

Permafrost und Frostverwitterung am Dachsteinmassiv

Matthias Rode

Institut für Geographie und Raumforschung, Karl-Franzens Universität Graz

matthias.ode@uni-graz.at

Zusammenfassung

Veränderungen der Gletscher am Dachstein sind seit Friedrich Simony gut dokumentiert. Arbeiten zum Thema Permafrost im Dachsteingebiet waren nicht Fokus des wissenschaftlichen Interesses. Der Anstieg der Permafrostuntergrenze ist im gesamten Alpenraum zu beobachten und ist wahrscheinlich eine Reaktion auf den Klimawandel mit zunehmenden Temperaturen im Hochgebirge. 2011 haben Untersuchungen am Gletschervorfeld des Schladminger Gletschers gezeigt, dass die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrosts in den Nördlichen Kalkalpen bei etwa 2300m liegt. Mit dem Jahr 2012 startete am Institut für Geographie der Universität Graz das Forschungsprojekt ROCKING ALPS mit den beiden Forschungsschwerpunkten Steinschlag und Frostverwitterung. Eines der Untersuchungsgebiete liegt am Koppenkarstein (2863m). Hier wird unter anderem auch der mögliche Einfluss von Permafrost in den Felswänden auf Verwitterungsprozesse an der Felsoberfläche untersucht. Im Zuge dieses Projekts wurde daher erstmalig Permafrost in der Nordwand des Koppenkarsteins (ca.2600m) mittels geophysikalischer Untersuchungsmethoden nachgewiesen. Auch der Prozess der Frostverwitterung und der damit verbundenen Steinschlagentstehung, insbesondere die Entstehung von Sprengdruck beim Gefrieren, ist noch immer nicht gänzlich verstanden. Ein Schlüssel zum Verständnis des Prozesses liegt in der Erfassung von Feuchteverteilung und Feuchtebewegungen während des Frosteintritts, was im Zuge von ROCKING ALPS untersucht wird. Auf Basis dieser Datenlage können mögliche zukünftige Veränderungen des Permafrostkörpers beobachtet und der Einfluss der Permafrostdegradation auf die Felsstabilität und Naturgefahrenpotential erforscht werden.

Einleitung

Die Auswirkungen der rezenten Klimaänderung mit durchschnittlich höheren Temperaturen im Hochgebirge zeigen sich nicht nur an dessen Oberfläche durch das Schmelzen des Gletschereises. Auch im Boden- und Felsuntergrund verändern sich die Temperaturen und beeinflussen dort das Phänomen Permafrost. Die Permafrostdegradation kann dann im Untergrund zu Instabilitäten und in weiterer Folge an der Oberfläche zu dramatischen Ereignissen wie gewaltigen Felsstürzen führen. Aber auch Prozesse wie die Frostverwitterung und die damit verbundenen kleineren Felsstürze und Steinschläge werden begünstigt. In beiden Fällen sind Bereiche der Infrastruktur und des Tourismus betroffen.

Aus diesen Gründen befasst sich das Forschungsprojekt ROCKING ALPS am Institut für Geographie und Raumforschung der Universität Graz seit dem Sommer 2012 intensiv mit dem Prozess der Frostverwitterung und der Steinschlagentstehung in den Untersuchungsgebieten Johnsachtal im Gesäuse (ca. 800m, Permafrost frei) und Dachstein (ca.2800m, mit Permafrost). Der Prozess der Frostverwitterung ist noch immer nicht gänzlich verstanden (Hall 2011). Ein Schlüssel zum Verständnis des Prozesses liegt in der Erfassung von Feuchteverteilung und Feuchtebewegungen während des Frosteintritts (Sass 2005). Diesbezügliche Daten von natürlichen Felswänden sind jedoch, wenn überhaupt vorhanden, extrem lückenhaft. Deshalb wurden Monitoringstationen in der Nordwand des Koppenkarsteins und in der Südseite des Hunerkogels installiert, bestehend aus zwei fest installierten 2D-Geoelektrik-Apparaturen mit Messprofilen. Begleitend registriert werden die Felstemperaturen, die zeitlich hoch aufgelösten elektrischen Leitfähigkeiten und Feuchtgehalte sowie der Porenwasserdruck in verschiedenen Felstiefen.

