

Structure interne et dynamique des glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (Tessin)

Giulia Ramelli ¹
Cristian Scapozza ¹
Stefano Mari ²
Christophe Lambiel ¹

¹ Institut de Géographie
Université de Lausanne
Anthropole
CH - 1015 Lausanne

E-mails :
giulia.rame@gmail.com
cristian.scapozza@unil.ch
christophe.lambiel@unil.ch

² Département des Géosciences
Géographie
Université de Fribourg
Chemin du Musée 4
CH - 1700 Fribourg

E-mail :
stefano.mari@bluewin.ch

In Lambiel C., Reynard E. et Scapozza C. (Eds) (2011). *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n° 36). Institut de géographie, Université de Lausanne.

Résumé

La structure, le régime thermique et la dynamique de trois glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca (Alpes Tessinoises orientales) ont été étudiés grâce à la prospection géophysique et thermique, à des mesures de déplacement effectuées à l'aide du GPS différentiel et à l'analyse d'interférogrammes InSAR. L'utilisation conjointe de ces méthodes a permis de montrer que la présence de pergélisol est probable dans les trois formations étudiées et de prouver leur activité. Les vitesses mesurées sur chaque glacier rocheux sont étroitement liées à leur morphologie. Les glaciers rocheux de Pièi et de Piancabella, qui avaient été considérés comme inactifs sur la base d'indices morphologiques et paléoclimatiques, présentent des vitesses annuelles moyennes de l'ordre de 10-20 cm par année. Le glacier rocheux de Stabbio di Largario, qui est le seul qui présente des signes de déstabilisation (crevasses, niches d'arrachement), présente des vitesses annuelles moyennes supérieures à 55 cm/année.

1. Introduction

Depuis une dizaine d'années, les études relatives à la réaction du pergélisol alpin face au réchauffement climatique et à sa relation possible avec l'augmentation des instabilités de terrain en haute montagne se sont multipliées. De nombreux efforts ont porté sur la réalisation de modèles expliquant la répartition et les conditions d'occurrence du pergélisol et sur la compréhension des processus et de la dynamique des terrains gelés en permanence (par ex. Hoelzle et al., 2001 ; Käab et al., 2005). En Suisse, on estime que le pergélisol couvre approximativement 5% de la surface du pays (Nötzli et Gruber, 2005). La plupart des études se sont concentrées jusqu'à aujourd'hui sur les Alpes grisonnes, valaisannes et bernoises, laissant généralement de côté le sud des Alpes suisses en général et le Tessin en particulier (Scapozza et Reynard, 2007).

Au cours des dernières années, de nombreuses instabilités de terrain ont eu lieu dans les vallées alpines du Tessin. On estime qu'environ la moitié de ces événements se sont produits dans des secteurs où la présence de pergélisol est possible ou dans des secteurs caractérisés par le retrait glaciaire récent. Des mesures effectuées par la *Sezione Forestale Cantonale* montrent qu'au Val Soi (Val Blenio), par exemple, les premiers signes d'instabilité de matériel détritique s'observent à proximité de la limite inférieure du pergélisol (Valenti, 2006). Au dessus du village de Fontana (Val Bedretto), en 2005, une lave torrentielle s'est déclenchée en zone de dégradation du pergélisol (Valenti, 2006). Dans ce contexte, une meilleure connaissance des caractéristiques du pergélisol au Tessin s'avère nécessaire. Plusieurs études relatives à la répartition du pergélisol au niveau local, au régime thermique du pergélisol et à la datation de glaciers rocheux ont été effectuées récemment (par ex. Scapozza et Reynard, 2007 ; Scapozza et Fontana, 2009 ; Scapozza et al., 2011). Par contre, la dynamique des glaciers rocheux tessinois est encore largement méconnue (Scapozza et Mari, 2010).

Cet article présente les résultats préliminaires d'investigations de type géophysique, thermique et dynamique effectuées sur trois glaciers rocheux du massif de la Cima di

Gana Bianca (Val Blenio), avec pour objectifs principaux la détermination de la structure interne des glaciers rocheux, l'étude du régime thermique et la quantification des vitesses de déplacement. Cette étude s'insère dans un projet plus large de monitoring à long terme de la dynamique de plusieurs glaciers rocheux du Sud des Alpes suisses (voir Mari et al., 2010 ; Ramelli, 2010 ; Scapozza et Mari, 2010).

2. Caractéristiques de la zone d'étude

Le massif de la Cima di Gana Bianca se situe dans la partie orientale des Alpes Tessinoises (NE du Canton du Tessin), plus précisément entre le Val Blenio et le Val Malvaglia, à proximité du massif de l'Adula/Rheinwaldhorn. La zone d'étude est caractérisée par la présence de nombreux éboulis et glaciers rocheux, du fait de l'abondance de matériaux détritiques provenant des parois rocheuses du massif (Scapozza et Reynard, 2007). Du point de vue géologique, le massif se trouve dans la nappe du Simano et dans le complexe des nappes de l'Adula (Pennique inférieur), avec comme lithologie dominante des gneiss et des micaschistes (Scapozza et Fontana, 2009).



Fig. 1 : Les glaciers rocheux de Pièi (A) (photo C. Scapozza), de Piancabella (B) (photo G. Ramelli) et de Stabbio di Largario (C) (photo G. Ramelli).

Une première description des 18 glaciers rocheux de la région a été proposée par Scapoza et Reynard (2007), qui les ont différenciés en glaciers rocheux actifs/inactifs et fossiles sur la base de critères morphologiques et de température des sources (Fig. 2). D'autres investigations, notamment géophysiques, ont permis de préciser la répartition du pergélisol dans la région et de situer l'altitude de la limite inférieure du pergélisol discontinu aux environs de 2'200-2'500 m d'altitude selon l'orientation du versant (par ex. Scapoza et Fontana, 2009 ; Scapoza et al., 2008 et 2011). Cette étude s'est concentrée sur les glaciers rocheux de Pièi, de Piancabella et de Stabbio di Largario (Fig. 1), leur activité ayant été attestée par l'analyse d'interférogrammes InSAR (voir Mari et al., 2010 ; Scapoza et Mari, 2010).

