

Structure interne et répartition du pergélisol dans l'éboulis «à galets» de Tsaté-Moiry (VS)

Cristian Scapozza^{1,2} et Christophe Lambiel¹

¹ Institut de géographie, Université de Lausanne, Dorigny–Anthropole, 1015 Lausanne, Suisse, christophe.lambiel@unil.ch

² Maintenant à: Istituto Scienze della Terra, Scuola Universitaria Professionale della Svizzera Italiana (SUPSI), CP 62, 6952 Canobbio, Svizzera, cristian.scapozza@supsi.ch

Résumé

Le versant d'éboulis au nord-est de la Pointe du Tsaté constitue un exemple typique d'éboulis «à galets». Les matériaux de surface constitués par des cailloux et graviers dans une matrice très fine permettent de stocker d'importantes quantités d'eau. Les tomographies des résistivités électriques (ERT) réalisées et les températures de la surface du sol mesurées ont permis de déterminer la répartition du pergélisol dans le versant et de proposer des considérations sur le rôle de l'eau liquide dans la formation et la préservation de la glace du pergélisol. Ces données montrent que, en raison de la lithologie particulière du site, les valeurs de résistivité normalement utilisées pour définir la répartition du pergélisol dans les éboulis «à blocs» ne sont pas valables ici. Cet éboulis «à galets», en raison de sa granulométrie, est donc soumis à des conditions rhéologiques et de formation, saturation et déformation de la glace du pergélisol très particulières qui sont typiques des éboulis à granulométrie fine mais qui sont par contre très différentes de celles des éboulis «à blocs».

Keywords: pebbly talus slope, rock glacier, permafrost, solifluction, Electrical Resistivity Tomography (ERT), Swiss Alps

1 Introduction

Dans le contexte des réactions de la cryosphère face aux changements climatiques, la localisation et la caractérisation du pergélisol dans les terrains sédimentaires meubles revêt une importance primordiale. Ces terrains sont en effet susceptibles d'être le lieu de déclenchement de phénomènes gravitaires et torrentiels renforcés par la dégradation du pergélisol. Pour ces raisons, plusieurs études récentes portant sur les éboulis de haute altitude ont visé à caractériser la stratigraphie et l'extension spatiale du pergélisol et à identifier les facteurs de contrôle du pergélisol au sein de ces formes (par ex. LÜTSCHG *et al.* 2004; LAMBIEL et PIERACCI 2008; PIERACCI *et al.* 2008; PHILLIPS *et al.* 2009; SCAPOZZA *et al.* 2011). Toutefois, malgré sa simplicité apparente, l'éboulis est une forme relativement complexe, et ses caractéristiques structurales (lithologie, granulométrie, porosité) peuvent influencer de manière importante ses caractéristiques glaciologiques (teneur en glace) ou microclimatiques (température du pergélisol) (LAMBIEL 2006; SCAPOZZA 2012). Dans ce contexte, la plupart des prospections menées sur des éboulis du domaine périglaciaire alpin se sont concentrées sur des éboulis «à blocs» (*bouldery talus slopes*), constitués de roches cristallines (granites, gneiss, micaschistes) ou sédimentaires (calcaires, calcaires marneux, dolomies) massives, de granulométrie moyenne à grossière et présentant des résistivités des niveaux gelés en permanence généralement supérieures à 7–10 kΩm.

Afin de déterminer la répartition du pergélisol et ses facteurs de contrôle dans un versant à granulométrie moyenne à fine, cette étude s'est concentrée sur le versant nord de la Pointe du Tsaté, constitué principalement de calcschistes du Jurassique – Crétacé et de serpentinites du Jurassique de la Nappe du Tsaté (domaine Pennique supérieur), présentant un pendage

d'environ 25–30° en direction sud-est dans le secteur étudié (STECK *et al.* 1999). Ces lithologies délivrent des éléments de petite taille, raison pour laquelle le versant est composé surtout de cailloux et de graviers dans une matrice sablo-limoneuse abondante, ce qui permet de stocker d'importantes quantités d'eau, comme en témoignent les nombreux écoulements visibles à la surface du sol.

2 Matériel et méthodes

2.1 Tomographie des résistivités électriques (ERT)

La caractérisation du sous-sol de l'éboulis a été effectuée à l'aide de tomographies des résistivités électriques (ERT). L'acquisition des données de résistivité apparente a été faite avec un système multi-électrodes automatique piloté par ordinateur grâce à un résistivimètre modèle «Syscal R1+ Switch 48» de la firme française IRIS Instruments, avec deux à quatre câbles de 24 sorties selon la longueur des structures prospectées. Un intervalle inter-électrode de 4 m a été utilisé. Le courant électrique a été injecté dans le terrain à l'aide de piquets métalliques en acier inoxydable de 30 à 60 cm de longueur placés le plus profondément possible. Lorsque la surface du sol était composée de gros blocs et de vides, le contact galvanique a été assuré à l'aide d'éponges imbibées d'eau légèrement salée (MARESCOT *et al.* 2003). Les coordonnées de chaque électrode ont été mesurées à l'aide d'un GPS différentiel (DGPS), afin de connaître l'emplacement exact de chaque profil ERT et de pouvoir corriger les effets induits par la topographie. L'inversion des données de résistivité apparente mesurées a été faite à l'aide du logiciel Res2DInv (LOKE et BARKER 1996), en calculant le modèle direct par éléments finis et en utilisant une technique d'inversion Gauss-Newton de type robuste.

2.2 Monitoring des températures de la surface du sol

L'enregistrement en continu à intervalles réguliers de la température de la surface du sol à l'aide de petits capteurs autonomes permet d'obtenir des informations sur l'état thermique de la surface du sol (réflétant en partie celui du sous-sol) à haute résolution temporelle sur le long terme. Cela consiste à étudier l'évolution hivernale de la température du sol et l'influence de la saison estivale sur le régime thermique du terrain (HOELZLE *et al.* 1999; DELALOYE 2004). Dans cette étude, des capteurs autonomes de température du type UTL (Universal Temperature Logger, modèles UTL-1 et UTL-3, de la firme suisse Geotest AG; voir: <http://www.utl.ch>) et du type i-button (modèle DS1922L-F5, de Fairbridge Technologies) ont été utilisés. Tous les capteurs ont été programmés avec un intervalle de mesure de 2 heures et ils ont été placés immédiatement sous la surface du sol, à l'abri du rayonnement solaire.