Permafrost

Mit Permafrost wird ein Zustand des Untergrunds bezeichnet, bei dem die Temperatur, unabhängig von Textur, Wassergehalt und Lithologie, einen Zeitraum von mindestens 2 Jahren beständig unter 0°C bleibt (Haerberli 1975). In Österreich kann mit etwa 1600 - 2000 km² Permafrost gerechnet werden (Lieb 1996, Ebohon und Schrott 2008). Das sind etwa 2% der Staatsfläche und 3-4% der österreichischen Alpen (ca. 3-4% der gesamten Alpenfläche sind von Permafrost unterlagert (Lieb 1996)). Ein guter Indikator für die Verbreitung des Permafrost ist die jährliche Durchschnittstemperatur (Tabelle 1).

Verbreitungsklassen	Verbreitung	Lufttemperatur
<i>kontinuierlich</i>	Fläche > 90%	-6°C bis -8°C
<i>diskontinuierlich</i>	Fläche = 50% - 90%	-1°C bis -2°C
<i>sporadisch</i>	Fläche = 10% - 50%	um 0°C
<i>fleckenhaft</i>	Fläche = 1% - 10%	leicht positive Temperaturen

Tabelle 1: Permafrost Verbreitungsklassen (Lieb 1996)

Frostverwitterung

Durch diese erste Messkampagne kann nun der Permafrostkörper weiter beobachtet werden und ist zudem ein wichtiges Indiz neben dem jährlichen thermischen Regime für steinschlagauslösende Prozesse im Dachsteingebiet über 2300m. Die konkreten Auslösemechanismen von Steinschlagereignissen sind jedoch nur in Ansätzen verstanden. Gefährdete Geländebereiche mit erhöhter Steinschlagdisposition sind allenfalls aus Lokalkenntnissen bekannt, ebenso wie die Reaktion von Verwitterung und Steinschlag auf sich verändernde Klimabedingungen. Der Schlüssel zum Verständnis dieser Prozesse liegt in der Untersuchung der Gesteinsfeuchte in ihrer räumlichen Verteilung, von Wasserbewegungen beim Frosteintritt, und in der Verbindung mit räumlich wie zeitlich hoch aufgelösten Steinschlagdaten.

Untersuchungsgebiete

Insbesondere Flächen in der diskontinuierlichen Permafrostklasse sind durch das Höhenwandern der Permafrostuntergrenze durch ansteigende Temperaturen stark betroffen (Abb.1A). Simulationen zur Permafrostverbreitung (Ebohon & Schrott 2009) im Dachsteingebiet zeigen vor allem in den eher nördlich exponierten Geländeflächen eine hohe Wahrscheinlichkeit für Permafrost (Abb. 1B). Felduntersuchungen zum Permafrost (Lieb und Schopper 1991, Sommer 2012) wurden im Dachsteingebiet auf Moränen und in Felswänden durchgeführt. Die dominante Lithologie im gesamten Untersuchungsgebiet ist der Dachsteinkalk.