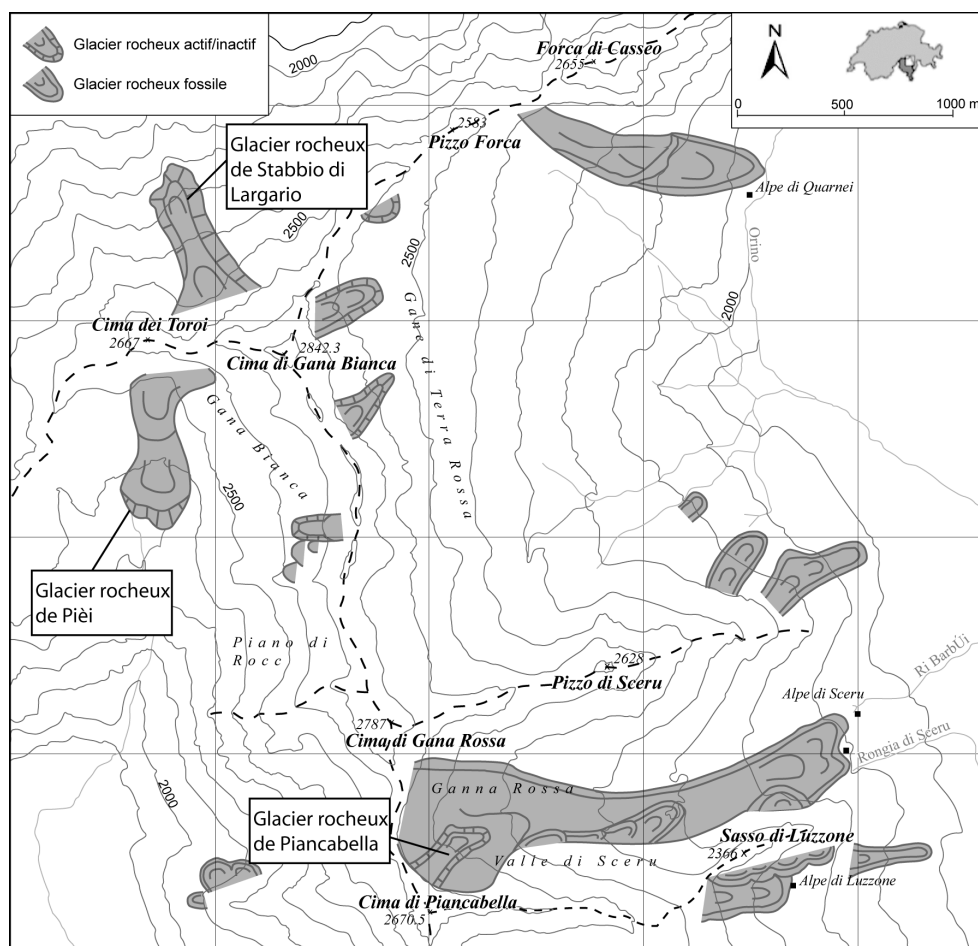


Fig. 2 : Les glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca (modifié d'après Scapoza et Reynard, 2007). Les glaciers rocheux étudiés ici sont ceux de Pièi, de Piancabella et de Stabbio di Largario.

3. Méthodes

3.1. Sondage géoélectrique

Le sondage géoélectrique permet de mesurer la variation verticale de la résistivité électrique de la sub-surface en un point fixe et donc d'obtenir une coupe géoélectrique du sous-sol (voir par ex. Reynard et al., 1999; Ikeda, 2006). Le principe de la méthode est basé sur l'injection d'un courant électrique continu dans le terrain, ce qui permet, par le biais de quatre électrodes reliées par des câbles (deux électrodes de courant A et B et deux électrodes de potentiel M et N), de mesurer la résistivité apparente du sous-sol et d'obtenir ainsi une coupe géoélectrique en augmentant la distance entre les électrodes à chaque point de mesure (Scapozza et al., 2011). On obtient alors des informations sur la résistivité apparente et l'épaisseur de chaque couche traversée, ce qui permet d'estimer la nature et le matériel qui caractérise chaque couche. Le dispositif utilisé dans ce travail est de type Schlumberger, avec une géométrie symétrique AMNB (la distance MN étant égale ou inférieure à 1/5 de AB). Les résistivités spécifiques et l'épaisseur des couches ont été obtenues par inversion des données de résistivité apparente à l'aide du logiciel DCINV (Pirttijärvi, 2004).

3.2. Monitoring des températures de la surface du sol

L'enregistrement en continu de la température de la surface du sol à l'aide de petits capteurs autonomes (mini-loggers) permet d'obtenir des informations sur l'état thermique du sol tout au long de l'année et sur l'évolution du manteau neigeux au cours de l'hiver (Hoelzle et al., 1999; Delaloye 2004). **Dans certains cas, des informations** quant à la présence ou l'absence du pergélisol peuvent en être tirées (Delaloye, 2004). Dans cette étude, des capteurs autonomes de température du type UTL-1 et UTL-3 (*Universal Temperature Logger*, Geotest AG ; Hoelzle et al., 1999), avec une précision de mesure de $\pm 0.25^\circ\text{C}$, ont été utilisés. Programmés avec un intervalle de mesure de 2 heures, ils ont été placés sur un profil amont-aval au centre des glaciers rocheux, à des profondeurs variant entre 10 et 50 cm selon les caractéristiques du terrain.

3.3. GPS différentiel

Le GPS différentiel (DGPS) permet d'effectuer des mesures de déplacement avec une précision centimétrique (Berthling et al., 1998; Little et al., 2003). La technique du GPS différentiel nécessite l'utilisation de deux antennes réceptrices : une antenne de base fixe et une antenne mobile permettant d'effectuer les mesures de terrain. L'antenne de base fixe est placée toujours au même endroit, de coordonnées connues, et permet de corriger en temps réel les valeurs mesurées à l'aide de l'antenne mobile (technique du *real-time kinematic* GPS, voir Lambiel et Delaloye, 2004). Pour cette étude, deux campagnes de mesures espacées de 3-4 mois ont été effectuées. Entre 30 et 40 blocs par glacier rocheux ont été marqués une première fois

entre la fin du mois de juin et le début du mois de juillet 2009. La position de ces blocs a été mesurée à nouveau durant la première moitié du mois d'octobre, permettant ainsi de connaître les mouvements estivaux des glaciers rocheux investigués. Ces valeurs ont ensuite été converties en vitesses de déplacement annuelles (m/année). Enfin, les vitesses mesurées ont été mises en relation avec les ordres de grandeur de déplacements obtenus grâce à l'analyse d'interférogrammes InSAR pour la période 1994-2007 (Mari et al., 2010).

