

Glaciers rocheux et répartition régionale du permafrost discontinu dans les Alpes Tessinoises orientales (Suisse)

Cristian SCAPOZZA, Christophe LAMBIEL et Emmanuel REYNARD

Institut de Géographie, Université de Lausanne
Dorigny – Anthropole, CH-1015 Lausanne

Cristian.Scapozza@unil.ch

Abstract

A regional model was used to simulate the permafrost distribution in the Eastern Alps of the Ticino canton (Southern Swiss Alps). The model used is based on the assumption that the permafrost distribution at the regional scale depends mainly on altitude and orientation and that the minimal altitude of active/inactive rockglaciers can be used as an indicator of the lower limit of discontinuous permafrost. The model, in combination with relative dating of the relict rockglaciers - based on the comparison with glacier extensions during the Lateglacial - also allowed the reconstruction of the Younger Dryas and Older Dryas permafrost distribution.

Résumé

Un modèle régional a été utilisé pour simuler la répartition du permafrost dans les Alpes Tessinoises orientales (Sud des Alpes Suisses). Le modèle utilisé est basé sur le fait que la répartition du permafrost à l'échelle régionale dépend essentiellement de l'altitude et de l'orientation, et que l'altitude minimale des glaciers rocheux actifs/inactifs peut être utilisée comme un indicateur de la limite inférieure du permafrost discontinu. Ce modèle a aussi permis, en combinaison avec la datation relative des glaciers rocheux fossiles - basée sur la comparaison avec les extensions glaciaires pendant le Tardiglaciaire - de reconstituer la répartition du permafrost au Dryas récent et au Dryas ancien.

1 Introduction

La problématique de la dégradation du permafrost alpin face aux changements climatiques a conduit, dans les dernières décennies, à une multiplication des recherches dans ce domaine. Beaucoup d'efforts ont été menés dans la production de modèles pouvant expliquer la répartition et les conditions d'occurrence du permafrost, ainsi que les processus agissant sur les terrains gelés en permanence à toutes les échelles spatiales (par exemple, Hoelzle *et al.* 2001). Dans ce contexte, le sud des Alpes Suisses en général et le Tessin en particulier, ont été jusqu'ici peu touchés par les recherches sur les environnements périglaciaires alpins. Parmi les quelques recherches qui ont étudié la répartition du permafrost dans les Alpes Tessinoises, nous pouvons citer les travaux de Scapozza & Reynard (2007) et Scapozza (2008). Cette contribution présente le résultat d'un inventaire de glaciers

rocheux effectué dans les Alpes Tessinoises orientales, comprenant la rive gauche du Val Leventina et le Val Blenio avec ses vallées latérales (Fig. 1). L'objectif de cette recherche est, d'une part, de pouvoir proposer un modèle de la répartition actuelle et passée du permafrost à l'échelle régionale dans les Alpes Tessinoises orientales et, d'autre part, d'essayer de caler chronologiquement cette évolution en proposant une datation relative des glaciers rocheux pour la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca, situé dans le secteur sud-est de la zone étudiée.

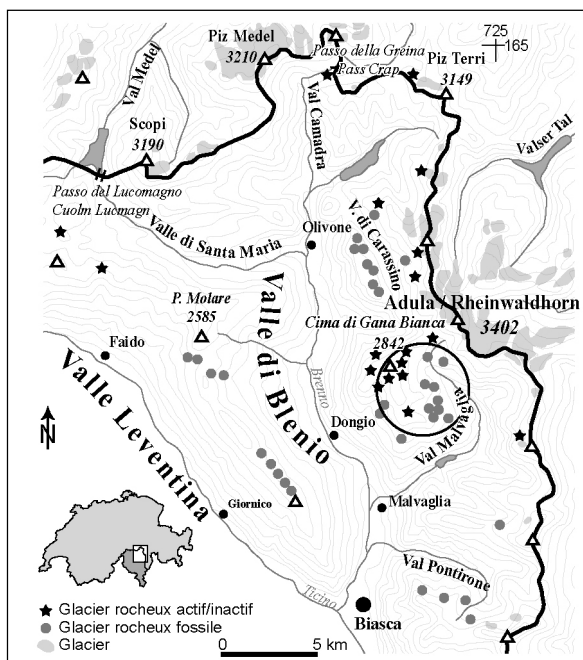


Figure 1

Localisation de la zone d'étude. Le cercle marque la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca.