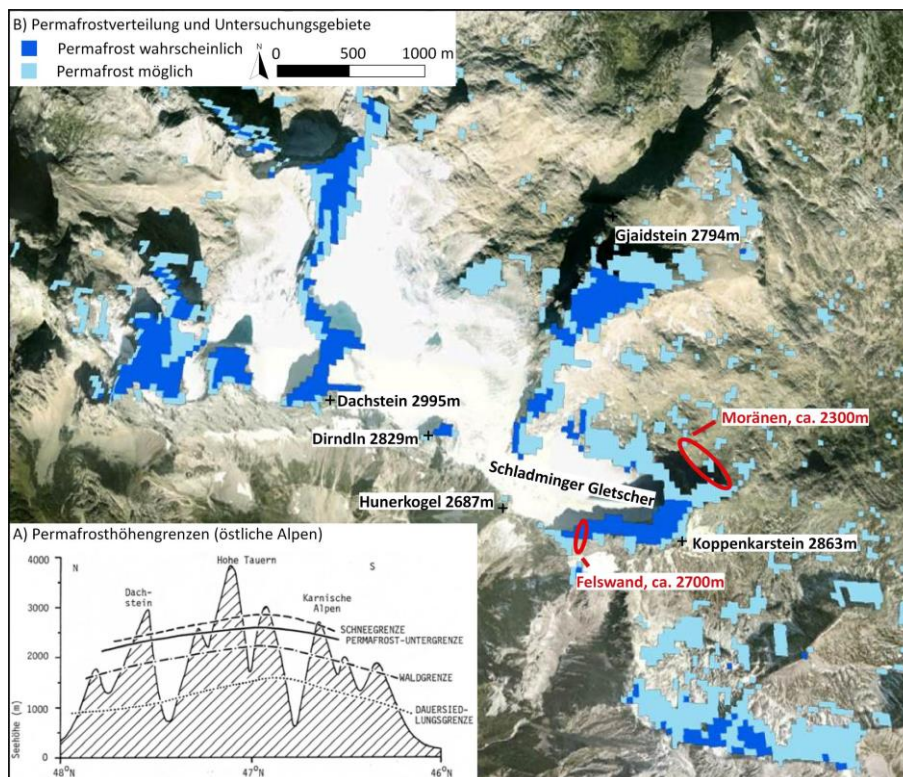


Abb.1: Permafrosthöhengrenzen (Lieb 1996) und Permafrostverteilung im Dachsteingebiet (Kartengrundlage: Ebohon & Schrott 2009 und Google Earth 2013). In dieser Abbildung sind die Monitoringbereiche „Moräne“ und „Felswand“ grob verortet.

Methodik

BTS

Auf Basis der Ergebnisse der Simulationsberechnungen wird der Übergang vom sporadischen zum diskontinuierlichen Permafrost im Dachsteingebiet auf ca. 2300m angegeben (Sommer 2011). Nicht nur das Ergebnis der Simulation zeigt in dieser Höhe Permafrost an, auch BTS-Messungen aus den Jahren 1991 (Lieb und Schopper 1991), 2009 und 2011 (Sommer 2012) bestätigen die Berechnungen. Die BTS Methode (Basistemperatur der winterlichen Schneedecke) kann als Indikator zur Auffindung von Permafrost herangezogen werden, wobei gemessene Temperaturen kleiner -3°C als Permafrost wahrscheinlich gelten und eine Schneedeckenmächtigkeit von zumindest 1 m zum Zeitpunkt der Messung im Hochwinter vorhanden sein muss (Haerberli 1973).

ERT

Neben diesen Messungen im Gletschervorfeld wurden auch erstmalig geoelektrische Untersuchungen zum Felspermafrost im Dachsteingebiet vorgenommen. Die Methode der Geoelektrik (ERT - Elektrische Resistivitäts-Tomographie) nützt den Fluss von Gleich- bzw. Wechselstrom, im Frequenzbereich von 50 Hz, um den spezifischen elektrischen Widerstand ρ bzw. die elektrische Leitfähigkeit σ des Untergrundes festzustellen. Die Messung beschränkt sich auf die Bestimmung von elektrischen Potenzialdifferenzen und beruht physikalisch auf der Tatsache, dass die Leitfähigkeitsstrukturen des elektrischen Feldes gegenüber eines homogenen Halbraumes Veränderungen zeigen (Knödel et al. 2005). Die Leitfähigkeit von Felsen wird wesentlich von der elektrolytischen Leitfähigkeit des Porenwassers gesteuert, deshalb zeichnen sich die gefrorenen Felsbereiche in Tomographien als Bereiche mit deutlich erhöhter Resistivität ab (Krautblatter 2010). Die 2D-Geoelektrik wurde bereits vielfach zur Detektion von Eisbildungen herangezogen (z.B. Hauck & Vonder Mühl 2003, Kneisel 2004, Hilbich et al. 2007). Die Anwendung in Festgestein, wobei Elektroden in den Fels eingebohrt werden, ist dabei noch relativ neu (Sass 2003, Krautblatter et al. 2007, Krautblatter & Hauck 2007). In jüngeren Studien wird in der Permafrostforschung die 2D-Geoelektrik auch zum Monitoring des Eisgehaltes in Felswänden verwendet (Krautblatter 2010, Krautblatter et al. 2010, Hilbich et al. 2009). Einen aktuellen Überblick zu Forschungstechniken in der Permafrostforschung geben Harris et al. (2009). Erstmals wurde zu diesem Zweck ein 100 m langes Geoelektrikprofil mit einem Elektroden-spacing von 4 m, in der Nähe der Felsfuchte – Monitoring Station, in die Nordwand des Koppenskarsteins eingebohrt (Abb.4).



Abb.2: Monitoring Station des ROCKING ALPS Projekts in der Nordwand des Koppenskarsteins auf der Säule des Austriaschartelifts (Fotos: Rode M. 2012).