4. Résultats et interprétations

4.1. Glacier rocheux de Pièi

Caractéristiques géomorphologiques

Situé entre 2'340 m et 2'560 m, sur un versant orienté au sud, le glacier rocheux de Pièi occupe une surface d'environ 15 ha. Il a été décrit pour la première fois par Zeller (1964), qui en estime le volume à 2.5-3 mio de m³. Le glacier rocheux se situe dans une cuvette et la couleur très claire des orthogneiss de la Cima di Gana Bianca, par leur albédo très élevé, favorise probablement un maintien de conditions froides au sol. Le front est composé de blocs de taille décimétrique avec de la végétation éparse (lande à éricacées avec myrtilles et rhododendrons). Le corps présente un chaos de blocs dépourvus de végétation avec des rides transversales bien marquées. Vers 2'450 m d'altitude, on trouve un deuxième lobe se superposant au lobe principal du glacier rocheux (Fig. 1A). Les lichens sont absents et les rides sont plus marquées. Sa morphologie laisse penser que ce lobe est actif (Scapozza et Reynard, 2007). Le glacier rocheux peut être considéré comme polymorphique au sens de Frauenfelder et Käb (2000).

Températures de surface

Trois capteurs de température ont été placés sur un profil amont-aval sur la partie frontale du glacier rocheux, deux sur le lobe inférieur du glacier rocheux (PIE-03 et PIE-04) et un (PIE-01) à l'aval du front (Fig. 3). Malheureusement, seuls 3 capteurs ont fonctionné. Du fait des importantes chutes de neige qui ont caractérisé l'hiver 2008-2009, les températures mesurées au cours de l'hiver sont demeurées très stables et ne sont jamais descendues en dessous de -2°C (Fig. 4). Sur le lobe inférieur, les températures se sont refroidies lentement tout au long de l'hiver pour se stabiliser vers -1.2°C pour PIE-03 et -0.7°C pour PIE-04 vers le début du mois d'avril. A l'emplacement de PIE-01, situé en aval du front du glacier rocheux, les températures ont été positives tout au long de l'année, avec un minimum à +0.3°C vers la fin du mois de mai. Du fait des conditions d'enneigement de l'hiver 2008-2009, les températures de la surface du sol mesurées par PIE-03 et PIE-04 n'excluent pas complètement la présence de pergélisol dans le lobe inférieur du glacier rocheux.

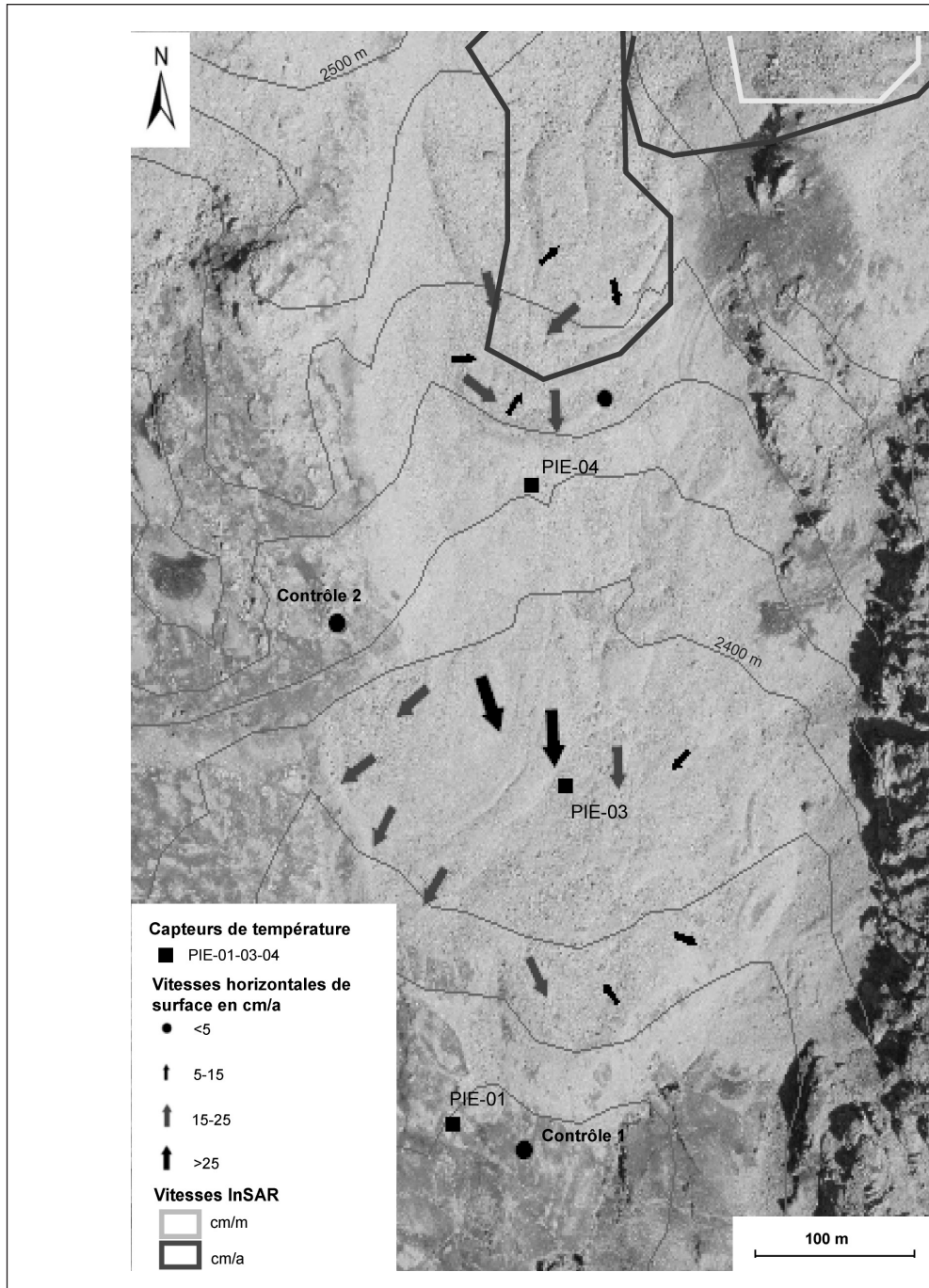


Fig. 3 : Position des capteurs de température et vitesses de déplacement du glacier rocheux de Pièi mesurées à l'aide du GPS différentiel et estimées sur la base de l'analyse d'interférogrammes InSAR. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA100454).