2 Zone d'étude

La région d'étude se situe dans la partie nord-est du Canton du Tessin (Suisse), à cheval entre les domaines tectoniques sud-helvétique (massif du Gothard avec sa couverture autochtone et para autochtone) et pennique inférieur (principalement les gneiss de Leventina/Lucomagno et les nappes du Simano et de l'Adula). Elle couvre une surface d'environ 400 km², dont 180 situés au-dessus des 2000 m d'altitude. Du fait d'une altitude maximale de 3402 m et d'une ligne de névé se situant à environ 2800-3000 m (Maisch 1992), la région ne présente pas de grands glaciers. A 2500 m d'altitude les

précipitations moyennes annuelles sont d'environ 2300 mm/an et la moyenne annuelle des températures de l'air (MAAT) est d'environ -1°C (Scapozza 2008). Dans le massif de la Cima di Gana Bianca, de nombreuses méthodes (température de la surface du sol, méthodes géophysiques de résistivité, électromagnétiques et de polarisation spontanée) ont été utilisées pour cartographier le permafrost et analyser les écoulements d'eau à l'intérieur des formes périglaciaires (Scapozza 2008, Scapozza *et al.* 2008).

3 Méthodes utilisées

3.1 Cartographie géomorphologique

L'ensemble de la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca a fait l'objet d'une cartographie géomorphologique de détail au 1:10'000 sur le fond topographique du plan d'ensemble du cadastre tessinois. Ce levé a été réalisé sur la base de la légende développée à l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (Schoeneich *et al.* 1998). La classification des glaciers rocheux selon les catégories « glacier rocheux actif/inactif » et « glacier rocheux fossile » (*sensu* Barsch 1996) a été effectuée essentiellement sur la base d'indices morphologiques (aspect général de la forme, présence de dépressions, présence de végétation, pente et sédimentologie du front, etc.).

3.2 Reconstitutions paléogéographiques

La chronologie et la corrélation des stades glaciaires est basée sur la dépression de l'altitude de la ligne d'équilibre des glaciers (DLEG) par rapport au stade de 1850. L'altitude de la ligne d'équilibre (LEG) a été déterminée à l'aide de la méthode de partage des surfaces (méthode 2:1) avec un AAR de 0.67 (Gross *et al.* 1977), de la méthode de la demi-différence d'altitude des fronts glaciaires (méthode d/2 ; Zienert 1965) et de la méthode de l'enracinement des moraines (*Moränensatzmethode* ; Lichtenecker 1938). Pour les glaciers rocheux, les corrélations ont été basées sur la dépression du permafrost (DP), qui correspond à la différence d'altitude entre le front des glaciers rocheux actifs/inactifs et le front des glaciers rocheux fossiles (Schoeneich 1998).

Pour effectuer une datation relative des glaciers rocheux fossiles, nous avons utilisé la méthode développée par Lambiel & Reynard (2003), qui consiste à comparer la position des glaciers rocheux avec les surfaces englacées à différents moments du Tardiglaciaire : les glaciers rocheux situés dans une zone englacée à un moment ou à un autre du Tardiglaciaire n'ont pu se former qu'après le stade concerné.

4 Les glaciers rocheux des Alpes Tessinoises orientales

4.1 Résultats

L'inventaire des glaciers rocheux effectué dans les Alpes Tessinoises orientales a permis d'identifier 54 formations (Fig. 1), dont 19 ont été considérées comme actives/inactives et 35 comme fossiles. L'analyse de la distribution des glaciers rocheux sur la base de l'altitude et de l'orientation des versants a permis de déterminer trois générations de formes (Fig. 2) : une génération de glaciers rocheux actifs/inactifs (GR I) et deux générations de glaciers rocheux fossiles (GR II et GR III). La dépression du permafrost (DP) calculée par rapport à GR I est de 300 m pour les glaciers rocheux de la génération GR II et de 500 m pour GR III. On mentionnera que la différenciation entre GR II et GR III s'est révélée cohérente non seulement du point de vue de la dépression du permafrost, mais aussi de celui de la morphologie de surface des glaciers rocheux, en particulier du type et de la continuité de la couverture végétale. Considérant les glaciers rocheux actifs/inactifs comme des indicateurs de la limite inférieure du permafrost discontinu (Haerberli 1985, Barsch 1996), l'analyse de leur distribution a permis d'établir un modèle empirique de la répartition du permafrost discontinu à l'échelle régionale (Fig. 2).