Monitoring Station

Zu Untersuchung der Felsfeuchte wurden in Nord und Süd exponierten Felswänden Monitoring Stationen installiert (Abb. 2). Das Herz dieser Anlagen bildet ein ERT-Profil (Geotom, Geolog 2000) mit 50 Elektroden mit einem Abstand von 6 cm. Damit ist es möglich stündlich das Feuchteverhalten des Felsen bis ca. 50 cm Tiefe zu beobachten. Unterstützend zur Feuchtebeobachtung kommen außerdem Wärmekapazitäts- und Leitfähigkeitssensoren in verschiedenen Felstiefen (2, 6, 12 cm) zum Einsatz. Druckunterschiede im Felsinneren, die beim Phasenübergang des Wassers, oder bei Feuchteverdrängung durch Eislinsen auftreten können werden mittels Piezometer (6, 12 cm Tiefe) aufgezeichnet. Zusätzlich wird auch die Felstemperatur in verschiedenen Tiefen (0, 2, 6, 12, 18cm) gemessen und auch auf der Felsoberfläche mittels der Infrarotfotographie beobachtet. Ausbrechendes Gestein wird durch multitemporale Laserscans (TLS-terrestrisches Laserscanning) aufgezeichnet. Seitens der Universität steht hier eine Riegel-LMS-Z420 zur Verfügung, mit dem es erreichbar ist Veränderungen im Millimeterbereich auf der Felsoberfläche zu erkennen. Dadurch ist es möglich Zeiten erhöhten Steinschlags auszumachen aber auch Flächen auf der Felswand zu erkennen, die besonders steinschlaggefährdet sind.

Ergebnisse

Moränen

Durch die wiederholt durchgeführten BTS-Messungen wurde in den Moränen im Gletschervorfeld (Abb.1B und Abb.3) des Schladminger Gletschers Permafrost nachgewiesen. Er könnte eine Erklärung für die dort zu beobachteten auffälligen Rutschungs- und Abtragungsprozesse sein (Abb.3). Gut sind die Strukturen des Moränenwalls von 1855/56, und des Moränenwalls von 1896/99 zu erkennen (Moser 1997). Die in der Abbildung 2 rot eingezeichneten Pfeile weisen auf den Prozess des Materialtransports hin. Inwieweit hier die Permafrostdegradation eine Rolle spielt, konnte dabei nicht abgeklärt werden. Laut Sommer (2011), scheint durch das schrittweise Auftauen des Permafrostkörpers in der Moräne diese zunehmend ihre Festigkeit zu verlieren und dadurch können Erosionsprozesse verstärkt angreifen. Eine möglich andere Erklärung wäre auch der Prozess der Solifluktion, wobei dann auch nur saisonaler Frost im Untergrund ausreichen würde (Kellerer-Pirklbauer und Kaufmann 2007). Zukünftige geophysikalische Untersuchungen in diesem Bereich werden es erlauben den Permafrostkörper besser abzugrenzen.

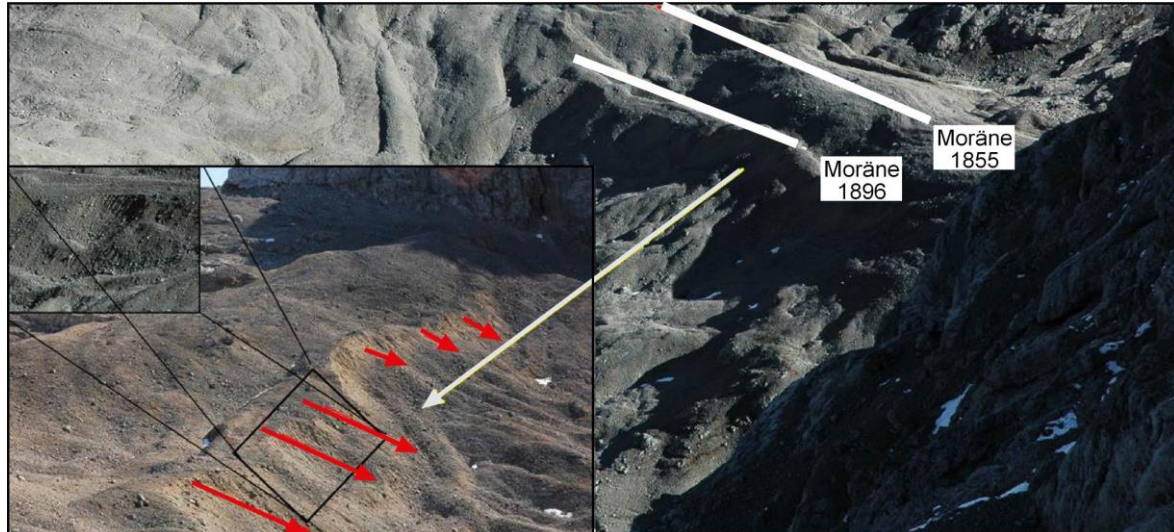


Abb.3: Abtragungs- bzw. Rutschungsprozesse auf der Moräne 1896/99 im Gletschervorfeld des Schladminger Gletschers (Sommer 2011).