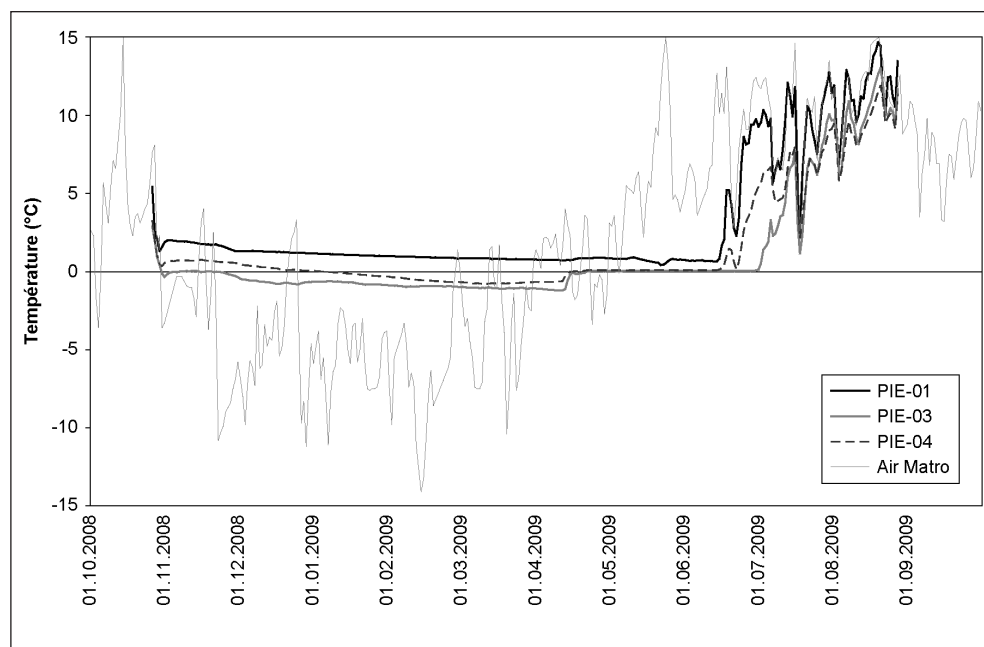


Fig. 4 : Températures de la surface du sol enregistrées sur le glacier rocheux de Pièi entre octobre 2008 et août 2009. Données de la température de l'air d'après MétéoSuisse (station du Matro, Val Blenio, 2'171 m). Pour la position des capteurs de température, voir la Fig. 3.

Dynamique

D'après les interférogrammes InSAR, les mouvements semblent absents dans le lobe inférieur, alors que sur le lobe supérieur, l'interférométrie radar montre des vitesses de déplacement de l'ordre de quelques cm par année (Fig. 3). Les vitesses de déplacement mesurées à l'aide du GPS différentiel entre juin et octobre 2009 ne confirment pas cette répartition spatiale des mouvements. En effet, les valeurs mesurées montrent que les deux lobes du glacier rocheux sont probablement actifs, avec des vitesses de déplacement annuelles comprises entre 3 et 30 cm/an (Fig. 3). La répartition des vitesses et la direction des mouvements sur le lobe inférieur sont hétérogènes. Les vitesses sont plus importantes sur la partie ouest du lobe, tandis que la direction des mouvements est convergente au centre et divergente juste en amont du front.

4.2. Glacier rocheux de Piancabella

Caractéristiques géomorphologiques

Le glacier rocheux de Piancabella est orienté au NE. Son front, situé à une altitude de 2'440 m, est composé de blocs décimétriques, tandis que le corps se caractérise par une carapace de blocs métriques, la présence de plusieurs sillons transversaux et une absence totale de végétation (Fig. 1B). Etant donnée la morphologie homogène, il

s'agit d'un glacier rocheux monomorphique au sens de Frauenfelder et Käab (2000). Des études sur la structure interne, le régime thermique, l'âge et l'hydrogéologie de ce glacier rocheux sont menées depuis 2006 (voir Scapozza et al., 2008, 2010 et 2011).

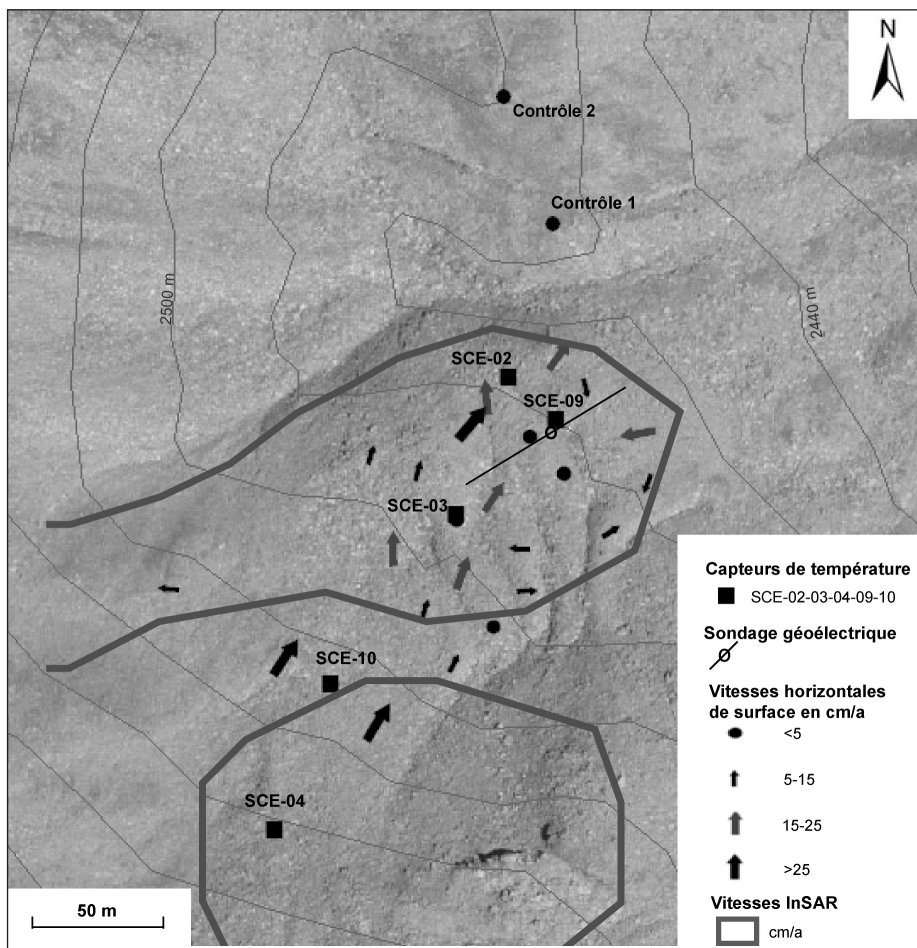


Fig. 5 : Vitesses de déplacement du glacier rocheux de Piancabella mesurées à l'aide du GPS différentiel et estimées sur la base de l'analyse d'interférogrammes InSAR et position des capteurs de température. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA100454).