3 Résultats

3.1 Caractéristiques géomorphologiques

L'éboulis de Tsaté-Moiry se situe entre 2680 et 2900 m d'altitude sur le versant septentrional de la crête rocheuse reliant la Pointe du Tsaté (3077 m) à la Pointe du Bandon (3064 m), en rive gauche du Val de Moiry (Val d'Anniviers) (fig. 1). La lithologie du site détermine de manière importante les caractéristiques morphologiques et la dynamique de fluage des différentes formes qui composent le versant. Ce site présente à la fois des formes de fluage

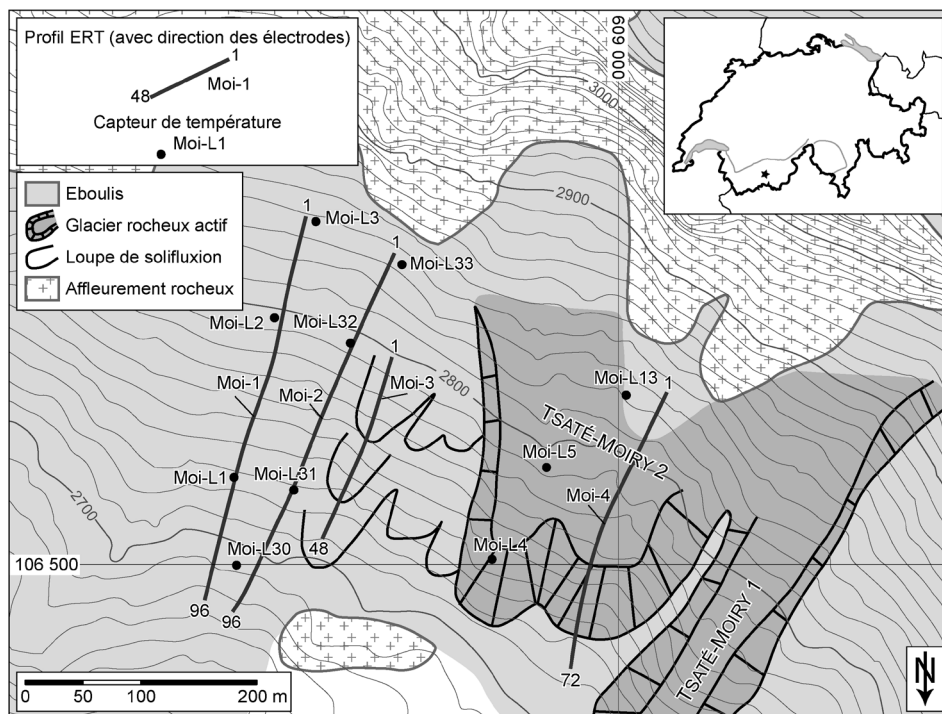


Fig. 1. Situation et carte géomorphologique simplifiée de l'éboulis de Tsaté-Moiry avec localisation des profils ERT et des capteurs de température.

superficiel, dues à la solifluxion, et plus profond, dues à la reptation du pergélisol, comme en témoignent les deux glaciers rocheux situés dans la partie occidentale du versant (fig. 2-A/C). Tenant compte que le diamètre des débris rocheux à la surface du sol, déterminé grâce au traitement statistique d'au moins 100 éléments par secteur analysé (voir SCAPOZZA 2012), est généralement inférieur à 15–20 cm (on note toutefois la présence de nombreux blocs pluri-métriques) et que les éléments sont supportés par la matrice, ces formations peuvent être considérées comme des glaciers rocheux «à galets» (*pebbly rock glacier*) selon la classification proposée par IKEDA et MATSUOKA (2006). Par extension, nous pouvons donc considérer le reste du versant comme un éboulis «à galets» (*pebbly talus slope*).

La taille des éléments augmente légèrement de l'est vers l'ouest. La partie orientale du versant est caractérisée par un éboulis de gravité présentant sur sa bordure droite d'importants blocs de roche redressés (fig. 2-B). Un petit chenal torrentiel (visible sur la fig. 2-A entre les profils ERT Moi-1 et Moi-2) coupe longitudinalement toute la pente. À l'est de ce chenal, les éléments sont essentiellement des graviers et des cailloux pris dans une matrice sableuse, tandis qu'à l'ouest, on trouve plutôt des cailloux et des petits blocs dans une matrice sablo-graveleuse. Plus à l'ouest encore, on entre dans un secteur dominé par de nombreuses loupes de solifluxion, parfois superposées les unes aux autres. Ces loupes ont un front constitué de matériaux fins et un corps présentant parfois de petits blocs (fig. 2-B). Les deux glaciers rocheux présents dans la partie occidentale du versant (glaciers rocheux de Tsaté-Moiry 1 et 2) sont actifs et présentent les signes évidents d'une déstabilisation récente (voir LAMBIEL 2006, 2011; ROER *et al.* 2008): relief accidenté, présence de niches d'arrachement et de crevasses transversales. Le dos des glaciers rocheux présente des blocs décimétriques