Felswände

In der Nordwand des Koppenkarsteins wurde Permafrost mit Hilfe der Geoelektrik nachgewiesen. In Abbildung 4 sind deutlich Flächen mit erhöhten Widerständen zu erkennen (hellgrau > 110000 ohm.m), welche den Permafrostkörper repräsentieren. Interessant ist einerseits, dass sowohl um den Felsgrat sowie auch in der Nähe des Gletschers kein Permafrost nachgewiesen werden konnte. Einerseits hat das mit der erhöhten Sonneneinstrahlung am Grat zu tun und andererseits mit der isolierenden Wirkung des Gletschers, mit konstanten 0°C unter dem Eis. In den frisch eisfreien Felswänden konnte sich daher kein Permafrost bilden. Diese Phänomene werden durch zukünftige jährliche ERT-Messungen weiter beobachtet.

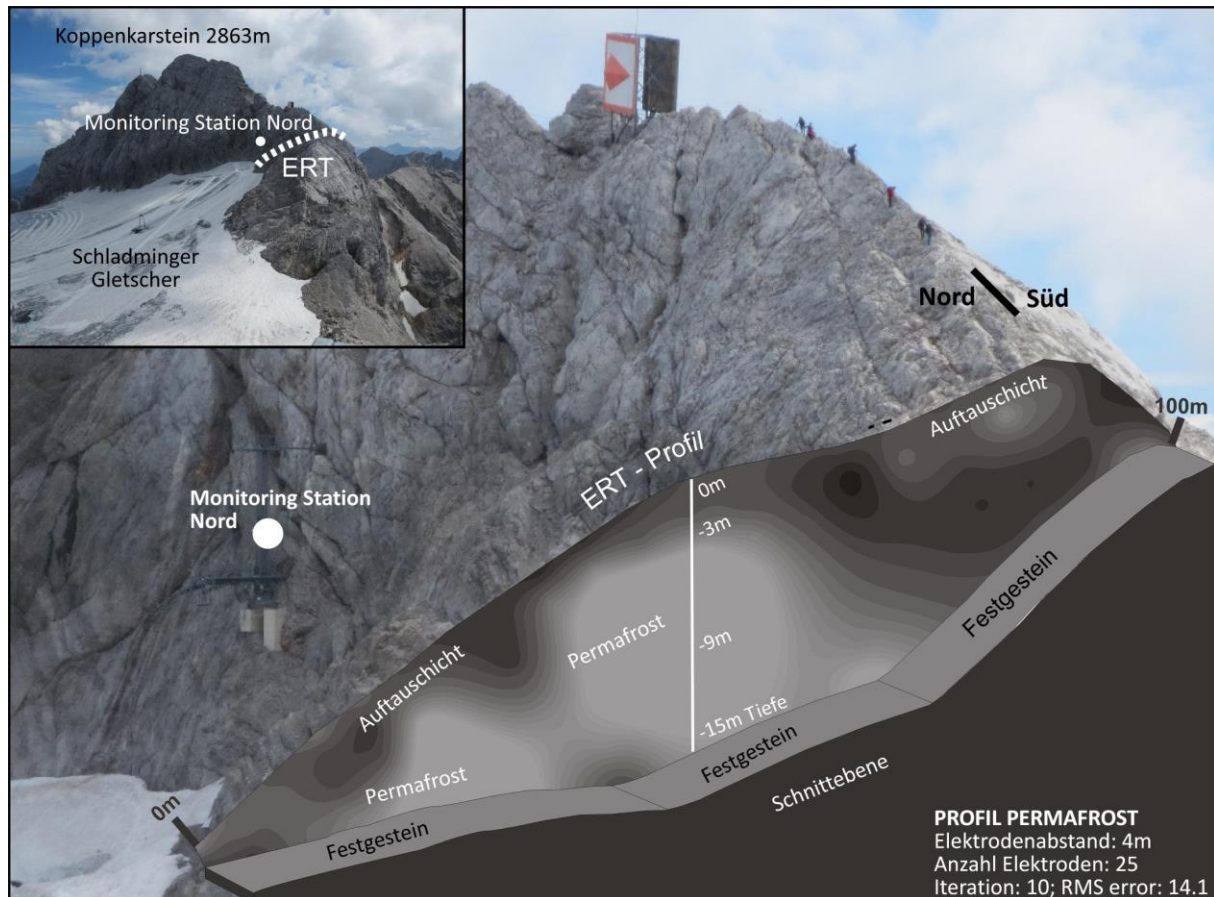


Abb.4: Geoelektrisches Profil (ERT) mit Permafrostdetektion im Koppenkarstein. Die hellgrauen Flächen repräsentieren Widerstände von über 111 000 ohm.m und weisen damit auf möglichen Permafrost im Felsuntergrund hin. (Foto: Rode M. 2011)