Structure interne

Un sondage géoélectrique a été réalisé dans le sens de la pente, au centre de la partie frontale du glacier rocheux (Fig. 5). La stratigraphie électrique présente une première couche de 4 m d'épaisseur et de 5 kΩm de résistivité, suivie par une couche plus résistante (47 kΩm), située entre 4 et 21 m de profondeur, et par une troisième couche peu résistante (1 kΩm) située en profondeur (Fig. 6). On en déduit la présence probable d'un niveau gelé faiblement résistant et assez épais sous une couche

active d'environ 4 mètres d'épaisseur. Un aquifère pourrait être présent à la base des sédiments gelés. Ces mesures ont été complétées par deux profils de résistivité apparente et deux tomographies VLF-R (Very-Low Frequency Resistivity) réalisées dans la partie frontale du glacier rocheux (Scapozza et al., 2008 et 2011).

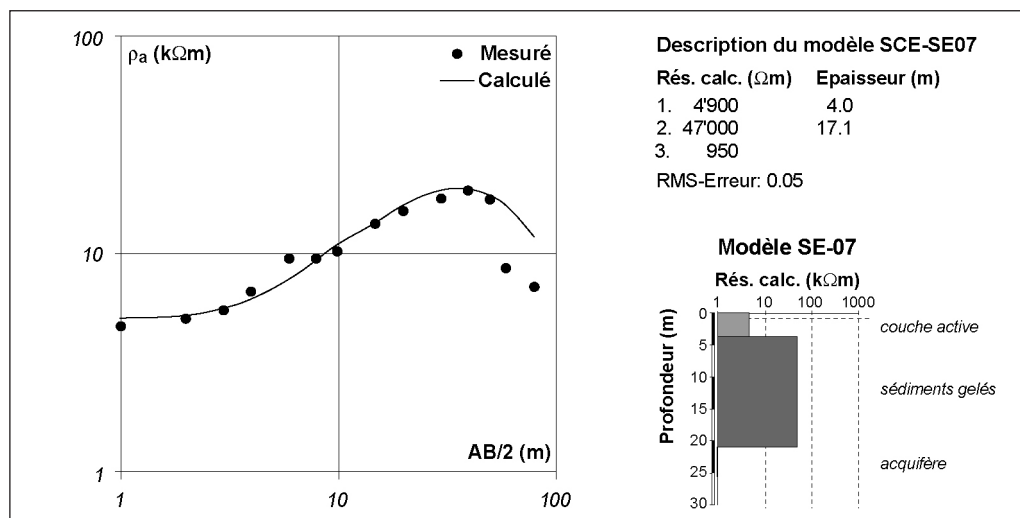


Fig. 6 : Sondage géoélectrique réalisé sur le glacier rocheux de Piancabella (modifié d'après Scapozza et al., 2011).

Températures de surface

Les températures de la surface du sol sur le glacier rocheux de Piancabella sont mesurées depuis l'hiver 2006-2007. Les données de cinq capteurs de température sont disponibles pour l'année hydrologique 2008-2009. SCE-02 et SCE-09 sont situés juste en amont du front, SCE-03 est localisé un peu plus en amont, vers le centre de la partie frontale, tandis que SCE-10 se trouve dans la zone de transition entre le glacier rocheux et l'éboulis sus-jacent, marquée par une rupture de pente (Fig. 5). Le capteur SCE-04, enfin, se situe dans l'éboulis qui domine le glacier rocheux. L'évolution des températures tout au long de l'hiver sur le glacier rocheux n'est pas homogène (Fig. 7). Les températures les moins froides ont été enregistrées par SCE-09, avec un minimum de -0.7°C vers la fin du mois d'avril. La partie gauche du front montre des températures plus froides. SCE-02 a en effet enregistré des températures inférieures à -2.0°C tout au long de l'hiver, avec une température d'équilibre hivernale stable autour de -2.5°C pendant les mois de février et mars. SCE-04 et SCE-10 affichent des températures hivernales assez stables autour de -1.2°C , respectivement -1.5°C . L'emplacement le plus froid est SCE-03, qui présente des valeurs légèrement fluctuantes tout au long de l'hiver, avec un minimum à -3.0°C au début du mois de mars. Ce capteur se situe au sommet d'un bourrelet de fluage, où la neige a des difficultés à s'accumuler à cause de l'action du vent, ce qui pourrait expliquer la variabilité des températures mesurées.