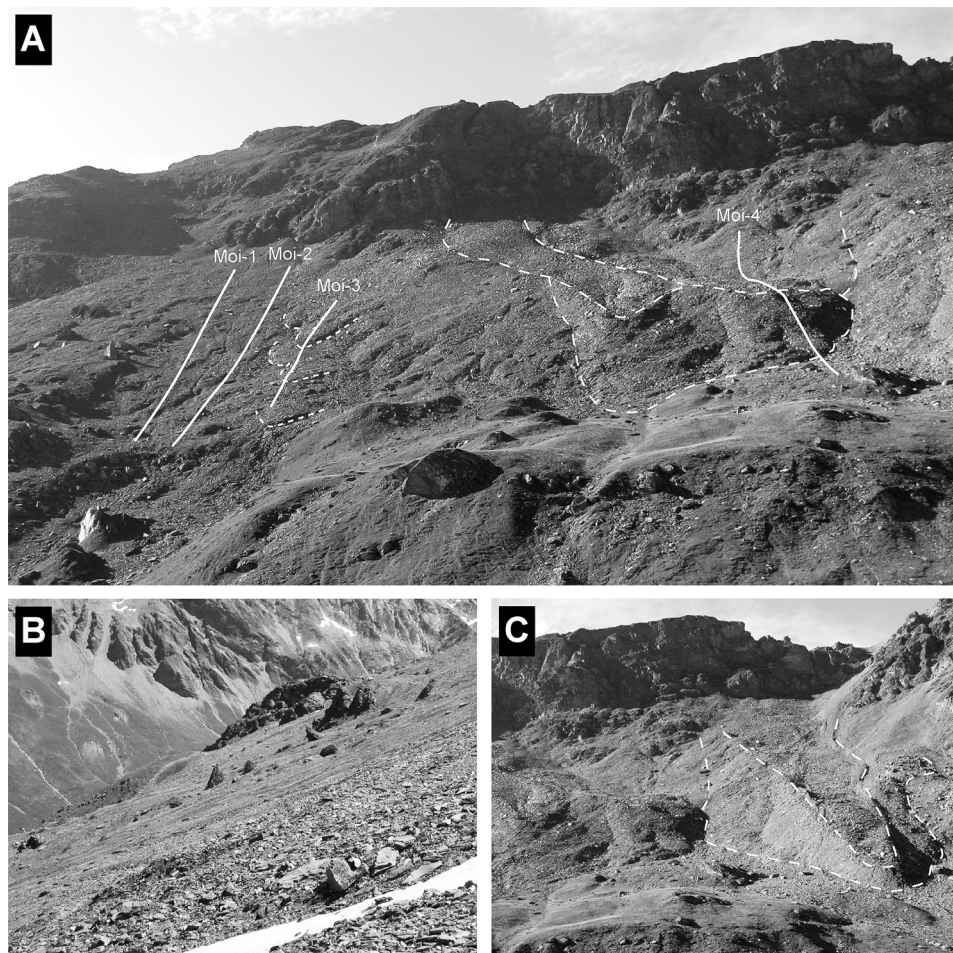


Fig. 2. (A) Vue frontale sur l'éboulis de Tsaté-Moiry (partie est du versant) et sur le glacier rocheux de Tsaté-Moiry 2 (limites de la forme en traits tillés) et localisation des profils ERT. Les traits tillés le long du profil Moi-3 marquent la limite inférieure du front des loupes de solifluxion traversées. (B) Détail de la partie est de l'éboulis avec, au premier plan, l'une des loupes de solifluxion et, au deuxième plan, les grandes pierres redressées. (C) Vue du glacier rocheux de Tsaté-Moiry 1 (partie ouest du versant).

à métriques dans une matrice fine. Les niches d'arrachement les plus grandes offrent des coupes naturelles dans la couche active et présentent des matériaux aérés de surface très peu épais, les vides étant rapidement comblés par les fines.

Cette étude s'est concentrée sur l'éboulis soliflué de la partie orientale du versant et sur le glacier rocheux de Tsaté-Moiry 2. La dynamique de ce glacier rocheux présente un comportement différencié entre ses deux lobes frontaux. Le lobe ouest est le plus rapide, avec des vitesses horizontales supérieures à 1,5 m/an et un maximum de 2,2 m/an entre 2008 et 2009. L'autre lobe est plus stable, avec des vitesses horizontales inférieures à 1,2 m/an (SCAPOZZA 2012). Pour le glacier rocheux de Tsaté-Moiry 1, la morphologie et l'analyse des vitesses de déplacement ont été discutées par LAMBIEL (2011).

3.2 Prospection géoélectrique

Le glacier rocheux de Tsaté-Moiry 2

Les quatre tomographies des résistivités électriques ont été réalisées sur des profils amont-aval (fig. 1 et fig. 2-A). Les profils ERT Moi-1 et Moi-2 traversent toute la partie est de l'éboulis et ont été placés dans des zones à granulométrie de surface légèrement différente (cf. ci-dessus). Moi-3 a été réalisé légèrement plus à l'ouest que Moi-2 afin de couper plusieurs loupes de solifluxion. Moi-4 a été réalisé sur le lobe ouest du glacier rocheux 2 et a été prolongé vers l'amont afin de couvrir une partie de l'éboulis se trouvant aux racines de la formation. Ce profil ERT couvrant tout le glacier rocheux actif permettra de définir des valeurs de résistivité électrique typiques pouvant aider à l'interprétation des trois autres profils ERT réalisés.

Le front du glacier rocheux 2 (fig. 3) présente des résistivités globalement inférieures à 5 k Ω m, avec les résistivités les plus importantes au pied du front, probablement dues à la granulométrie plus grossière liée au dépôt de blocs tombés du sommet du front du glacier rocheux, et des résistivités en profondeur comprises entre 2 et 3 k Ω m. La partie supérieure du front est plus résistante dans la proche surface (3–10 k Ω m), et présente des résistivités très faibles (<1,5 k Ω m) en profondeur, témoignant du colmatage progressif des vides par les fines. Le dos du glacier rocheux présente un corps avec des résistivités supérieures à 3 k Ω m d'une vingtaine de mètres d'épaisseur. Juste en amont du front, les résistivités sont les plus importantes à proximité de la surface (20 k Ω m vers 150 m de distance). Plus en amont, la proche surface présente un niveau plus conducteur de 7–8 m d'épaisseur, les résistivités diminuant en direction de l'amont. Ce niveau correspond probablement à la couche active. Le corps résistant situé plus en profondeur présente également des résistivités diminuant du dos du glacier rocheux (3–8 k Ω m) vers la partie inférieure de l'éboulis situé à ses racines (2–3 k Ω m). Dans cette partie du versant, les résistivités sont inférieures à 1,5 k Ω m.

Les profils de résistivité extraits des tomogrammes présentés à la figure 5 permettent de mieux observer l'évolution des résistivités avec la profondeur. A une distance de 100 m, le profil présente trois couches qui, en raison de la dynamique active du glacier rocheux, peuvent être interprétées comme étant la couche active (1,8–3,0 k Ω m), le corps du pergélisol (3,0–7,5 k Ω m) et les sédiments non gelés situés sous la base du pergélisol (1,3–1,7 k Ω m). La présence

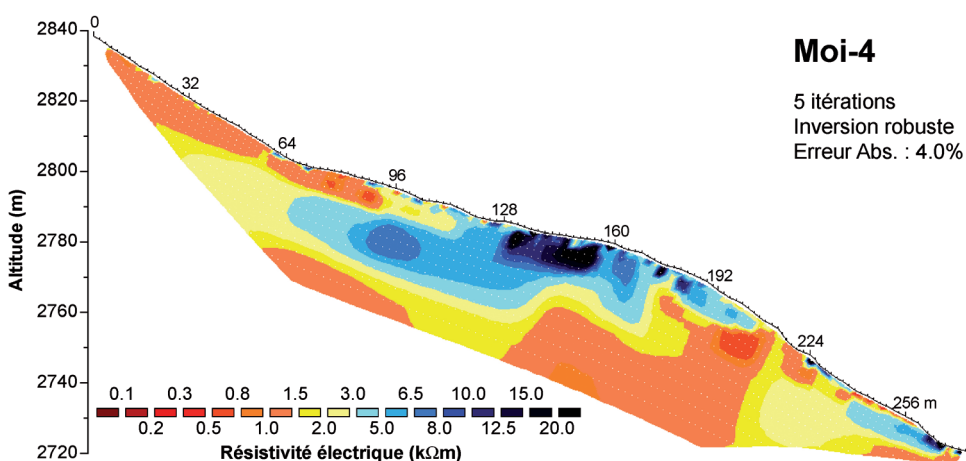


Fig. 3. Profil ERT inversé Moi-4 réalisé sur le glacier rocheux de Tsaté-Moiry 2.

