherche ensuite à y ajuster une *courbe* calculée sur la base d'un modèle comprenant un certain nombre de couches d'épaisseur et de résistivité spécifiques propres (en général 2 à 4 couches, rarement plus). Toutefois, quelques obstacles inévitables rendent approximative l'interprétation** d'un sondage géoélectrique (présentée par une fourchette de valeurs). Les résultats sont toutefois suffisamment éloquents pour pouvoir déterminer la nature du substratum prospecté.

La **résistance** électrique R mesurée au travers d'un corps et exprimée en Ω (Ohm) est égale à la résistivité spécifique du matériel, ρ (Ωm), multipliée par l/A , où l est la longueur (m) et A la section (m^2) du corps.

Les **électrodes** habituellement utilisées sont des tiges métalliques. La surface des glaciers rocheux, éboulis et moraines étant souvent composée de blocs, le contact est mauvais. L'électrode est alors remplacée par une éponge imbibée d'eau salée.

Un courant électrique (6V, continu), d'une intensité I (ordre de grandeur: 1-20 mA), est envoyé entre deux **électrodes de courant A et B**. Un champ électrique d'allure semi-sphérique se forme dans le sol et on mesure la différence de **potentiel** (ΔV) entre deux autres **électrodes M et N** disposées entre les électrodes de courant A et B.

Afin de déterminer la résistivité apparente du sous-sol, on multiplie la résistance mesurée ($\Delta V/I$) par un coefficient k défini par la géométrie du dispositif d'électrodes. On parle de **résistivité apparente**, car il s'agit de la résistivité intégrale de tout le matériel traversé par le courant électrique, un matériel pouvant être constitué de plusieurs couches de **résistivités spécifiques** différentes. La résistivité spécifique d'un matériel gelé est 2 à 10 fois supérieure à la résistivité apparente mesurée.

Problèmes d'interprétation des sondages:

Le **principe d'équivalence** veut qu'une couche de faible épaisseur, mais de forte résistivité a le même effet sur la résistivité apparente qu'une couche plus épaisse mais de résistivité plus faible!

Les **couches inférieures** doivent être de plus en plus épaisses avec la profondeur afin de pouvoir être détectées.

L'"**oversteepening effect**", qui signifie que la pente de la courbe est trop raide pour être modélisée, se produit en général en raison d'une inhomogénéité latérale notable des couches géologiques, mais également quand le contraste entre deux couches successives est très important.

Figure 3 – Quelques principes de prospection géoélectrique.

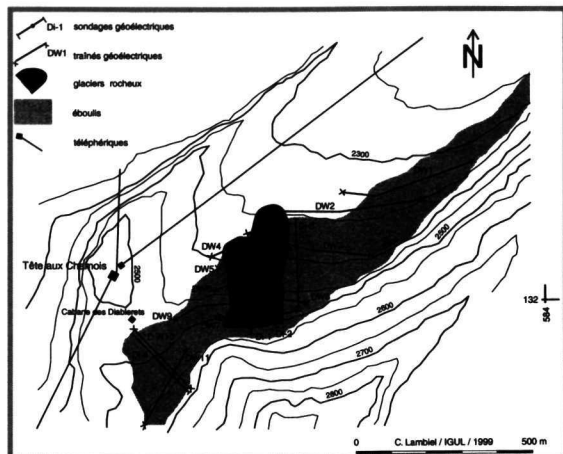


Figure 4 – Le vallon d’Entre-la-Reille: morphologie et situation des sondages et trainés géoélectriques.

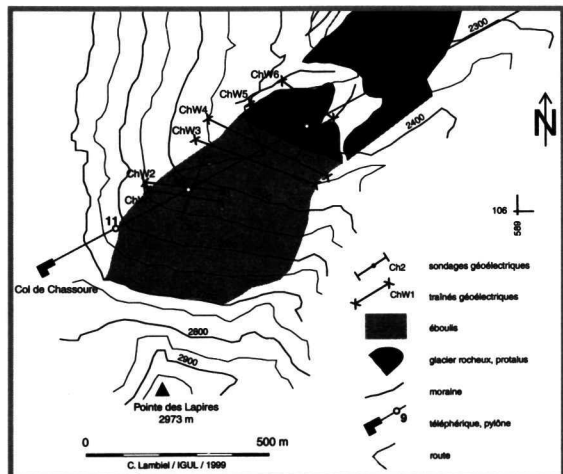


Figure 5 – L’éboulis des Lapires: morphologie et situation des sondages et trainés géoélectriques.

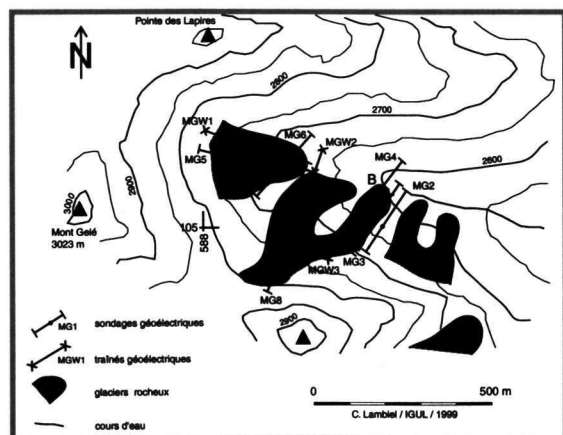


Figure 6 – Le vallon des Yettes Condja: morphologie et situation des sondages et trainés géoélectriques.

Les trainés

On fixe cette fois une profondeur de mesure, c’est-à-dire un écartement des électrodes de courant A et B, et on déplace le dispositif sur un profil afin d’obtenir une cartographie (à une dimension) de la résistivité apparente. La répétition d’un trainé sur d’autres profils avec le même écartement (ou sur le même profil mais avec des écartements différents; dans ce cas, on parle de tomographie) permet d’insérer une deuxième dimension à la cartographie.

Interprétation des résultats

Les résistivités spécifiques des divers matériaux que l’on peut s’attendre à rencontrer sur nos terrains sont décrites dans le **tableau 1**.

RÉSULTATS

Afin de répondre aux objectifs de notre campagne, nous présentons les résultats par type de formes: les glaciers rocheux (**tab. 2**), puis les éboulis (**tab. 4**). Pour la situation des sondages et trainés, on se référera aux **fig. 4 à 6**. Les interprétations des sondages sont synthétisées dans les **tab. 3 et 5**.