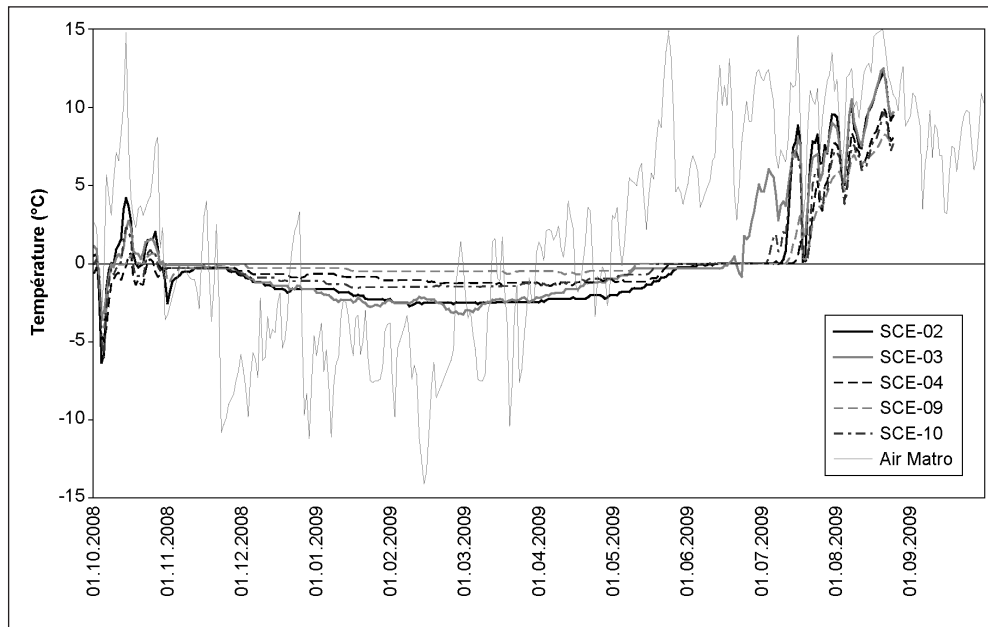


Fig. 7 : Températures de la surface du sol enregistrées sur le glacier rocheux de Piancabella pour l'année hydrologique 2008-2009. Données de température de l'air d'après MétéoSuisse (station du Matro, Val Blenio, 2'171 m). Pour la position des capteurs de température, voir la Fig. 5.

Dynamique

L'analyse d'interférogrammes InSAR sur le glacier rocheux de Piancabella montre que la formation est active, et révèle des vitesses de déplacement de l'ordre de quelques cm/an (Fig. 5). Les mesures au DGPS effectuées entre juin et octobre 2009 dévoilent des vitesses globalement comprises entre 5 et 25 cm/an, avec des valeurs légèrement supérieures localement. Ces données permettent de confirmer la faible activité du glacier rocheux de Piancabella, postulée sur la base d'arguments morphologiques et paléoclimatiques par Scapozza et Reynard (2007) et Scapozza et al. (2010).

4.3. Glacier rocheux de Stabbio di Largario

Caractéristiques géomorphologiques

Le glacier rocheux de Stabbio di Largario se situe au nord de la Cima di Gana Bianca (2'842 m), à une altitude comprise entre 2'600 et 2'240 mètres d'altitude. La partie latérale gauche s'est partiellement éboulée dans le talweg qui descend au nord-ouest du glacier rocheux (Fig. 1C). Dans la partie centrale de la formation, une longue crevasse longitudinale et des crevasses transversales de plusieurs mètres de longueur sont visibles (Fig. 8). Ces observations témoignent d'une certaine instabilité. Dans la partie amont de la formation, vers 2'440 m, on observe une dépression occupée il y a peu par un glacieret, résidu d'un glacier du Petit Age Glaciaire (Maisch, 1992). Toute la zone est marquée par une longue persistance de la neige au printemps.

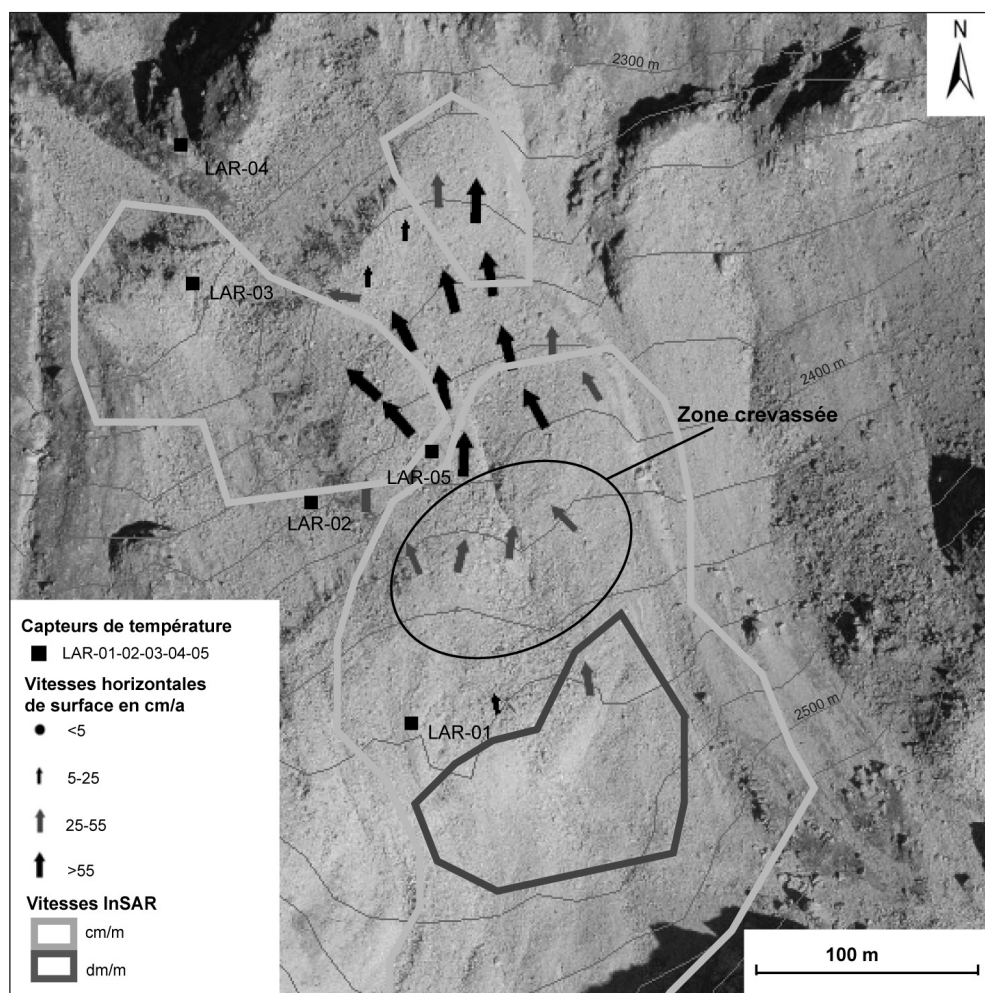


Fig. 8 : Vitesses de déplacement du glacier rocheux de Stabbio di Largario mesurées à l'aide du GPS différentiel et estimées sur la base de l'analyse d'interférogrammes InSAR et position des capteurs de température. Reproduit avec l'autorisation de swisstopo (BA100454).