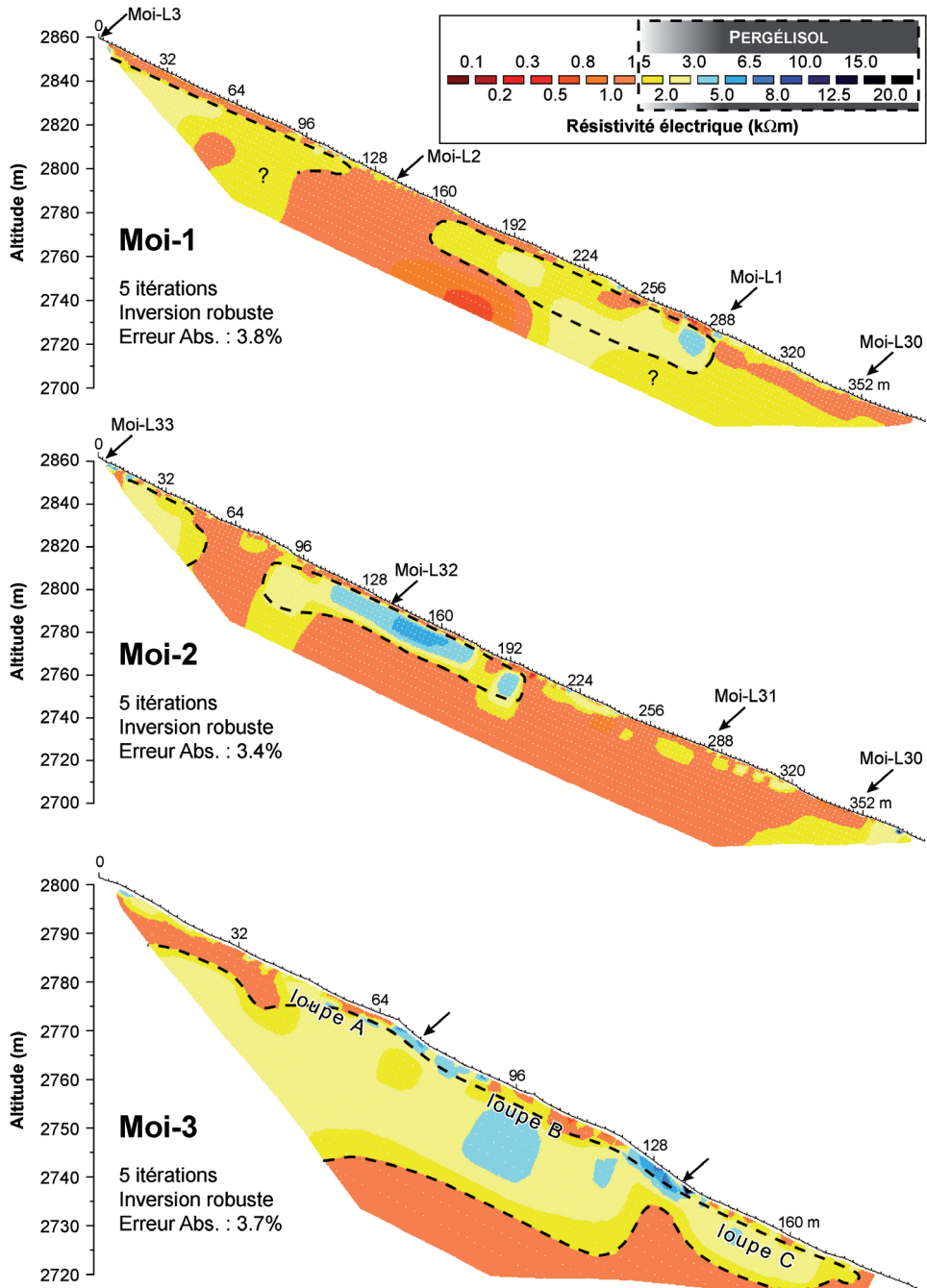


Fig. 4. Profils ERT inversés réalisés sur l'éboulis de Tsaté-Moiry et leur interprétation en termes de présence de pergélisol en fonction des valeurs limites déterminées d'après le profil ERT Moi-4 réalisé sur le glacier rocheux de Tsaté-Moiry 2 (fig. 3). Les flèches sur le profil Moi-3 indiquent la position de la base des loupes de solifluxion.

de pergélisol est donc probable pour des résistivités spécifiques supérieures à 3 k Ω m. Dans la partie inférieure de l'éboulis (profil à une distance de 50 m), sous une couche de surface de 1,0–1,4 k Ω m, les résistivités augmentent pour atteindre 1,9–2,5 k Ω m. Ces valeurs sont similaires à celles de la couche active au niveau du profil extrait à 100 m de distance. Par contre, comme la granulométrie est ici moins grossière qu'à la surface du corps du glacier rocheux et comme la présence d'un niveau relativement poreux jusqu'à 30 m de profondeur est hautement improbable, l'augmentation de la résistivité en profondeur pourrait traduire la présence d'un pergélisol relativement tempéré et pauvre en glace. Pour des résistivités comprises entre 1,5 et 3 k Ω m, la présence de pergélisol est donc possible.

L'éboulis de Tsaté-Moiry

Le profil ERT Moi-1 présente, dans la partie inférieure de la pente, un corps avec des résistivités globalement inférieures à 3 k Ω m qui devient de plus en plus étroit au fur et à mesure que l'on remonte la pente (fig. 4). Des résistivités similaires ont été mesurées également dans la partie supérieure de l'éboulis (100 premiers mètres du profil). La partie médiane-supérieure de la pente présente des résistivités inférieures à 1,5 k Ω m. Les profils de résistivité de la figure 5 sont très utiles pour comprendre la structure du sous-sol. On peut voir en effet que, sous une couche de surface de 5–6 m d'épaisseur (1,2–1,5 k Ω m), les résistivités augmentent jusqu'à 1,8–2,4 k Ω m. Dans le profil extrait à 200 m de distance, elles diminuent à partir de 19 m de profondeur, tandis que dans le profil extrait à 250 m elles restent constantes sur toute l'épaisseur mesurée. Tenant compte de la forme des courbes et des valeurs déterminées sur le glacier rocheux 2, les résistivités supérieures à 1,8 k Ω m mesurées en profondeur indiquent que la présence de pergélisol est possible dans la partie médiane-inférieure et dans la partie supérieure de l'éboulis.