Felsfeuchte

In Abbildung 5A sind exemplarisch erste Ergebnisse aus den Geoelektrik Monitoring Daten abgebildet. Die Tomographien der Profile 1 und 2 zeigen Messungen zu jeweils 2 verschiedenen Zeitpunkten. (mit Time 1 = 19:00 und Time 2 07:00 nach einer Frostnacht). Die vergleichsweise niedrigen Widerstände (> 6000 ohm.m, Blautöne) zum Zeitpunkt 1 weisen auf den ungefrorenen Untergrund nahe der Felsoberfläche (bis ca. 20cm Tiefe) hin. Betrachtet man dieselben Ausschnitte zum Zeitpunkt 2 fällt der Wechsel zu rötlichen Farbtönen auf. Die damit dargestellten extrem hohen Widerstände repräsentieren nun gefrorene Felsschichten, die sich über die Frostnacht gebildet haben. Auffällig bei Profil 1 ist der erhöhte Porenwasseranteil unter diesem Bereich (blaugrüne Zone). Das ist ein Hinweis auf Porenwasser, das von der Gefrierfront weg in den Fels gepresst wurde. Gut zu erkennen ist dieses Phänomen in der prozentuellen Änderung der Widerstände zwischen den beiden Messzeitpunkten mit einer Zunahme von bis 189% nahe der Oberfläche und einer Reduktion im Untergrund. Die Zunahme von Porenwasser hinter der Gefrierfront bedeutet auch eine Zunahme des hydrostatischen Drucks der zu Felssprengung führen kann. Es scheint daher nicht nur die Volumenexpansion von Wasser beim Phasenübergang zu Sprengdruck in den Porenräumen zu führen sondern auch erhöhter Wasserdruck. Die Diagramme in 5A zeigen besonders deutlich diese Widerstandszunahme bis ca. 25 cm Tiefe und die Widerstandsabnahme in größeren Tiefen (Rode und Sass 2012).

Kurzfristige, durch Frostereignisse ausgelöste Feuchtebewegungen die mit der Geoelektrik nicht erfasst werden können, werden durch spezielle Feuchtesensoren gemessen. Ein Novum in der Felsverwitterungsforschung stellt hier der Einsatz von Wärmekapazitätssensoren dar. Ebenso wie die Leitfähigkeitssensoren geben diese Punktmessungen Auskunft über den Feuchtegehalt des Felsen in bestimmten Tiefen. Der Vorteil zu den ebenfalls installierten Leitfähigkeitssensoren ist aber, dass die Sensoren völlig unabhängig auf gelöste Salze im Fels reagieren. In 5B ist der Verlauf des Feuchtegehaltes und der Temperatur in 6cm Tiefe dargestellt. Während Perioden in denen die Temperaturen länger negativ sind ist beim Verlauf der Feuchtekurve zu beobachten, dass

die Feuchtigkeit einerseits zu schwanken aufhört und sich außerdem langsam verringert. Bei kurzfristigen Frostwechseln (rotes Rechteck und rechte Abbildung 5B) hingegen fallen besonders die so genannten „frost peaks“ beim Temperaturübergang von positiven zu negativen Graden auf. Dieser kurzfristige Anstieg der Feuchtigkeit kann einerseits durch den Einfluss von latenter Wärme, die beim Phasenübergang entsteht, erklärt werden oder wiederum durch die Migration von Feuchtigkeit, die weg von der Gefrierfront in das Felsinnere wandert (Rode und Sass 2013). In Zukunft werden diese noch neuen Daten noch intensiver bearbeitet, denn sie geben einen aufschlussreichen Einblick in das Feuchteverhalten von Felswänden während des Frosteintritts.