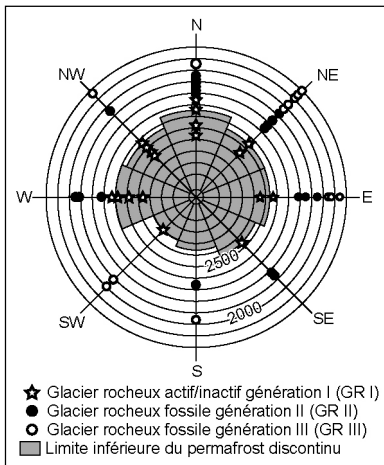


Figure 2

Répartition et générations des glaciers rocheux des Alpes Tessinoises orientales et définition de la limite inférieure actuelle du permafrost discontinu à l'échelle régionale.

4.2 Discussion

Conformément aux conclusions de Lambiel & Reynard (2003), nous admettons que la limite inférieure du permafrost discontinu n'a pas beaucoup changé depuis le Petit Age Glaciaire en raison de la grande inertie

du permafrost face aux changements climatiques. La distribution et les caractéristiques des glaciers rocheux actifs/inactifs correspondraient donc plutôt aux conditions climatiques du Petit Age Glaciaire qu'aux conditions actuelles, ce qui impliquerait que la partie inférieure de la zone périglaciaire alpine serait caractérisée par un permafrost fortement dégradé.

Le modèle empirique de la répartition du permafrost discontinu à l'échelle régionale doit être considéré comme très optimiste (il modélise une limite inférieure minimale du permafrost discontinu) et simple (il tient compte seulement de l'altitude et de l'orientation) ; il a néanmoins l'avantage d'être basé sur des paramètres locaux. Les principaux défauts sont que le modèle considère comme appartenant à la catégorie *Permafrost* toutes les zones situées au-dessus de la limite inférieure calculée, ce qui rend impossible la représentation de discontinuités. De plus, nous n'avons opéré aucune distinction entre pente et pied de pente et entre sédiments meubles et parois rocheuses. De ce fait, la répartition du permafrost dans des secteurs à forte déclivité ($> 35-40^\circ$) est certainement largement surestimée, en particulier pour les quadrants méridionaux. Afin d'améliorer la cohérence de la répartition du permafrost calculée, nous nous sommes limités à extraire des zones de permafrost potentiel des aires englacées, que par leur caractère tempéré, dans les Alpes Tessinoises orientales ne présentent pas de permafrost à leur base.

Concernant les glaciers rocheux fossiles, on peut supposer que les glaciers rocheux des générations GR II et GR III témoignent d'une période où MAAT était respectivement 1.8°C et 3.0°C (pour un gradient de température de $0.006^\circ\text{C}/\text{m}$) plus basse qu'en 1850, ce qui les situe dans le Pléistocène. Pendant l'Holocène, en effet, les variations à long terme des températures moyennes estivales dans les Alpes Suisses Centrales par rapport à l'actuel, déterminées sur la base des fluctuations de la *timberline*, étaient comprises entre $\pm 0.7-0.9^\circ\text{C}$ (Haas *et al.* 1998), avec un minimum durant le Petit Age Glaciaire.

5 Stades glaciaires et datation des glaciers rocheux

5.1 Résultats

La cartographie détaillée des moraines de la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca a permis de prendre en compte toutes les positions glaciaires reconstituables puis de les regrouper en stades selon des critères géomorphologiques. Les groupes de moraines d'une même vallée ont été regroupés dans une même séquence locale. La séquence locale est composée par toutes les moraines en fonction de leur altitude et de leur distance depuis le fond du cirque ou de la vallée. Une séquence locale

comprend également la position des glaciers rocheux ainsi que leur relation avec les moraines, l'indication de la dépression de la LEG (DLEG) pour chaque stade et la dépression du permafrost (DP) calculée pour chaque glacier rocheux. Les séquences locales ont été corrélées entre elles afin d'obtenir une séquence régionale (Fig. 3) pour les affluents occidentaux du glacier de l'Orino, qui drainaient la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca au Tardiglaciaire.