GLACIER ROCHEUX DU MONT GELÉ D

Ce glacier rocheux inactif se trouve au fond d’un petit cirque. Il est formé de trois lobes superposés séparés par des sillons (**photo 5**). Ces trois lobes correspondent certainement à des générations différentes. La végétation herbacée est absente, mais les blocs sont couverts de lichens. Le sondage réalisé sur le lobe supérieur du glacier rocheux (**MG5, fig. 7**) met en évidence une couche superficielle d’une épaisseur de 1.5 à 2 m et d’une résistivité située entre 22 et 42 kΩm. Il s’agit de la couche active essentiellement constituée de blocs grossiers. Le niveau situé au-dessous présente une résistivité spécifique comprise entre 43 à 80 kΩm pour une épaisseur de 10 à 20 m. Nous sommes en présence d’un niveau gelé. Cette résistivité est typique d’un glacier rocheux inactif dont la glace est issue du regel d’eau d’infiltration (DELALOYE & DEVAUD 1999). Le dernier niveau identifié correspond à la roche en place (gneiss) dont la résistivité est 10 fois inférieure à celle du niveau gelé sus-jacent (3 à 5 kΩm).

Un sondage a également été réalisé sur le lobe inférieur du glacier rocheux (**MG6**). La résistivité de la seconde couche n’atteint ici que 16 kΩm. Cette valeur doit être interprétée avec prudence car on se trouve à la limite de ce qui peut être considéré comme du pergélisol (LUGON & MONBARON 1998). Le trainé **MGW1 (fig. 8)** souligne la diminution du pergélisol au fur et à mesure que l’on s’approche du front.

MATÉRIAUX GELÉS	
Glace (de glacier tempéré)	1 – 10 MΩM
Pergélisol composé de glace sédimentaire*	100-2000 κΩM
Pergélisol composé de glace de congélation* (en fonction de la température, du taux de saturation en glace et de la nature du matériel rocheux)	(2) 10 – 500 κΩM
MATÉRIAUX NON GELÉS	
Eboulis fins, moraines, roche en place (roches métamorphiques)	1 – 10 κΩM
Eboulis fins, moraines, roche en place (roches sédimentaires)	0.1 – 5 κΩM
Eboulis grossiers (blocs et vides d'air)	30 – 200 κΩM
Roche karstifiée	5 – 100 κΩM

Tableau 1 – Résistivité spécifique de différents matériaux.

LES GLACIERS ROCHEUX						
NOM	RÉGION	ORIENTATION	ALTITUDE	SUPERFICIE	LITHOLOGIE	ACTIVITÉ
Mt Gelé B	Mt Gelé	NE	2600 - 2740	2 ha	Gneiss et r. vertes	Actif
Mt Gelé C	Mt Gelé	N	2620 - 2820	5 ha	Gneiss et r. vertes	Actif
Mt Gelé D	Mt Gelé	E	2680 - 2770	3.8 ha	Gneiss et r. vertes	Inactif
Entre-la-Reille	Diablerets	N	2380 - 2520	env. 3.5 ha	Calcaires	Actif

Tableau 2 – Caractéristiques principales des glaciers rocheux des deux régions.

SONDAGE	COUCHES	EPAISSEUR [M]	RÉSISITIVITÉ SPÉCIFIQUE [κΩM]	INTERPRÉTATION
MG5	1 ^{ère}	1.5-2	22-42	Couche active à gros blocs Pergélisol (glace de congélation) Roche en place
	2 ^e	10-20	43-80	
	3 ^e		3-5	
MG6	1 ^{ère}	1.8-2	3-7	Couche active Pergélisol (glace de congélation)? Roche en place
	2 ^e	15	16	
	3 ^e		3-5	
MG4	1 ^{ère}	3	3-4	Couche active Pergélisol (glace de congélation) Sédiments non gelés
	2 ^e	15-25	15-38	
	3 ^e		2.3-3.5	
MG8	1 ^{ère}	1	20	Carapace de blocs Glacé sédimentaire
	2 ^e	>10	>5000	
MG7	1 ^{ère}	2	20	Carapace de blocs Glacé sédimentaire
	2 ^e	5-20	300-1000	
Di1	1 ^{ère}	0.3	4	Carapace de blocs Glacé sédimentaire Roche en place?
	2 ^e	5-10	5000	
	3 ^e		1	
Di2	1 ^{ère}	0.7	4	Carapace de blocs Glacé sédimentaire Pergélisol Roche en place?
	2 ^e	3	1000	
	3 ^e	10	200	
	4 ^e		1	

Tableau 3 – Synthèse des sondages géoélectriques dans les glaciers rocheux des deux régions.

GLACIER ROCHEUX DU MONT GELÉ B

Ce glacier rocheux considéré comme actif présente une épaisseur d'environ 25 mètres. Le front est raide (50°), très éboulé et laisse apparaître une matrice fine (**photo 3**). La végétation herbacée est quasiment absente. On rencontre tout de même passablement de lichens sur certains blocs. Le glacier rocheux est accolé par ses racines à celui du Mont Gelé C, sans toutefois que l'on puisse constater une diffluence de l'un ou l'autre appareil.

Les deux sondages réalisés sur ce glacier rocheux (**MG3** et **MG4**, **fig. 7**) ont mis en évidence une couche superficielle de matériaux non gelés – gros blocs surmontant un matériel plus fin – d'une épaisseur d'environ 3 m. Au-dessous, le sol est gelé jusqu'à une profondeur de 15 à 25 m. La résistivité spécifique n'atteint qu'une valeur de 15 à 38 kΩm, signe d'un pergélisol comprenant uniquement de la glace de congélation et dont la température doit se

situer à la limite du point de fusion.

Le traîné **MGW3** confirme la faible teneur en glace dans tout l'appareil. La résistivité apparente est très régulière et peine à dépasser les 10 kΩm (**fig. 8**). La déficience en glace de la formation pourrait s'expliquer par la taille réduite du bassin d'alimentation en eau. Malgré le peu de glace présente, un glacier rocheux s'est tout de même formé, et il continue à bouger aujourd'hui encore (blocs instables, front très raide et très éboulé). On en conclut que c'est davantage la pente élevée du versant (27° de moyenne) que la quantité de glace qui est à l'origine de la forte activité du glacier rocheux.