Températures de surface

Pour le glacier rocheux de Stabbio di Largario, les données de cinq capteurs de température sont disponibles (Fig. 9). Le capteur LAR-05 a été placé au centre du glacier rocheux, dans la zone présentant des crevasses. Malheureusement, les données de trois autres capteurs de température placés sur un profil amont-aval le long du glacier rocheux ne sont pas disponibles à cause d'un dysfonctionnement. Pour pallier à ce manque d'informations thermiques, les données de quatre autres capteurs de températures, placés le long de la pente à l'ouest du glacier rocheux par la *Sezione Forestale Cantonale*, sont présentées (Fig. 8). Les capteurs LAR-01, LAR-03 et LAR-04 dévoilent des températures hivernales inférieures à -3°C , avec une courte période

d'équilibre hivernal atteint vers la mi-avril et présentant des températures d'environ $-2/-3^{\circ}\text{C}$. Tenant compte des importantes chutes de neige qui ont caractérisé l'hiver 2008-2009, ces températures hivernales pourraient témoigner de la présence probable de pergélisol dans ce secteur. Quelques réserves doivent être émises pour LAR-04, qui est placé sur de la roche en place en aval du front du glacier rocheux. Bien que positionnés sur le glacier rocheux, dans un secteur présentant des indices évidents de déstabilisation gravitaire, les capteurs LAR-02 et LAR-05 affichent des températures supérieures à -1°C . A nouveau, ces températures relativement élevées pourraient s'expliquer par la forte isolation nivale de cet hiver 2008-2009.

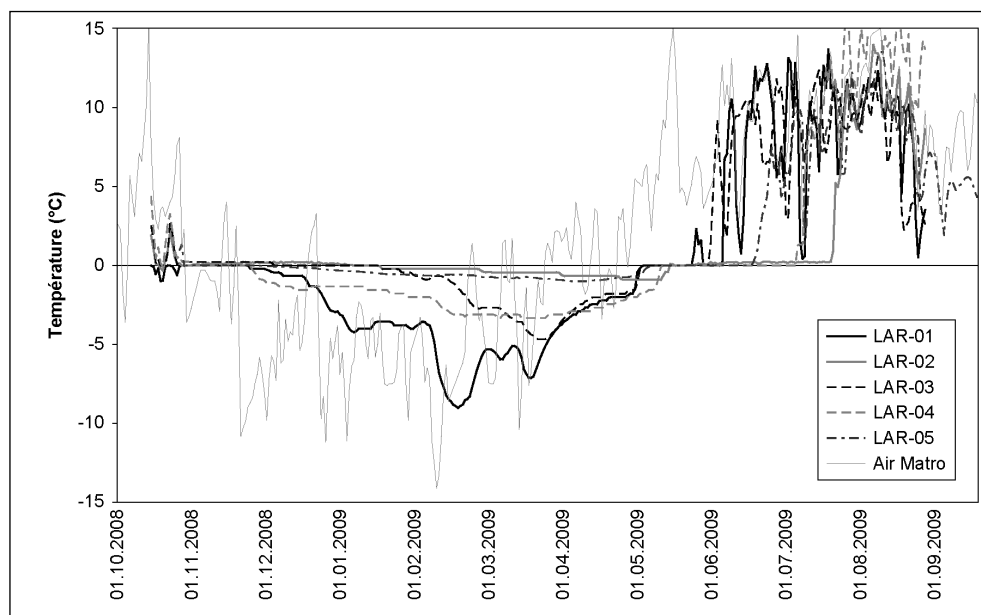


Fig. 9 : Températures de la surface du sol enregistrées sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario entre octobre 2008 et août 2009. Données de la température de l'air d'après MétéoSuisse (station du Matro, Val Blenio, 2'171 m). Pour la position des capteurs de température, voir la Fig. 8.

Dynamique

L'analyse d'interférogrammes InSAR montre que le glacier rocheux de Stabbio di Largario est actif, avec des vitesses de déplacement comprises entre quelques cm/mois et quelques dm/mois (Fig. 8). Les mouvements les plus rapides se situent dans la partie supérieure du glacier rocheux, à l'emplacement de la cuvette occupée jusqu'à la fin des années 1970 par un glacieret. Ces mouvements pourraient être dus à la fusion de glace sédimentaire présente sous la couverture de blocs à cet endroit. Les mesures effectuées au DGPS au cours de l'été 2009 doivent être interprétées avec beaucoup de précautions. En effet, suite au déplacement de l'antenne de base et du fait qu'aucun point de contrôle n'a été mesuré en octobre 2009 à cause de problèmes d'accès à la partie latérale gauche du glacier rocheux, il a été nécessaire

d'opérer des corrections sur les déplacements mesurés. Les déplacements ont été corrigés en fonction des deux blocs qui ont le moins bougé (et qui ont été considérés comme fixes). Les vitesses de déplacement présentées dans la figure 8 sont relatives à ces deux blocs et doivent donc être considérées comme des vitesses minimales. Les vitesses de déplacement les plus importantes, supérieures à 55 cm/an, se situent sur la partie centrale du glacier rocheux, juste en aval du secteur caractérisé par d'importantes crevasses, et sur la partie droite du secteur aval. Le centre du secteur aval, par contre, affiche des vitesses de déplacement quasi nulles, ce qui est confirmé par les interférogrammes InSAR. La forte activité du secteur amont mise en évidence par InSAR n'a par contre pas pu être vérifiée par des mesures de terrain, du fait de la présence de neige au moment des campagnes de terrain.

5. Discussion et conclusions

L'ensemble des mesures effectuées montre que la présence de pergélisol est probable à l'intérieur des trois glaciers rocheux étudiés. Malgré le fait que, pour les glaciers rocheux de Pièi et de Stabbio di Largario, des données géophysiques fiables ne sont pas disponibles à l'heure actuelle (nous disposons seulement de données préliminaires incomplètes que l'on a renoncé à reproduire ici), l'analyse d'interférogrammes InSAR et les mesures de déplacement de blocs effectuées *in situ* à l'aide du GPS différentiel montrent que les trois formations sont actives. Ces résultats permettent de confirmer l'activité du glacier rocheux de Stabbio di Largario et du lobe supérieur du glacier rocheux de Pièi, qui avait déjà été proposée sur la base d'arguments morphologiques par Scapozza et Reynard (2007). Ces mesures montrent également que le glacier rocheux de Piancabella et le lobe inférieur du glacier rocheux de Pièi, qui avaient été considérés comme inactifs par Scapozza et Reynard (2007) et Scapozza et al. (2010) sur la base d'arguments morphologiques et paléoclimatiques, sont actifs, bien que ces deux formations affichent des vitesses de déplacement relativement faibles (de l'ordre de 10-20 cm/an).