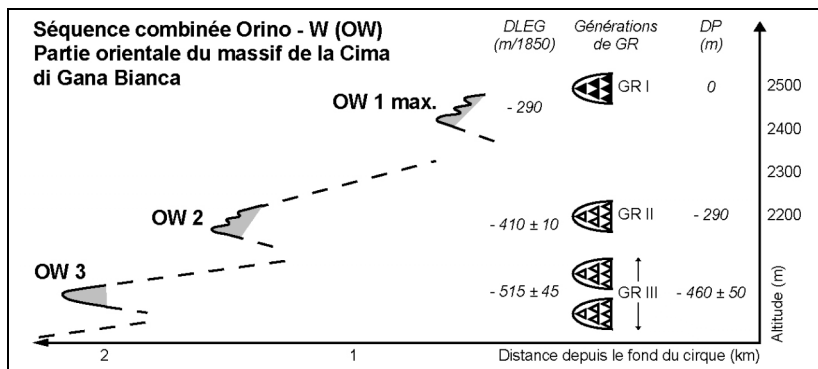


Figure 3 Séquence composite de la déglaciation de la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca (glacier de l'Orino, partie W). OW = Orino ouest.

La combinaison de la modélisation de la répartition du permafrost discontinu, des reconstitutions des stades glaciaires et de la datation relative des glaciers rocheux a permis de dresser un schéma de l'évolution temporelle de la répartition du permafrost et des glaciers dans la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca depuis la fin du Dryas ancien (Fig. 4). Etant donné qu'il est difficile de donner une représentation dynamique de l'inertie du permafrost face aux changements climatiques, nous considérons que la position des glaciers rocheux et la répartition du permafrost est également valable pour une période de quelques décennies (voir siècles) qui suit le stade glaciaire en question.

5.2 Discussion

5.2.1 Corrélation de la séquence

La séquence régionale a été corrélée avec le modèle « Gothard » de Renner (1982) et le modèle « Alpes Orientales » de Maisch (1982), d'une part sur la base de critères géomorphologiques (parallélisme et similitude géomorphologique, situations de confluence), d'autre part sur la base de calculs de la DLEG.

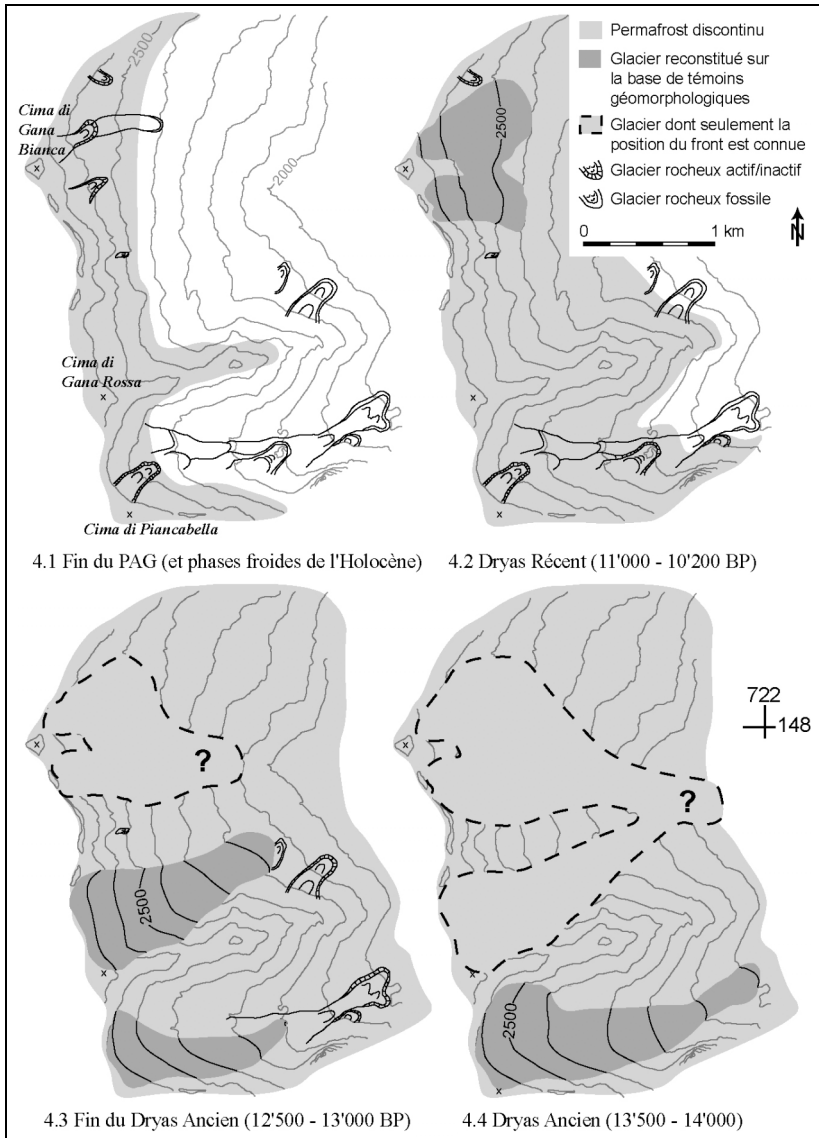


Figure 4 Evolution temporelle de la répartition du permafrost et des glaciers dans la partie orientale du massif de la Cima di Gana Bianca.