GLACIER ROCHEUX DU MONT GELÉ C

Ce glacier rocheux est formé de deux paliers. La partie supérieure est relativement plane. De la glace affleure au pied des parois qui dominent les racines et se poursuit sous une mince couche de blocs. La partie



LES ÉBOULIS				
NOM	RÉGION	ORIENTATION	ALTITUDE	LITHOLOGIE
Yettes Condja	Mt Gelé	N	2600 - 2700	Gneiss et roches vertes
Lapires	Mt Gelé	NE	2350 - 2700	Gneiss et roches vertes
Entre-la-Reille	Diablerets	N	2300 - 2500	Calcaires
Cab. Diablerets	Diablerets	NW	2485 - 2580	Calcaires

Tableau 4 – Caractéristiques principales des éboulis des deux régions.

SONDAGE	COUCHES	EPAISSEUR [M]	RÉSISTIVITÉ SPÉCIFIQUE [KΩM]	INTERPRÉTATION
Di3	1 ^{ère}	1.2	12	Blocs grossiers non gelés Matériaux fins non gelés Pergélisol (glace de congélation) Roche en place (schistes et calc. urgoniens)
	2 ^e	3.5	5.5	
	3 ^e	4	16	
	4 ^e		1-10	
Di4	1 ^{ère}	2	5	Sédiments non gelés Pergélisol "chaud" (glace de congélation) Pergélisol plus riche en glace Roche en place
	2 ^e	5	20	
	3 ^e	10	100	
	4 ^e		1	
Ch1	1 ^{ère}	1.5-2	6.5-20	Couche active (matériaux divers) Pergélisol (faible contenu en glace) Aquifère ou roche en place ?
	2 ^e	10	17-27	
	3 ^e		1	
Ch2	1 ^{ère}	1.5-2	6-7	Couche active (matériaux divers) Lentille de glace massive Pergélisol Aquifère ou sédiments non gelés
	2 ^e	1.5	35-65	
	3 ^e	17-26	9-12	
	4 ^e		1-3.2	

Tableau 5 – Synthèse des sondages géoélectriques dans les glaciers rocheux des deux régions.

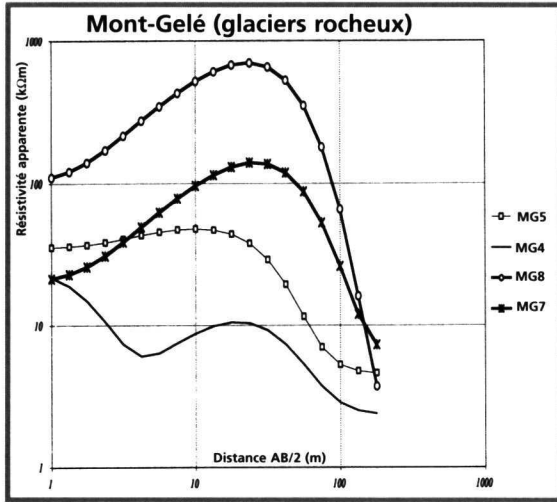


Figure 7 – Courbes de sondages géoélectriques sur les glaciers rocheux du vallon des Yettes Condja (pour la situation des sondages, cf. fig. 5).

inférieure présente une topographie faite d'un enchevêtrement de rides et de sillons. Le front est raide (50°) et la forme n'est pas couverte de végétation.

Un sondage (MG8, fig. 7 et 9) a été effectué dans la partie supérieure, et un autre (MG7, fig. 7 et 9), dans la partie inférieure. Le sondage MG8 montre, sous une couche d'environ 1 mètre de blocs en surface, un niveau de glace dont la résistivité spécifique est de plusieurs $M\Omega m$. Cette couche, dont l'épaisseur est probablement supérieure à 10 m, est interprétée comme un lambeau de glacier "enterré". Le sondage MG7 indique que sous 2 m de débris rocheux, la glace sédimentaire est toujours présente. La résistivité spécifique de la couche de glace est estimée entre 300 et 1000 $k\Omega m$ pour une épaisseur de 5 à 20 m.

Le traîné effectué sur toute la longueur de ce glacier rocheux (MGW2, fig. 8) montre effectivement, dans la partie supérieure, une décroissance régulière de la résistivité de l'amont vers l'aval, ce qui peut être traduit par une diminution du rapport glace/débris. Par

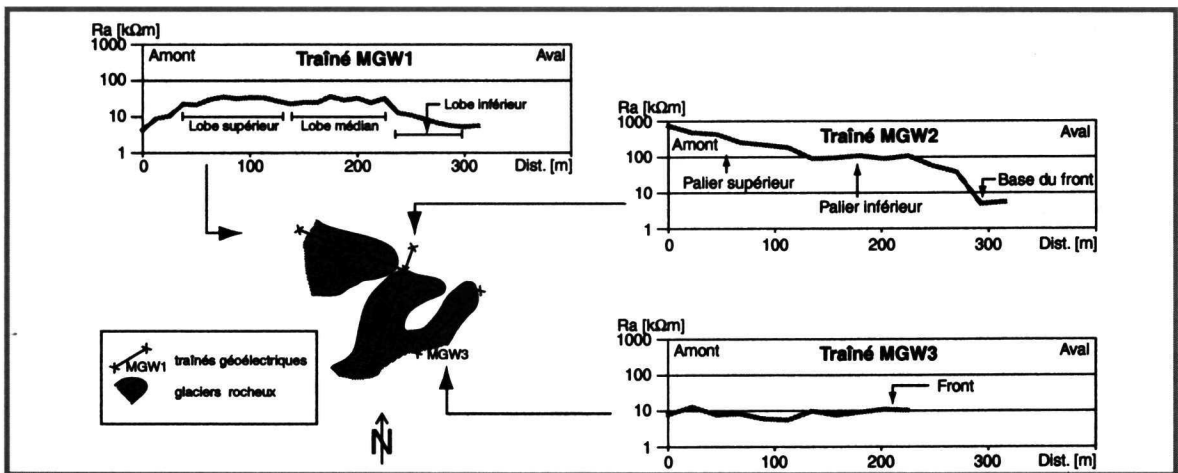


Figure 8 – Traînés géoélectriques sur les glaciers rocheux du vallon des Yettes Condja. (pour MGW1: AB=67,5, pour MGW2 et MGW3: AB=37,5).

contre, l'absence de rupture dans le profil, de même qu'une résistivité apparente stable (env. 100 $k\Omega m$) dans la partie inférieure indiquent sans équivoque que ce glacier rocheux est entièrement dérivé du minuscule glacier couvert existant dans ses racines.