Les vitesses de déplacement les plus rapides ont été mesurées sur le glacier rocheux de Stabbio di Largario (vitesses > 50 cm/an). Du point de vue morphologique, cette formation est la seule qui présente des signes de déstabilisation. Pour le glacier rocheux de Piancabella, on peut postuler une réactivation récente de la formation. En effet, des arguments d'ordre paléoclimatiques indiquent que ce glacier rocheux s'est probablement inactivé à la fin de l'Optimum climatique médiéval, et qu'il ne s'est probablement pas réactivé tout au long du Petit Age Glaciaire (Scapozza et al., 2010). Quant au glacier rocheux de Pièi, enfin, les deux lobes de la formation ne présentent pas de différences significatives des vitesses, ceci malgré la différence morphologique entre les deux parties et le fait que le lobe inférieur est plus ancien de quelques millénaires que le lobe supérieur (Scapozza et Ramelli, 2010).

Dans l'optique d'un suivi de l'évolution de la cryosphère du versant sud des Alpes par rapport aux autres contextes morphoclimatiques alpins, la poursuite des mesures thermiques de ces glaciers rocheux est souhaitée. Dans le cas du glacier rocheux de Stabbio di Largario, un suivi des mouvements devrait être envisagé, dans la mesure

où ce glacier rocheux constitue la partie sommitale de deux petits systèmes torrentiels très actifs dans le Val Soi (cf. Müller 2010).

Remerciements

Nos remerciements vont aux collègues et aux amis qui ont participé à l'acquisition des données de terrain. Un remerciement particulier à Giorgio Valenti, de la *Sezione Forestale Cantonale*, pour nous avoir mis à disposition les données des capteurs de température pour le glacier rocheux de Stabbio di Largario.

Bibliographie

- Berthling, I., Etzelmüller, B., Eiken, T. et Sollid, J.L. (1998). Rock glaciers on Prins Karls Forland, Svalbard. I: internal structure, flow velocity and morphology. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9 : 135-145.
- Delaloye, R. (2004). *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Thèse de doctorat, Département des Géosciences de l'Université de Fribourg. GeoFocus Vol. 10, 240 pp.
- Frauenfelder, R. et Kääh, A. (2000). Towards a paleoclimatic model of rock glacier formation in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 31 : 281-286.
- Hoelzle, M., Wegmann, M. et Krummenacher, B. (1999). Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10 : 113-124.
- Hoelzle, M., Mittaz, C., Etzelmüller, B. et Haeberli, W. (2001). Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: an overview of current developments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12 : 53-68.
- Ikeda, A. (2006). Combination of conventional geophysical methods for sounding the composition of rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17 : 35-48.
- Kääh, A., Reynolds, J.M. et Haeberli, W. (2005). Glacier and permafrost hazards in high mountains. In: U.M Huber, H.K. Bugmann et M.A. Reasoner (Eds.), *Global change and mountain regions (a state of knowledge overview)* (pp. 225-234). Dordrecht: Springer.
- Lambiel, C. et Delaloye, R. (2004). Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: examples from the western Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15 : 229-241.
- Little, J.D., Sandall, H., Walegur, M.T. et Nelson, F.E. (2003). Application of differential global positioning systems to monitor frost heave and thaw settlement in tundra environments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14 : 349-357.
- Maisch, M. (1992). Die Gletscher Graubündens. Geographischen Institut der Universität Zürich, *Physische Geographie*, 33, 2 vol.
- Mari, S., Delaloye, R., Scapozza, C. et Strozzi, T. (2010). Inventario dei movimenti di terreno per analisi dei segnali InSAR nelle Alpi meridionali svizzere (periodo 1994-2007). *Ce volume*.

- Müller, G. (2010). *Géomorphologie et cartographie morphodynamique dans le Val Soi (Blenio, Tessin)*. Mémoire de master. Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, 98 pp.
- Nötzli, J. et Gruber, S. (2005). Alpin Permafrost – ein Überblick. *Jahrbuch des Vereins zum Schutz der Bergwelt*, 70 : 111-121.
- Pirttijärvi, M. (2004). *DCINV v. 1.3. 1-D interpretation of electrical (DC) soundings*. Division of Geophysics, University of Oulu, 10 p.
- Ramelli, G. (2010). *Structure interne, dynamique et âge des glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (TI)*. Mémoire de master, Institut de Géographie de l'Université de Lausanne, 141 pp.
- Reynard, E., Delaloye, R. et Lambiel, C. (1999). Prospection géoélectrique du pergélisol alpin dans le massif des Diablerets (VD) et au Mont Gelé (Nendaz, VS). *Bulletin de la Murithienne*, 117 : 89-103.
- Scapozza, C. et Reynard, E. (2007). Rock glaciers e limite inferiore del permafrost discontinuo tra la cima di Gana Bianca e la Cima di Piancabella (Val Blenio, TI). *Geologia Insubrica*, 10 : 29-40.
- Scapozza, C. et Fontana, G. (Eds) (2009). Le Alpi Bleniesi. Storia glaciale e periglaciale e patrimonio geomorfologico. *Memorie della Società ticinese di Scienze naturali e del Museo cantonale di storia naturale, Lugano*, 10 : 1-111.
- Scapozza, C. et Mari, S. (2010). Catasto, caratteristiche e dinamica dei rock glaciers delle Alpi Ticinesi. *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 98: 15-29.
- Scapozza, C. et Ramelli, G. (2010). Relative-age dating of rockglacier surfaces with Schmidt hammer in Blenio Valley, Southern Swiss Alps. *Thermal state of frozen ground in a changing climate during IPY. Abstracts from the Third European Conference on Permafrost, Svalbard, Norway, 13-17 June 2010*: 288.
- Scapozza, C., Gex, P., Lambiel, C. et 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., Reynard, E., Fallot, J.-M., Antognini, M. et Schoeneich, P. (2010). Radiocarbon dating of fossil wood remains buried by the Piancabella rock glacier, Blenio Valley (Ticino, Southern Swiss Alps): implications for rock glacier, treeline and climate history. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21 : 90-96.
- Scapozza, C., Lambiel, C., Gex, P. et Reynard, E. (2011). Prospection géophysique multi-méthodes du pergélisol alpin dans le sud des Alpes suisses. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1/2011 : 15-32.
- Valenti, G. (2006). Il permafrost in Ticino. *Dati, statistiche e società*, 6 : 46-50.
- Zeller, G. (1964). Morphologische Untersuchungen in den östlichen Seitentälern des Val Blenio. *Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie*, 13 : 1-116.