Vue l'absence de glaciers actuels dans le massif de la Cima di Gana Bianca, il a fallu construire d'abord une référence régionale pour le stade de 1850 sur la base des valeurs moyennes de la LEG des glaciers des Alpes Tessinoises et des régions environnantes (Scapozza 2008). Les corrélations retenues sont présentées dans le tableau 1.

Chronologie	Orino-W ce travail		Modèle « Gothard » Renner (1982)		Modèle « Alpes Orientales » Maisch (1982)	
	Dryas récent (11'000-10'200 BP)	OW 1 max.	290	Manio	200-240	Egesen max.
Fin du Dryas ancien (~14'000-12'500 BP)	OW 2	400-420	All'Acqua	280-315	Daun	250-350
	OW 3	470-560	Fontana	420-450	Clavadel	380-470

Tableau 1 Essai de corrélation des stades de la séquence Orino-W.

5.2.2 La place des glaciers rocheux

Une chronologie relative basée sur MAAT normalisée à 2000 m, calculée d'après les formules de Kerschner (1985), a été établie afin de déterminer la signification paléoclimatique des glaciers rocheux (Fig. 5).

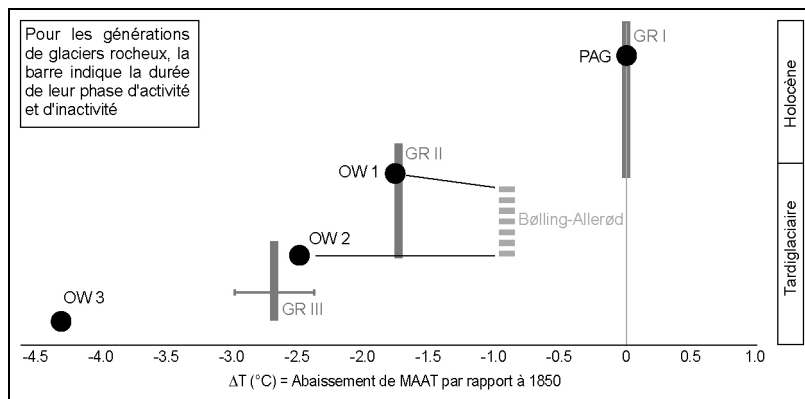


Figure 5 Chronologie relative des générations de glaciers rocheux sur la base de leur signification paléoclimatique par rapport à l'évolution des paléotempératures depuis le Dryas ancien calculée sur la base des stades glaciaires.

D'après la chronologie paléoclimatique de la figure 5, les glaciers rocheux de la génération GR II se seraient développés au stade OW 1 (et dateraient donc du Dryas Récent), tandis que ceux de la génération GR III seraient partiellement contemporains du stade glaciaire OW 2 (et dateraient donc de la fin du Dryas Ancien). Le tableau 2 montre que la corrélation proposée est

cohérente par rapport aux données des Préalpes vaudoises (Schoeneich 1998), du Valais Central (Lambiel & Reynard 2003) et du Tyrol occidental (Sailer & Kerschner 1999). Par rapport au Tyrol (Kerschner 1985) et à la zone de l'Err-Julier (Frauenfelder *et al.* 2001), la différence est par contre plus importante. Les données du Tyrol doivent probablement être corrigées en vieillissant les stades, ce qui donnerait des valeurs de la DP cohérentes par rapport aux résultats, plus récents, de Sailer & Kerschner (1999). Pour la région de l'Err-Julier, il est vraisemblable que les glaciers rocheux fossiles appartiennent à plus d'une génération. La valeur de l'abaissement de température calculée par Frauenfelder *et al.* (2001) pour chaque glacier rocheux fossile varie en effet entre 0.0 et -3.4 °C.