Pour expliquer la genèse et la composition d'un tel glacier rocheux, il faut se référer aux variations climatiques de l'Holocène. Tout au long des 10 000 dernières années se sont succédées des phases fraîches et humides (par ex. le Petit Age Glaciaire entre 1300 et 1850 ap. J.-C.), propices à l'accumulation de neige et à la formation de glaciers, et des phases plus clémentes (comme le 20^e siècle), marquées par l'absence d'accumulation de neige et par une concentration de la charge en sédiments rocheux. Dans le second cas, la couverture de blocs freine la fusion du glacier de sorte qu'il n'a pas complètement disparu lors de l'avène-

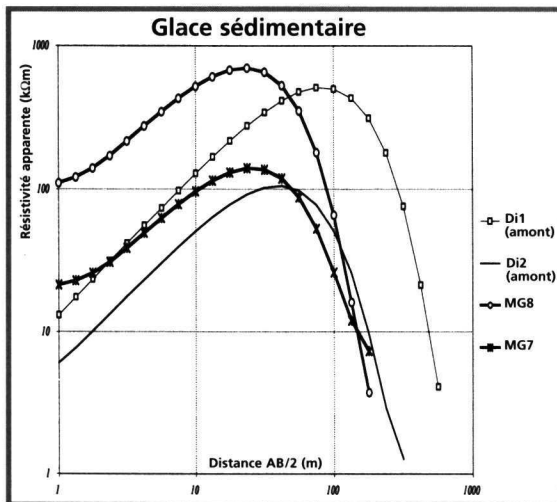


Figure 9 – Courbes de sondages géoélectriques dans les glaciers rocheux à glace sédimentaire.



Photo 1 – Le glacier rocheux d’Entre-la-Reille. – PHOTO REYNALD DELALOYE

ment de la phase fraîche suivante. On peut penser que ce scénario cyclique est à l’origine d’une composition en “mille-feuilles” du glacier rocheux, avec une alternance de couches de glace massives et de couches de blocs. Il faut encore noter que le maintien du glacier lors des phases “douces” est également favorisé par les conditions thermiques du lieu. Celles-ci sont favorables à la présence de pergélisol, comme le témoignent les glaciers rocheux B et D voisins.

GLACIER ROCHEUX D’ENTRE-LA-REILLE (LES DIABLERETS)

Cet ensemble a un aspect de glacier rocheux (surface constituée presque exclusivement de blocs, front pentu et éboulé, rides et sillons arqués dans la partie aval, cf. **photo 1**). Aucune trace de végétation n’est visible. De la glace massive affleure sous les blocs à une quinzaine de centimètres de profondeur. Les matériaux proviennent principalement de la partie inférieure de la paroi (calcaires urgoniens). A l’est, le glacier rocheux est recouvert d’un amas alimenté par des blocs provenant essentiellement de la partie supérieure de la paroi (calcaires schisteux), par un couloir qui entaille les calcaires

urgoniens. A l’aval, cet amas vient recouvrir les restes d’un cordon morainique. On notera la présence d’un petit glacier rocheux tout à l’est. Il n’est pas étudié ici. Sur ce glacier rocheux, nous avons effectué deux sondages (**fig. 9**) et 6 traînés (**fig. 10**).

Le sondage **Di1**, au milieu du glacier rocheux, montre que sous une couverture sédimentaire de moins d’un mètre, se trouve une couche de glace à haute résistivité spécifique (5 MΩm) de 5-10 m d’épaisseur, interprétée comme de la glace sédimentaire. Cette couche se situe entre les valeurs fournies par les courbes MG8 et MG7, ce qui traduit une situation de mélange de lambeaux de glace sédimentaire et de niveaux plus riches en matériaux rocheux (structure en “mille-feuilles”).

Le sondage **Di2**, effectué parallèlement au premier, sur l’amas de blocs à l’est de la forme, montre une courbe d’allure plus ou moins identique à la courbe Di1, mais avec des résistivités plus faibles. Sous une couverture sédimentaire de moins d’un mètre, un premier niveau peu épais (env. 3 m) de glace sédimentaire (résistivité spécifique jusqu’à 1 MΩm) recouvre un niveau d’une dizaine de mètres de matériaux gelés moins résistants, interprété comme du pergélisol. Ici encore,