Sur le profil Moi-2, par contre, on ne retrouve plus la structure visible dans Moi-1. Ici, la présence de sédiments gelés dans la moitié inférieure de la pente est improbable, comme en témoignent les résistivités inférieures à 1,5 k Ω m (fig. 4) et l'homogénéité du profil de résistivité extrait à 250 m de distance (fig. 5). Plus en amont, un corps plus résistant (3–6,5 k Ω m) situé à proximité de la surface est présent entre 110 et 180 m de distance. La partie amont du profil ERT présente des résistivités comprises entre 1,5 et 3 k Ω m (présence possible de pergélisol). Le profil de résistivité extrait à 150 m de distance présente une importante augmentation de résistivité entre 3 et 16 m de profondeur, avec des valeurs comprises entre 3,1 et 5,6 k Ω m qui témoigneraient de la présence probable de pergélisol.

La tomographie Moi-3 coupe partiellement trois loupes de solifluxion, que l'on nommera A, B et C de l'amont vers l'aval (fig. 4). Les trois loupes présentent globalement des résistivités supérieures à 2 k Ω m, avec les valeurs maximales (~5 k Ω m) mesurées sous la loupe B entre 7 et 15 m de profondeur, indiquant que la présence de pergélisol est possible. Il en va de même des profils verticaux de résistivité, qui sont cependant différents d'une loupe de solifluxion à l'autre (fig. 5). Sous la loupe A (profil à 50 m de distance), les résistivités ne varient pratiquement pas avec la profondeur et sont comprises entre 2,1 et 2,3 k Ω m. Dans le profil extrait à 100 m de distance sous la loupe B, on retrouve un niveau relativement conducteur de surface de 4–5 m d'épaisseur (1,7 k Ω m), suivi d'un niveau plus résistant (2,0–4,7 k Ω m) entre 5 et 20 m de profondeur et à nouveau d'un niveau plus conducteur (1,0–1,4 k Ω m) situé en profondeur. Sous la loupe C, on retrouve une structure du sous-sol à trois couches (profil à 150 m de distance de la fig. 5). La couche résistante est par contre moins profonde (elle se situe entre 3 et 13 m de profondeur) et moins résistante (1,5–3,0 k Ω m) que sous la loupe B. Tenant compte de l'interprétation des autres tomogrammes et profils de résistivité, la présence de pergélisol est possible sous les trois loupes étudiées.

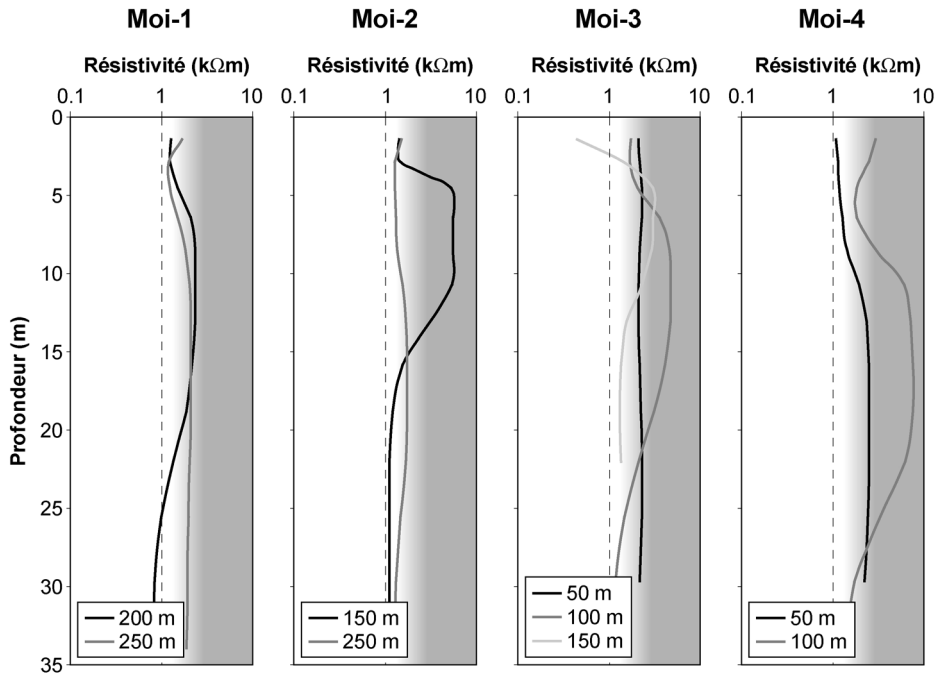


Fig. 5. Profils des résistivités spécifiques calculées (extraites des modèles d'inversion) le long des tomographies des résistivités électriques effectuées sur l'éboulis et sur le glacier rocheux 2 de Tsaté-Moiry. En dégradé de gris, l'augmentation de probabilité d'avoir du pergélisol en fonction de la résistivité. Les espacements correspondent à la distance sur le tomogramme respectif d'où les profils verticaux ont été extraits. Pour l'interprétation de ces profils, il est important de se rappeler que la fiabilité du modèle d'inversion sous les zones résistantes n'est souvent pas bonne (cf. MARESCOT *et al.* 2003).

3.3 Régime thermique de surface

Le régime thermique de la surface de l'éboulis et du glacier rocheux 2 a été étudié au moyen de 10 capteurs de température. Les données de l'année 2009/2010 sont présentées sous la forme de trios de courbes de température formés par les capteurs qui se situent approximativement à la même altitude sur l'éboulis et sur le glacier rocheux 2 (fig. 6). D'une manière générale, les températures de la surface du sol enregistrées sur l'éboulis sont peu froides et descendent très rarement au-dessous de -2°C .