Région	Génération de GR	DP (m)	ΔT° (°C)	Source
Alpes Tessinoises orientales	GR II	300	1.8	Ce travail
	GR III	500	3.0	
Préalpes vaudoises (VD)	Préalpes III (Gschnitz-Clavadel)	700	4.2	Schoeneich (1998)
Err-Julier (GR)	Egesen	500-600	3.0-3.6	Frauenfelder <i>et al.</i> (2001)
Bagnes – Héremence (VS)	Egesen	200-300	1.2-1.8	Lambiel & Reynard (2003)
Tyrol (A)	Egesen	520	3.1	Kerschner (1985)
	Daun	650	3.9	
Ferwall group (A)	Egesen I	250-350	1.5-2.1	Sailer & Kerschner (1999)

Tableau 2 Dépression du permafrost pour quelques générations de glaciers rocheux des Alpes. DP = Dépression du permafrost.

6 Conclusions

Cette recherche visait la modélisation de la répartition du permafrost dans les Alpes Tessinoise orientales et la datation des différentes générations de glaciers rocheux. Les modélisations informatiques et les reconstitutions des stades glaciaires ont permis de mettre en évidence les changements dans la répartition du permafrost discontinu à quatre moments de l'histoire tardiglaciaire et holocène de la région. En particulier, la tentative de datation des glaciers rocheux basée sur des considérations paléoclimatiques et sur les positions relatives des glaciers et des glaciers rocheux a permis de relever une certaine inertie climatique des glaciers rocheux par rapport aux fluctuations glaciaires stade-interstade.

Remerciements

Nous remercions Michelle Bollschweiler pour ses nombreux conseils et suggestions.

Références bibliographiques

- Barsch D. (1996): *Rockglaciers. Indicators for the present and former geoecology in high mountain environments*. Berlin/Heidelberg, Springer.
- Frauenfelder R., Haeblerli W., Hoelzle M., Maisch M. (2001): Using relict rock-glaciers in GIS-based modelling to reconstruct Younger Dryas permafrost distribution patterns in the Err-Julier area, Swiss Alps. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 55, 195-202.
- Gross G., Kerschner H., Patzelt G. (1977): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 12, 223-251.
- Haas J.N., Richoz I., Tinner W., Wick L. (1998): Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at the timberline of the Alps. *The Holocene* 8, 301-309.
- Haeblerli W. (1985): Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der VAW – ETH Zürich* 77.
- Hoelzle M., Mittaz C., Ertel Müller B., Haeblerli 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.
- Kerschner H. (1985): Quantitative paleoclimatic inferences from lateglacial snowline, timberline and rock glacier data, Tyrolean Alps, Austria. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 21, 363-369.
- Lambiel C., Reynard E. (2003): Cartographie de la distribution du pergélisol et datation des glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais). Geographischen Institut der Universität Zürich, *Physische Geographie* 41, 91-104.
- Lichtenecker N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. In: Göttinger G. (Ed.): *Verhandlungen der III Internationalen Quartär-Konferenz, Wien, September 1936*. Wien, INQUA, 141-147.
- Maisch M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. *Geographica Helvetica* 37, 93-104.
- Maisch M. (1992): Die Gletschers Graubündens. Geographischen Institut der Universität Zürich, *Physische Geographie* 33.
- Renner F. (1982): Beiträge zur Gletscher-Geschichte des Gotthardgebietes und dendroklimatologische Analysen an fossilen hölzern. Geographischen Institut der Universität Zürich, *Physische Geographie* 8.
- Sailer R., Kerschner H. (1999): Equilibrium-line altitudes and rock glaciers during the Younger Dryas cooling event, Ferwall group, western Tyrol, Austria. *Annals of Glaciology* 28, 141-145.
- Scapozza C. (2008): *Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes Tessinoises orientales*. Lausanne, Institut de Géographie, Mémoire de Master (Publié le 28.02.2008 sur <http://doc.rero.ch/>).
- Scapozza C., Reynard E. (2007): Ghiacciai rocciosi e limite inferiore del permafrost discontinuo tra la Cima di Gana Bianca e la Cima di Piancabella (Val Blenio, TI). *Geologia Insubrica* 10, 21-32.
- 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.
- Schoeneich P. (1998): *Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Eivaz (Préalpes vaudoises)*. Lausanne, Institut de Géographie, Travaux & Recherches, 14.
- Schoeneich P., Reynard E., Pierrehumbert G. (1998): Geomorphological mapping in the Swiss Alps and Prealps. *Wiener Schriften zur Geographie und Kartographie* 11, 145-153.
- Zienert A. (1965): Gran Paradiso – Mont Blanc: Prähistorische und Historische Gletscherstände. *Eiszeitalter und Gegenwart* 16, 202-225.