Photo 2 – Vue générale de l'éboulis des Lapires. – PHOTO EMMANUEL REYNARD

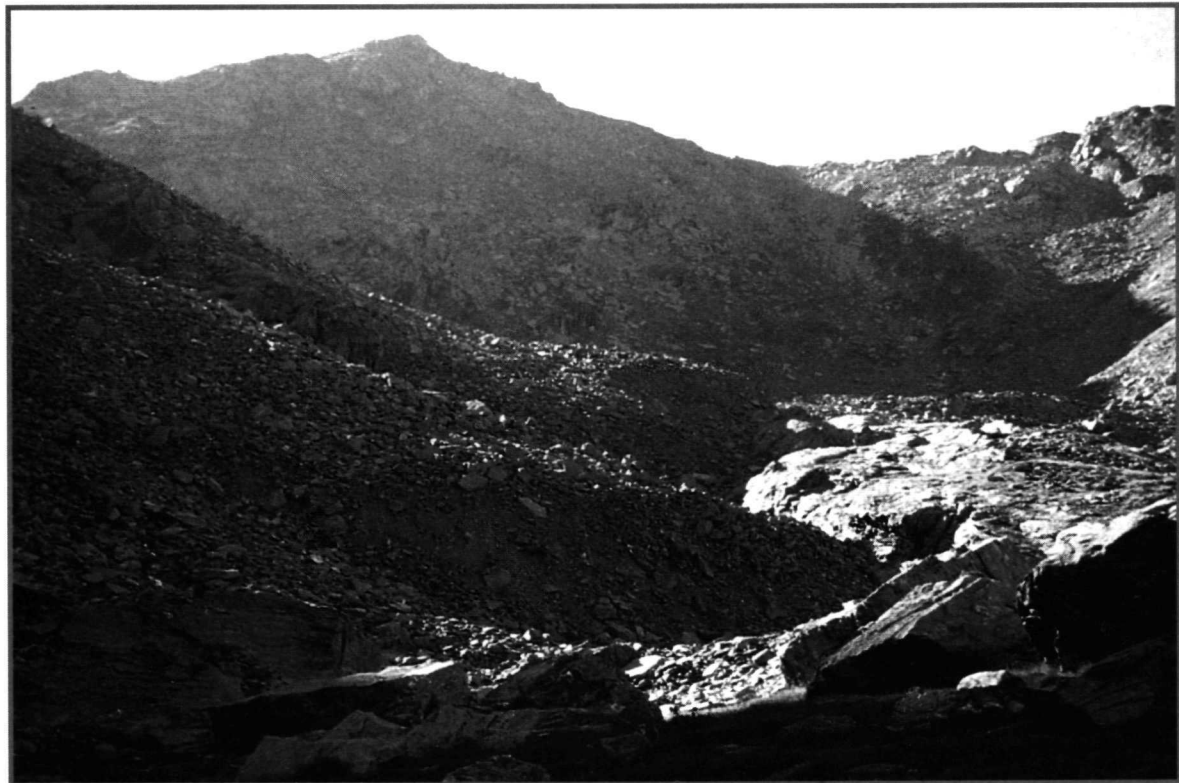


Photo 3 – Les glaciers rocheux du vallon des Yettes Condja. Sont visibles, de gauche à droite, les fronts des glaciers rocheux du Mont Gelé B, C, D. – PHOTO EMMANUEL REYNARD



Photo 4 – Réalisation d'un sondage sur un glacier rocheux durant la campagne de l'été 1998. – PHOTO EMMANUEL REYNARD



Photo 5 – Glacier rocheux du Mont Gelé D. – PHOTO EMMANUEL REYNARD

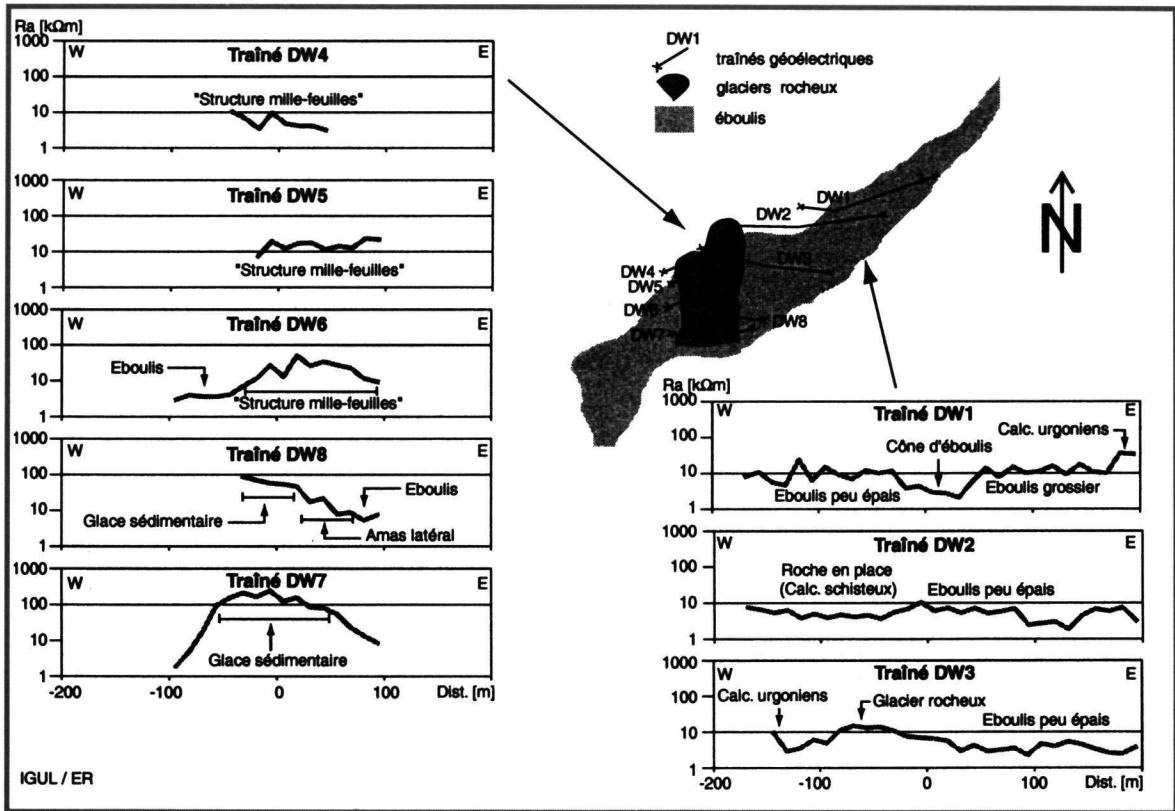


Figure 10 – Trainés géoélectriques dans les formations meubles du vallon d’Entre-la-Reille. (AB=37,5).

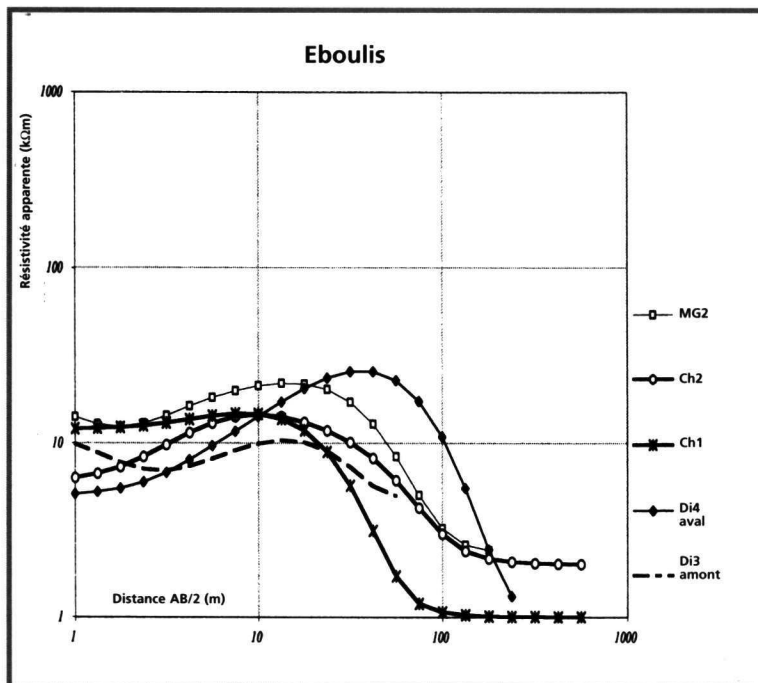


Figure 11 – Courbes de sondages géoélectriques dans les éboulis.

on retrouve cette même structure en "mille-feuilles", avec toutefois moins de glace. Les six trainés (fig. 10) montrent d’une part que le contenu en glace diminue très fortement des racines du glacier rocheux (DW7) vers le front (DW4) et d’autre part que les éboulis adjacents aux glacier rocheux contiennent nettement moins de glace. De la partie médiane du glacier rocheux jusqu’au front, la structure en "mille-feuilles" est bien visible.