Entre la partie inférieure de l'éboulis (Moi-L1-31) et le sommet du front du glacier rocheux (Moi-L4), la différence de température est très importante. GST est nettement moins froide sur l'éboulis que sur le corps du glacier rocheux 2, où elle atteint -6°C vers la mi-mars; Moi-L4 est installé sur une bosse exposée à la déflation éolienne de la neige, ce qui permet d'expliquer le refroidissement important de la température en relation avec les pics froids des températures de l'air. Dans le secteur médian-supérieur de l'éboulis (Moi-L2-32), les températures de la surface du sol sont nettement moins froides que sur le corps du glacier rocheux 2 (Moi-L5), où elles sont inférieures à -4°C pratiquement tout l'hiver. Cet emplacement est aussi relativement peu enneigé comme pour Moi-L4. La granulométrie plus grossière et le sous-sol sursaturé en glace permettent d'expliquer le potentiel de refroidissement plus important du glacier rocheux par rapport à l'éboulis. Cette différence apparaît

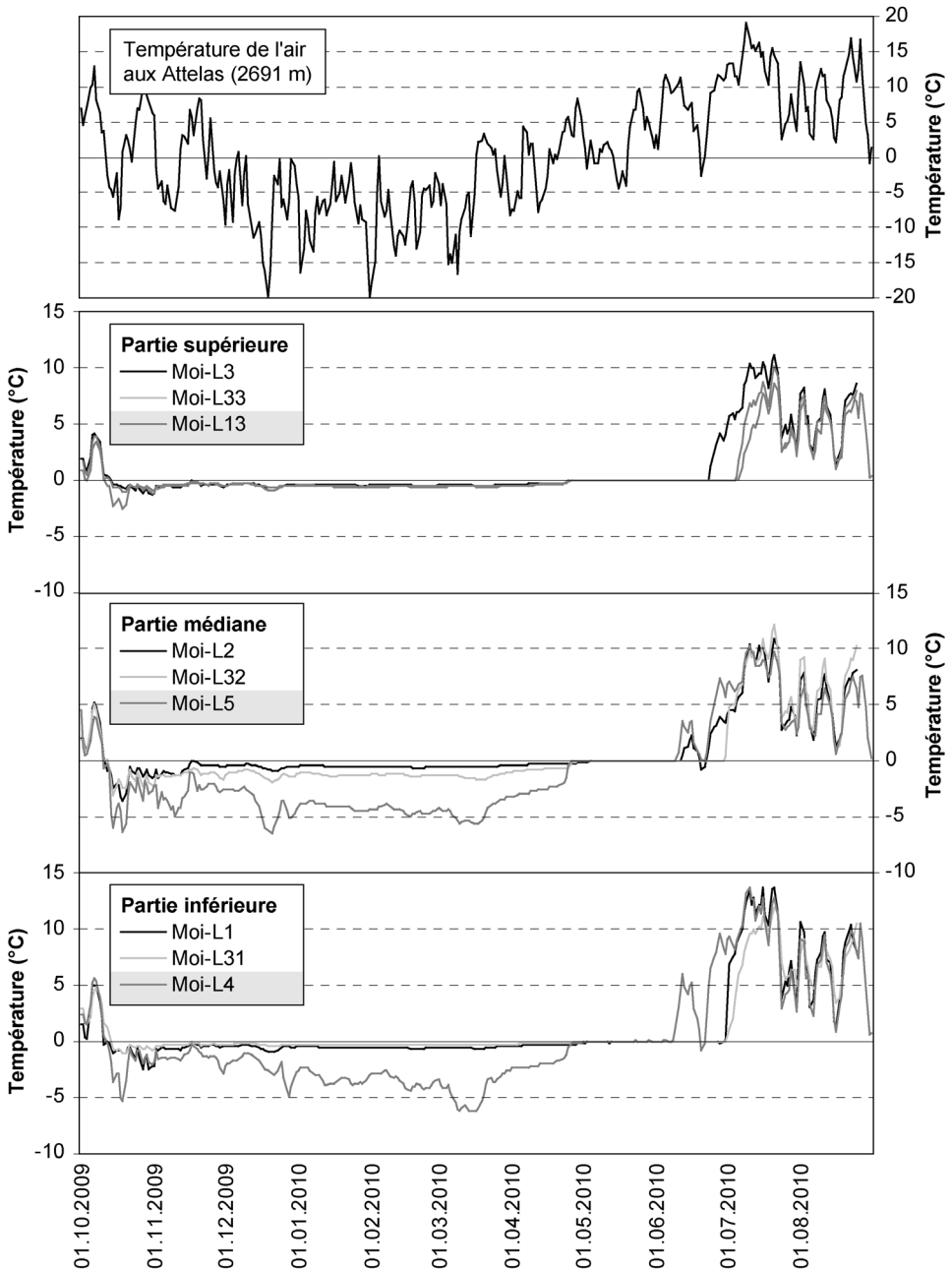


Fig. 6. Températures enregistrées durant l'année hydrologique 2009/2010 sur des profils amont-aval le long de l'éboulis et du glacier rocheux 2 (capteurs sur fond gris dans la légende) de Tsaté-Moiry. Les trios de courbes de température sont formés par les capteurs situés approximativement à la même altitude. Pour la localisation des capteurs de température, voir la figure 1.

également entre les profils est et ouest de l'éboulis. Comme la différence de granulométrie est très faible, les températures plus froides enregistrées par Moi-L32 (pergélisol probable) à la même altitude que Moi-L2 (pergélisol improbable) sont donc vraisemblablement liées à la présence de quantités de glace plus importantes dans le sous-sol. Dans la partie supérieure de l'éboulis (Moi-L3-33) et du glacier rocheux 2 (Moi-L13), enfin, les températures de la surface du sol sont pratiquement identiques. L'enneigement doit être assez similaire sur les trois emplacements, comme l'indique la date de déneigement très proche (entre le 26 juin et le 5 juillet 2010 sur l'éboulis et le 5 juillet 2010 aux racines du glacier rocheux 2). La granulométrie de la surface du sol y est également uniforme.

En résumé, les différences de température de la surface du sol entre l'éboulis et le glacier rocheux 2 seraient dues principalement à la granulométrie plus grossière et à la teneur en glace plus importante de ce dernier. Dans une moindre mesure, ces deux facteurs déterminent également les différences de température entre le profil est et ouest de l'éboulis, avec les températures les plus froides de l'éboulis enregistrées dans le secteur présentant les résistivités les plus élevées.