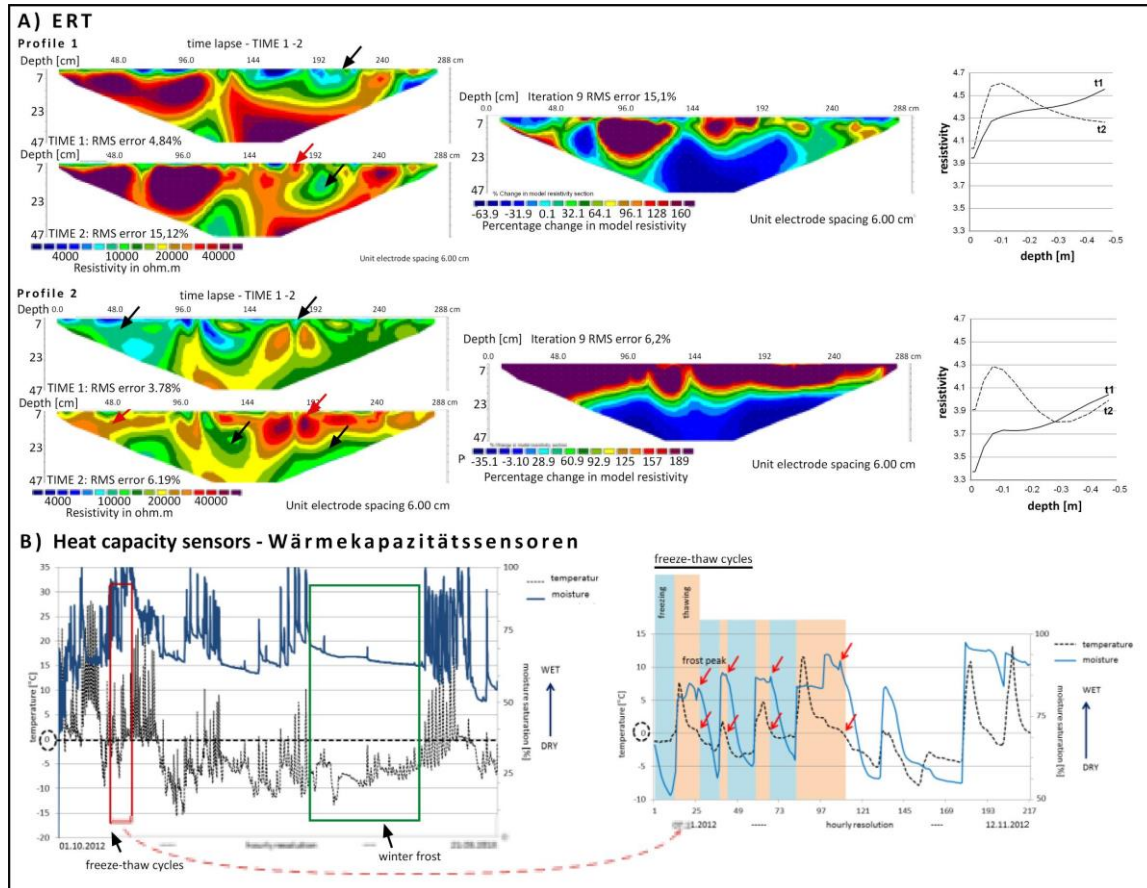


Abb.5: A) ERT Timelapse Inversionen, Veränderung der Widerstände mit der Felstiefe; schwarze Pfeil: hohe Porenwassersättigung; roter Pfeil: Eislinsen (aus Rode und Sass 2012); B) links: Erste Ergebnisse der Wärmekapazitätssensoren am Dachstein; rechts: Detailausschnitt bei Frostwechseln (freeze thaw cycles), roter Pfeil: frost peak (aus Rode und Sass 2013).

Ausblick

Ende des Sommer 2013 wird wiederum der Permafrostkörper im Koppenskarstein untersucht und es werden ergänzende Permafrost-Geoelektrik-Profile am Fuße des Gjaidstein (2794m) und der Dirndln (2829m) installiert. Mit dem Winterbeginn 2013 werden dann auch die Monitoringstationen am Koppenskarstein und dem Hunerkogel zumindest ein Jahr im Einsatz gewesen sein und eine erste wertvolle Zeitreihe bilden. Diese Daten werden dazu beitragen offene Fragen im Forschungsfeld der Felsverwitterung und Permafrostverbreitung und –veränderung zu beantworten.

Danksagung

Diese Studie wurde im Rahmen des Projektes ROCKING ALPS (<http://geographie.uni-graz.at/de/forschen/test/alpine-landschaftsdynamik/aladyn-projekte/rocking-alps/>) durchgeführt, welches durch den FWF als Projekt Nr. P24244 finanziell unterstützt wird. Großer Dank gebührt auch meinem Projektleiter Prof. Dr. Oliver Sass, sowie Dr. Andreas Kellerer-Pirklbauer und Prof. Karl Gerhard Lieb für die wissenschaftliche Unterstützung. Natürlich möchte ich mich auch bei den tatkräftigen Helfern im Gelände bedanken – Dr. Eduard Rode, Mag. Johannes Stangl, Mag. Harald Schnepfleitner, Reinhold Schöngrundner, Christoph Gitschtaler und Patrick Zinner. Zu guter Letzt noch ein herzliches Dankeschön an die Bereichsleiter der Dachsteinbahnen Erwin Schnepfleitner und Alex Seebacher mit ihren Teams für ihre große Hilfsbereitschaft.