LES ÉBOULIS ENTRE-LA-REILLE

Le sondage Di3 (fig. 11), réalisé sur le vaste éboulis situé à l’est du glacier rocheux, indique la présence d’un pergélisol à faible résistivité (16 kΩm), de 5 à 10 m de profondeur, sous une couche gelée (niveau actif) d’environ 2.5 à 4.5 m. Les trois trainés réalisés

dans cet éboulis (**fig. 10**) confirment ces faibles résistivités, typiques d'un pergélisol peu saturé en glace. Ils montrent également que le pergélisol est discontinu (cf. les faibles résistivités dans le cône d'éboulis, mises en évidence par le traîné **DW1**). Par endroits, les résistivités augmentent en raison de la présence d'air dans les calcaires massifs karstifiés.

Un second sondage (**Di4, fig. 11**), réalisé dans le cône d'éboulis situé en face de la cabane des Diablerets, montre quant à lui la présence d'un corps de pergélisol de 12 à 15 m d'épaisseur, sous une couverture non gelée d'environ 2 m. La résistivité augmente avec la profondeur (jusqu'à 100 k Ω m), ce qui peut signifier que le pergélisol est "plus chaud" ou moins riche en glace à proximité de la surface. L'épaisseur et la résistivité du pergélisol augmentent également d'amont en aval du versant. Cette situation est typique de la persistance de pergélisol en pied de versant. Cette observation est confirmée par le traîné **DW10**.

VALLON DES YETTES CONDJA

Selon le sondage **MG2 (fig. 11)**, l'éboulis situé entre les glaciers rocheux A et B contient en surface environ 2 m de matériaux non gelés, les résistivités spécifiques allant de 8 à 18 k Ω m. Au-dessous, les sédiments sont gelés (26 k Ω m) sur une épaisseur qui croît de l'amont (13 m) vers l'aval (27 m). Les légères formes

de flux à la surface de l'éboulis laissent présager la présence de glace dans le sous-sol. Une telle épaisseur n'avait cependant pas été envisagée.

LAPIRES

Le sondage **Ch1 (fig. 11)**, réalisé près du pylône 9 (2400 m) de la télécabine, indique que sous une couche active de 1.5 à 2 m constituée de divers sédiments (résistivité variant entre 6.5 et 20 k Ω m), le sol est gelé en permanence sur une épaisseur d'une dizaine de mètres. La faible résistivité spécifique de ce pergélisol (17 à 27 k Ω m) laisse penser que le contenu en glace est relativement faible.

Le sondage **Ch2 (fig. 11)**, situé 20 m à l'est du pylône 10 (2500 m) montre un pergélisol plus profond de nature différente. L'aspect de la courbe de résistivité apparente montre non seulement la présence d'un pergélisol plus épais (17 à 26 m, résistivité 9 à 12 k Ω m), mais également un niveau supérieur d'environ 1.5 m d'épaisseur de résistivité plus élevée (35 à 65 k Ω m) pouvant correspondre à une lentille de glace relativement massive. Comme dans les environs du pylône 9, la couche active possède une épaisseur de 2 m environ.

Les interprétations de ces deux sondages correspondent, dans les couches supérieures, aux observations relevées lors des excavations de 1998 (LAMBIEL 1999). Une campagne de tomographie réalisée en 1999 (RUSSIL & DELALOYE 1999) montre des résultats tout à fait similaires. La température enregistrée dans

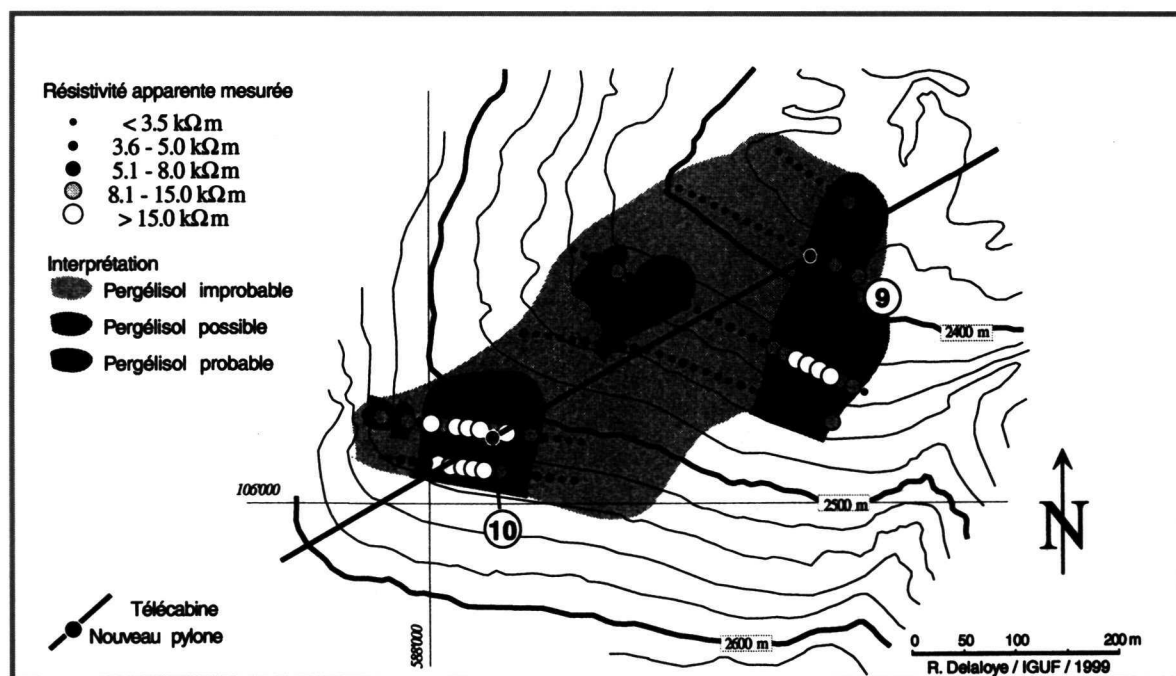


Figure 12 – Distribution du pergélisol dans l'éboulis des Lapires, sur la base de l'interprétation des traînés géoélectriques (AB=37,5).

un forage situé à 35 m à l'ouest du sondage Ch2 indique en août 1999, une profondeur de dégel de 3 m environ (DELALOYE & REYNARD 1999).