4 Discussion

4.1 Résistivité et répartition du pergélisol

De manière générale, les résistivités électriques mesurées sur le site de Tsaté-Moiry sont très faibles. La prospection du glacier rocheux actif de Tsaté-Moiry 2 où, étant donné l'aspect bombé et l'activité marquée de la forme, la présence d'un pergélisol sursaturé en glace est très probable, a permis de définir des valeurs limites pour les catégories «pergélisol probable» et «pergélisol possible». Ainsi, la présence de pergélisol est possible, respectivement probable, avec des résistivités de 1,5–3 k Ω m, respectivement supérieures à 3 k Ω m. Les résistivités maximales atteignent seulement 20 k Ω m. Ces valeurs très faibles ne sont pas surprenantes pour ce glacier rocheux «à galets». Des valeurs similaires pour des glaciers rocheux constitués de schistes ont été proposées par IKEDA et MATSUOKA (2006), selon lesquels la résistivité du pergélisol dans ces formes à granulométrie très fine est comprise généralement entre 2 et 20 k Ω m (dans les cas extrêmes entre 0,5 et 20 k Ω m; voir IKEDA 2008). Si du pergélisol est présent, des résistivités de 2–4 k Ω m indiqueraient qu'il doit être sous-saturé en glace et de type tempéré. Des résistivités de 4–20 k Ω m indiqueraient par contre que la présence de pergélisol est probable et que celui-ci est au minimum saturé en glace. Ces propos sont également confirmés par des mesures de résistivité électrique effectuées par DELALOYE (2004), selon lequel pour des résistivités faibles (20–50 k Ω m) ou très faibles (<10 k Ω m) la présence de pergélisol est possible, respectivement probable, pour un rapport entre la résistivité du corps sédimentaire (ρ) et des matériaux rocheux qui le constitue (ρ_r) qui est de 2:1, respectivement 4:1. Avec une résistivité des calcschistes de la Nappe du Tsaté qui est inférieure à 1 k Ω m, le rapport $\rho:\rho_r$ pour l'éboulis de Tsaté-Moiry correspond assez bien aux valeurs limites présentées ci-dessus.

L'interprétation des trois tomographies effectuées sur l'éboulis de Tsaté-Moiry a été étayée par l'analyse de profils verticaux de résistivité extraits des différents tomogrammes. Lorsque ces profils présentaient une couche résistante relativement épaisse sous une couche plus conductrice de plusieurs mètres d'épaisseur, la stratigraphie a été interprétée comme une couche active surmontant un corps gelé. Etant données les caractéristiques sédimentaires du versant, il est en effet peu probable que la couche résistante puisse être due simplement à un niveau plus poreux situé en profondeur.

Ainsi, en tenant compte des valeurs limites de résistivité définies sur le glacier rocheux 2 et des variations verticales de résistivité, il est possible de proposer une esquisse de la répartition du pergélisol dans le versant (fig. 4):

1. La répartition du pergélisol dans le versant est très hétérogène et les zones gelées sont limitées spatialement.
2. Dans la partie est du versant, il n'y a aucune continuité des corps gelés entre les deux profils ERT Moi-1 et Moi-2. A la bordure est de l'éboulis (profil Moi-1), la présence de pergélisol est possible dans la partie médiane-inférieure et au sommet de l'éboulis. Plus à l'ouest (profil Moi-2), au contraire, la présence de pergélisol semble possible seulement dans la moitié supérieure de la pente. Les résistivités comprises entre 3 et 6,5 kΩm entre 110 et 180 m de distance sur le profil Moi-2 indiquent même que la présence de pergélisol à cet endroit est probable.
3. Dans le secteur occupé par des loupes de solifluxion à l'est du glacier rocheux 2 (profil Moi-3), la présence de pergélisol est possible sous les trois loupes étudiées.

En règle générale, mis à part le glacier rocheux, la morphologie de surface n'est probablement pas dépendante de la présence ou de l'absence de pergélisol en profondeur. Le fluage de la partie superficielle du sol ne semble être lié ni à un fluage sur sol gelé ni à la reptation de la glace en profondeur (d'ailleurs, des loupes de solifluxion sont présentes également à la surface du glacier rocheux 1). Il s'agit vraisemblablement d'un fluage dû à la saturation du terrain en eau, une situation favorisée par l'abondance de fines produites par l'altération des calcschistes. Dans la partie de versant située à l'est des glaciers rocheux, la (grande) hétérogénéité dans la répartition du pergélisol est donc probablement indépendante de l'hétérogénéité au niveau morphologique.

4.2 Facteurs de contrôle de la répartition du pergélisol

Dans tout le versant, il y a une bonne correspondance entre les secteurs où les températures de la surface du sol sont les plus froides et ceux où les résistivités sont les plus élevées. Le régime thermique de ce site est donc essentiellement conductif, les températures de la surface du sol étant contrôlées principalement par la granulométrie et par la teneur en glace du pergélisol (lorsqu'il est présent). La matrice fine massive qui supporte les éléments empêche probablement tout échange de chaleur s'opérant par convection ou advection d'air, tandis qu'un échange de chaleur advectif par la circulation d'eau est probable.

Les résistivités des sédiments gelés comprises entre 2 et 20 kΩm mesurées dans l'éboulis et dans le glacier rocheux 2 indiquent que le pergélisol n'est probablement pas du type «à haute teneur en glace» (*ice-rich permafrost*), présentant des résistivités supérieures à 50–100 kΩm et typique des glaciers rocheux «à blocs» de lithologie granitique ou gneissique, mais plutôt du type «cimenté par la glace» (*ice-cemented permafrost*), comme cela est le cas dans les glaciers rocheux «à galets» (IKEDA et MATSUOKA 2006; IKEDA 2008). Ce type de pergélisol résulterait de la congélation d'eau souterraine lorsque la température du sol devient négative, ce qui implique que:

1. dans la formation du pergélisol il faut exclure l'incorporation au sein de l'éboulis et des glaciers rocheux de névés permanents ou de plaques de glace qui se seraient formés pendant le Petit Age Glaciaire, ce qui aurait favorisé le développement d'un pergélisol à haute teneur en glace très résistant. Pendant ce stade, en effet, l'altitude de la ligne d'équilibre des glaciers dans la région pour les orientations nord était d'environ 2900 m (calculée sur le glacier de Moiry avec un AAR de 0,67). Cette altitude correspond juste à la base des parois rocheuses dominant le site de Tsaté-Moiry, ce qui réduit pratiquement à zéro la surface d'accumulation potentielle. De plus, du point de vue morphologique, aucune trace d'englacement récent du site n'est visible;
2. la teneur en glace du pergélisol ainsi formé est dépendante de la quantité d'eau pouvant se transformer en glace.

Il est difficile de déterminer si le secteur des glaciers rocheux bénéficie d'un apport en eau plus important que l'éboulis. Cependant, une différence semble être présente dans le volume potentiel de matériaux pouvant stocker cette eau. La granulométrie de surface de plus en plus grossière en direction de l'ouest semble indiquer que la production de débris rocheux pourrait être plus importante dans le secteur des glaciers rocheux que sur l'éboulis, ce qui permettrait d'obtenir un volume de matériaux meubles plus grand dans lequel l'eau peut percoler (et congeler) plus important. Malheureusement, la profondeur et la géométrie de la roche en place ne sont pas connues, ce qui aurait permis de bénéficier de plus d'informations sur le volume de matériaux pouvant être potentiellement «congelé».