Les traînés réalisés sur une grande partie de l'éboulis des Lapires nous ont permis de détecter deux zones gelées en permanence (fig. 12). L'une se situe à l'amont, dans les environs du pylône 10. La seconde est localisée à l'est du pylône 9, ce dernier marquant approximativement la limite d'extension du pergélisol. Entre les deux zones, le sous-sol est en général libre de glace.

SYNTHÈSE

Les mesures géoélectriques réalisées durant cette campagne ont permis de démontrer l'existence de **deux types de glaciers rocheux** en fonction de la nature de la glace qu'ils contiennent. Les glaciers rocheux "à glace de congélation" (Mont Gelé B et D) contiennent essentiellement de la glace formée par le regel d'eau de percolation en profondeur. Les glaciers rocheux "à glace sédimentaire" (Mont Gelé C, Entrela-Reille) sont composés d'une superposition de véritables langues glaciaires enterrées, entrecoupées de niveaux à prédominance rocheuse. Cette structure en "mille-feuilles" traduit une histoire holocène complexe alternant des phases froides et humides propices à la formation de glace sédimentaire (ex. Petit Age Glaciaire) et des phases plus favorables à l'accumulation de débris rocheux (ex. la période actuelle).

Les **talus d'éboulis** étudiés contiennent tous une certaine quantité de glace de congélation, sans toutefois qu'un mouvement de reptation de l'ensemble de la formation ne soit visible. Les résistivités spécifiques détectées dans ces éboulis atteignent au maximum le même ordre de grandeur que celles observées dans les glaciers rocheux "à glace de congélation". Dans les éboulis homogènes (ex. Yettes Condja, Cabane des Diablerets), le contenu en glace est plus important en pied de versant que dans le versant lui-même. Cette situation, décrite par HAEBERLI (1975), est à attribuer à la redistribution de la neige par les avalanches, dont les accumulations protègent le pergélisol de pied de versant du rayonnement en été. Le grand éboulis des Lapires a quant à lui une structure interne beaucoup plus complexe, liée à la combinaison de plusieurs processus géomorphologiques (avalanches, coulées torrentielles, début de reptation, éboulements). La distribution de la glace est ainsi très peu homogène.

PERSPECTIVES

Les basses résistivités du pergélisol contenu dans les éboulis (et même dans certains glaciers rocheux) nous font penser que sa température doit être proche de 0°C. Au vu du réchauffement climatique en cours,

ce pergélisol est menacé de disparition. En raison de l'inertie thermique du sol, fortement liée à la chaleur latente de fusion de la glace, il faudra toutefois probablement plusieurs dizaines d'années pour que cela se réalise. Il a ainsi été décidé de suivre cette évolution par l'intermédiaire d'un premier forage de 20 m de profondeur situé dans l'éboulis des Lapires, à proximité du pylône 10 (DELALOYE & REYNARD 1999). Les informations récoltées seront d'une grande importance pour ce qui est de la compréhension du comportement du pergélisol face aux modifications des conditions climatiques extérieures et permettront de répondre à la troisième question mentionnée dans l'introduction. Cette initiative s'inscrit dans le projet de réseau d'observation du pergélisol en Suisse (PERMOS, Permafrost Monitoring in Switzerland) actuellement mis en place sous l'égide de la Commission Glaciologique de l'Académie Suisse des Sciences Naturelles (VONDER MÜHLL et al. 2000).

REMERCIEMENTS

Cette étude a bénéficié du soutien financier de la Fondation Ignace Mariétan, Sion et des Instituts de Géographie des Universités de Fribourg et Lausanne. Nous avons également pu compter sur un appui logistique et financier des sociétés de remontées mécaniques *Téléphérique du Glacier des Diablerets*, *Téléndaz* et *Téléverbier*. Nous remercions vivement ces institutions et sociétés. Nos remerciements vont également au bureau d'ingénieurs Paul Glassey à Nendaz, pour sa fructueuse collaboration, et à Marinette Baud, Didier Bender, Luigi Bertini, Nathalie Blaser, Alain Broccard, Carole Crittin, Raphaël Lattion et Stéphane Vuadens, tous étudiants ou assistants à l'IGUL, et Virginie Bavaud, gardienne de la Cabane des Diablerets, pour leur aide très appréciée sur le terrain.

BIBLIOGRAPHIE

- ASSIER, A., D. FABRE & M. EVIN. 1996. Prospection électrique sur les glaciers rocheux du Cirque de Sainte-Anne (Queyras, Alpes du Sud, France). *Permafrost and Periglacial Processes* 7, pp. 53-67.
- BARSCHE, D. 1996. *Rockglaciers. Indicators for the present and the former geocology in high mountain environments*. Berlin/Heidelberg, Springer.
- BROCCARD, A. 1998a. *Géomorphologie du Turtmannal (Valais)*. Université de Lausanne, Institut de Géographie. Mémoire de licence non publié, 145 p.
- 1998b. Coupes dans des matériaux gelés au Grubtälli, Vallée de Tourtemagne, VS: un pergélisol en voie de disparition?. *Bull. Murithienne* 116, pp. 91-98.
- DELALOYE, R. & E. REYNARD. 1998. *Cartographie du pergélisol à l'aide de mesures géoélectriques, Chassoure/Les Lapires (Nendaz), 11-12 août 1998*. Rapport de terrain. Instituts de Géographie, Universités de Fribourg et Lausanne, (non publié).
- 1999. *Pergélisol. Chassoure/Lapires (Nendaz) 1999*. Rapport de recherche. Instituts de Géographie, Universités de Fribourg et Lausanne, (non publié).
- DELALOYE, R. & G. DEVAUD. 1999. La distribution du pergélisol dans les marges proglaciaires des glaciers de

- Challand, du Grand-Aget et du Sanetschhorn (Valais). *Actes de la réunion annuelle de la SSGM 1999 à Sion*. Birmensdorf, Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (soumis).
- DELALOYE, R. & S. MORAND. 1997. *Du Val Ferret au Grand-Combin (Alpes Valaisannes): Inventaire des glaciers rocheux et analyse spatiale du pergélisol à l'aide d'un système d'information géographique (Idrisi)*. Université de Fribourg, Institut de Géographie. Travail de diplôme non publié, 119 p.
- 1998. Les glaciers rocheux de la région d'Entremont (Alpes Valaisannes): Inventaire et analyse spatiale à l'aide d'un SIG. *Mitteilungen der VAW-ETH Zürich* 158, pp. 75-86.
- EVIN, M. & D. FABRE. 1990. The distribution of permafrost in rock glaciers of the Southern Alps (France). *Geomorphology* 3, pp. 57-71.
- FISCH, W. SEN, FISCH, W. JUN & W. HAEBERLI. 1977. Electrical resistivity soundings with long profiles on rock glaciers and moraines in the Alps of Switzerland. *Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 13, pp. 239-260.
- GARDAZ, J.-M. 1997. Distribution of mountain permafrost, Fontanesses Basin, Valaisian Alps, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes* 8, pp. 101-105.
- 1999. *Permafrost prospecting. Periglacial and rock glacier hydrology in mountain areas: case studies in the Valais Alps, Switzerland*. PhD Thesis. Univ. Press, Fribourg, Switzerland.
- GUGLIELMIN, M., A. LOZEJ & C. TELLINI. 1994. Permafrost distribution and rock glaciers in the Livigno area (Northern Italy). *Permafrost and Periglacial Processes* 5, pp. 25-36.
- HAEBERLI, W. 1975. *Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden)*. Mitteilungen der VAW-ETH Zürich 17, 139 p.
- HAEBERLI, W. & D. VONDER MÜHLL. 1996. On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl. Bd. 104*, pp. 43-57.
- HOELZLE, M. 1994. *Permafrost und Gletscher im Oberengadin. Grundlagen und Anwendungsbeispiele für automatisierte Schätzverfahren*. Mitteilungen der VAW-ETH Zürich 132, 121 p.
- IMHOF, M., G. PIERREHUMBERT, W. HAEBERLI & H. KIENHOLZ. (submitted). Permafrost Investigation in the Schilthorn Massif (Bernese Alps, Switzerland). *Permafrost and Periglacial Processes* (submitted).
- KELLER, F. 1997. Permafrostkarte der Schweiz. *Arbeitsheft der VAW-ETH Zürich* 19, pp. 38-40.
- KELLER, F., R. FRAUENFELDER, J.-M. GARDAZ, M. HOELZLE, C. KNEISEL, R. LUGON, M. PHILLIPS, E. REYNARD, L. WENKER. 1998. Permafrost Map of Switzerland, *Proceedings 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada*, pp. 557-562.
- LAMBIEL, C. 1999. *Inventaire des glaciers rocheux entre le Val de Bagnes et le Val d'Hérémence (Valais)*. Université de Lausanne, Institut de Géographie. Mémoire de licence non publié, 167 p.
- LUGON, R. & M. MONBARON. 1998. *Stabilité des terrains meubles en zone de pergélisol et changements climatiques. Deux études de cas en Valais: Le Ritigraben (Mattertal) et la moraine du Dolent (Val Ferret)*. Rapport final PNR 31. Zürich, vdf Hochschulverlag, 101 p.
- LUGON, R. 1998. *Evolution du pergélisol alpin face aux changements climatiques, études de cas dans les Alpes valaisannes (Suisse)*. Université de Fribourg, Faculté des Sciences. Thèse N° 1215.
- MEYER DE STADELHOFEN, C. 1991. *Applications de la géophysique aux recherches d'eau*. Paris, Lavoisier.
- MILSON, J. 1997. *Field Geophysics*. Geological Society of London Professional Handbook Series (Second edition).
- PARASNIS, D.S. 1997. *Principles of applied geophysics*. London, Chapman (Fifth edition).
- PHILLIPS, M. & E. REYNARD. 1996. Influence régionale du climat et de la morphologie sur la distribution du permafrost: l'exemple des Hautes Alpes Calcaires. *Rapports de recherche UKPIK* 8, pp. 197-206.
- REYNARD, E. & L. WENKER. 1997. Confrontation de modèles de répartition potentielle du permafrost et de données de terrain. Les cas du Mont Gelé et de la Cabane des Diablerets. *Arbeitsheft der VAW-ETH Zürich* 19, pp. 31-33.
- REYNARD, E. 1996. Glaciers rocheux et limite inférieure du pergélisol discontinu dans le Vallon de Tortin (Nendaz-Valais). *Bull. Murithienne* 114, pp. 135-149.
- RUSSIL, J. & R. DELALOYE. 1999. *Electrical Vertical Mapping in Permafrost*. Field Report, Dept. of Geophysics, Univ. of Cardiff, Wales, Inst. of Geography, Univ. of Fribourg, Switzerland (unpublished).
- SMIRAGLIA, C., D. FABRE, M. EVIN & A. ASSIER. 1994. Les glaciers rocheux de la Manzina (Valfurva, Parc national du Stelvio, Italie). *Prospection électrique. Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 17, pp. 79-85.
- TENTHOREY, G. 1993. *Paysage géomorphologique du Haut-Vallon de Réchy (Valais, Suisse) et hydrologie liée aux glaciers rocheux*. Université de Fribourg, Faculté des Sciences, Thèse N° 1044.
- VONDER MÜHLL, D. 1993. *Geophysikalische Untersuchungen in Permafrost des Oberengadins*. Mitteilungen der VAW-ETH Zürich 122, 121 p.
- VONDER MÜHLL, D., R. DELALOYE, W. HAEBERLI, M. HOELZLE & B. KRUMMENACHER. 2000. *Aufbau eines Permafrost-Beobachtungsnetzes in der Schweiz*, Berne, Académie suisse des sciences naturelles (en préparation)
- VONDER MÜHLL, D., F. KELLER, M. IMHOF, B. KRUMMENACHER, D. MIHALOVIC, R. DELALOYE, J.-M. GARDAZ, L. WENKER, M. HOELZLE, & A. KÄÄB. 1999. *Permafrost – extension et aspects particuliers*, Berne, Atlas hydrologique de la Suisse, planche 3.9.
- WENKER, L. & E. REYNARD. 1997. Permafrost mapping in two regions of the western Swiss Alps: Les Diablerets and Verbier. *Proceedings of the Workshop "Mountain Permafrost and Slope Stability in the Periglacial Belt of the Alps"*, Bormio 27. 8.97., 4 p. (sous presse).