5 Conclusion

Les profils ERT et les températures de la surface du sol ont permis de déterminer la structure et la répartition du pergélisol dans le versant et de proposer des considérations sur le rôle de l'eau liquide dans la formation de la glace du pergélisol. Cette eau liquide, en imbibant la partie supérieure du terrain, est également responsable de la formation des nombreuses loupes de solifluxion qui caractérisent le versant. Comme cela a été mis en évidence par LAMBIEL (2011), les quantités d'eau s'infiltrant au printemps et en été dans le terrain conditionnent également fortement les vitesses de fluage des glaciers rocheux 1 et 2. Ces données ont également permis de montrer que, en raison de la lithologie particulière du site, qui influence de manière importante la taille des éléments constituant l'éboulis, les valeurs de résistivité normalement utilisées pour définir la répartition du pergélisol dans les éboulis «à blocs» (> 15–20 k Ω m; cf SCAPOZZA 2012) ne sont pas valables ici. L'éboulis «à galets» de Tsaté-Moiry, en raison de sa granulométrie, est donc soumis à des conditions rhéologiques et d'évolution de la glace du pergélisol (formation, saturation, déformation) très particulières qui sont typiques des éboulis à granulométrie fine mais qui sont par contre très différentes de celles des éboulis «à blocs».

A l'heure actuelle, il n'est par contre pas possible d'expliquer plus en détail l'hétérogénéité de la répartition du pergélisol dans l'éboulis. Tenant compte des considérations présentées ci-dessus, elle pourrait être due à des micro-différences de granulométrie et/ou à la configuration de la roche en place. Dans le futur, la réalisation de plusieurs profils ERT horizontaux et de profils de sismique réfraction pourrait donner d'avantage d'informations sur l'étendue latérale des corps gelés, sur la saturation en glace des sédiments et sur la géométrie de la roche en place. Une étude des mouvements souterrains de l'eau à l'aide de la polarisation spontanée (cf SCAPOZZA *et al.* 2008) pourrait également apporter des informations fondamentales dans la compréhension de l'hydrogéologie du versant.

Remerciements

Cette recherche a été financée par le Fonds national suisse (FNS) de la recherche scientifique (projet no. 200021–119854). Les auteurs tiennent à remercier Laura Bernasconi, Nicola Deluigi et Mariano Bonriposi pour leur aide lors des mesures géoélectriques menées en août 2010. Nous remercions également Reynald Delaloye pour ses nombreux conseils et suggestions lors de la relecture du manuscrit.

6 Références

- DELALOYE, R., 2004: Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale. Thèse de doctorat, Université de Fribourg. *GeoFocus* 10: 240.
- HOELZLE, M.; WEGMANN, M.; KRUMMENACHER, B., 1999: Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps. *Permafrost Periglacial Process*. 10: 113–124.
- IKEDA, A., 2008: Reassessment of DC Resistivity in rock glaciers by comparing with P-wave velocity: a case study in the Swiss Alps. In: HAUCK, C.; KNEISEL, C. (eds.) *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge, Cambridge University Press, 137–152 p.
- IKEDA, A.; MATSUOKA, N., 2006: Pebbly versus bouldery rock glaciers: Morphology, structure and processes. *Geomorphol.* 73: 279–296.
- LAMBIEL, C., 2006: Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité: distribution, régime thermique et instabilités. Thèse de doctorat, Université de Lausanne. *Travaux et recherches* 33: 260.
- LAMBIEL, C., 2011: Le glacier rocheux déstabilisé de Tsaté-Moiry (VS): caractéristiques morphologiques et vitesses de déplacement. In: LAMBIEL, C.; REYNARD, E.; SCAPOZZA, C. (eds) *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3–5 septembre 2009, Olivone. Lausanne, Université de Lausanne, Institut de Géographie, *Géovisions* 36: 211–224.
- LAMBIEL, C.; PIERACCI, K., 2008: Permafrost distribution in talus slopes located within the alpine periglacial belt, Swiss Alps. *Permafrost Periglacial Process*. 19: 293–304.
- LOKE, M.H.; BARKER, R.D., 1996: Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophys. Prospect.* 44: 131–152.
- LÜTSCHG, M.; STÖCKLI, V.; LEHNING, M.; HAEBERLI, W.; AMMANN, W., 2004: Temperatures in two boreholes at Flüela Pass, Eastern Swiss Alps: the effect of snow redistribution on permafrost distribution patterns in high mountain areas. *Permafrost Periglacial Process*. 15: 283–297.
- MARESCOT, L.; LOKE, M.H.; CHAPPELLIER, D.; DELALOYE, R.; LAMBIEL, C.; REYNARD, E., 2003: Assessing reliability of 2D resistivity in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. *Near Surf. Geophys.* 1: 57–67.
- PHILLIPS, M.; ZENKLUSEN MUTTER, E.; KERN-LÜTSCHG, M.; LEHNING, M., 2009: Rapid degradation of ground ice in a ventilated talus slope: Flüela Pass, Swiss Alps. *Permafrost Periglacial Process*. 20: 1–14.
- PIERACCI, K.; LAMBIEL, C.; REYNARD, E., 2008: La répartition du pergélisol dans trois éboulis alpins du massif de la Dent de Morcles (Valais, Alpes suisses). *Géomorphol.: relief, process. environ.* 2: 87–97.
- ROER, I.; HAEBERLI, W.; AVIAN, M.; KAUFMANN, V.; DELALOYE, R.; LAMBIEL, C.; KÄÄB, A., 2008: Observations and considerations on destabilizing active rock glaciers in the European Alps. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June–3 July 2009*: 1505–1510.
- SCAPOZZA C., 2012: Stratigraphie, morphodynamique, paléoenvironnements des terrains sédimentaires meubles à forte déclivité du domaine périglaciaire alpin. Thèse de doctorat, Université de Lausanne. *Géovisions* 41: 551.
- SCAPOZZA, C.; GEX, P.; LAMBIEL, C.; REYNARD, E., 2008: Contribution of self-potential (SP) measurements in the study of alpine periglacial hydrology: examples from the southern Swiss Alps. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June–3 July 2009*: 1583–1588.
- SCAPOZZA, C.; LAMBIEL, C.; BARON, L.; MARESCOT, L.; REYNARD, E., 2011: Internal structure and permafrost distribution in two alpine periglacial talus slopes, Valais, Swiss Alps. *Geomorphol.* 132: 208–221.
- STECK, A.; BIGIUGGERO, B.; DAL PIAZ, G.V.; ESCHER, A.; MARTINETTI, G.; MASSON, H., 1999: Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes 1:100000. Berne, Service hydrologique et géologique national, Carte géologique spéciale No. 123.