Literatur

- Ebohon, B., Schrott L. (2008): Modeling Mountain Permafrost Distribution. A New Permafrost Map of Austria. – In: Kane, D. & K. Hinkel (Hrsg.): Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, S. 397-402.
- Haeberli W. (1973): Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen, In: Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band 9; Heft 1-2, S. 221 - S. 227
- Haeberli W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich 17: 221.
- Harris, C., Arenson, L.U., Christiansen, H.H., Etzelmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haeberli, W., Hauck, C., Hölzle, M., Humlum, O., Isaksen, K., Käab, A., Kern-Lütschg, M A., Lehning, M., Matsuoka, N., Murton, J.B., Nötzli, J., Phillips, M., Ross, N., Seppälä, M., Springman, S.M., Vonder Mühll, D. (2009): Permafrost and climate in Europe: monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, 92(3-4):117-171
- Hauck, C. & Vonder Mühll, D. (2003): Inversion and interpretation of 2-dimensional geoelectrical measurements for detecting permafrost in mountainous regions. *Permafrost and Periglacial Processes* 14: 305-318.
- Hilbich, C., Hauck, C., Hoelzle, M., Delaloye, R., Vonder Mühll, D. and Mäusbacher, R. (2007): A geophysical monitoring network to quantify permafrost degradation in the Swiss Alps. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 04596, 2007; SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-04596
- Hilbich, C., Marescot, L., Hauck, C., Loke, M.H. & Mäusbacher, R. (2009): Applicability of Electrical Resistivity Tomography Monitoring to Coarse Blocky and Ice-rich Permafrost Landforms. *Permafrost and Periglacial Processes* 20(3): 269-284
- Kellerer-Pirklbauer, A., und Kaufmann, V. (2007): Paraglacial talus instability in recently deglaciated cirques: Schober group, Austria. – Proceedings of the 9th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography (HMRSC-IX), Graz.
- Kneisel, C. (2004): New insights into mountain permafrost occurrence and characteristics in glacier forefields at high altitude through the application of 2D resistivity imaging. *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 221-227.
- Knödel, K., Krummel H., und Lange, G. (Hrsg.), (2005): *Geophysik Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten*. Springer Verlag, Berlin, Band 3, 1102 S.
- Krautblatter, M. (2010): Patterns of multiannual aggradation of permafrost in rock walls with and without hydraulic interconnectivity (Steintälli, Valley of Zermatt, Swiss Alps) In: *Lecture Notes in Earth Sciences* 115: 199-219.
- Krautblatter, M. and Hauck, C. (2007): Electrical resistivity tomography monitoring of permafrost in solid rock walls. *Journal of Geophysical Research - Earth Surface* 112: F02S20.
- Krautblatter, M., Hauck, C. and Wolf, S. (2007): Geophysical 2D and 3D-monitoring of permafrost in rock walls. *Geophysical Research Abstracts*: 09884.
- Krautblatter, M., Verleysdonk, S., Fores-Orozco, A. and Kemna A. (2010): Temperature-calibrated imaging of seasonal changes in permafrost rock walls by quantitative electrical resistivity tomography (Zugspitze, German/Austrian Alps). In: *Journal of Geophysical Research - Earth Surface* (doi:10.1029/2008JF001209).
- Lieb, G., K. (1996): Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen. *Arbeiten aus dem Institut für Geographie, Universität Graz* 33: 9–125.
- Lieb, G., K. und Schopper A. (1991): Zur Verbreitung von Permafrost am Dachstein (Nördliche Kalkalpen, Steiermark), In: *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark*, Band 121, Graz, S.149 – 163.
- Moser, R. (1997): Dachsteingletscher und deren Spuren im Vorfeld, Musealverein Hallstatt
- Rode, M. und Sass, O. (2012): Monitoring of water content, water displacement and freeze-thaw processes in alpine rock walls using geoelectric survey lines. Extended abstract, Workshop on Geoelectric Monitoring, Vienna. *Berichte der Geologischen Bundesanstalt* 92: 200-207.
- Rode, M. und Sass, O. (2013): High resolution moisture monitoring in alpine rock walls during freeze-thaw events. Poster presentation at the CHAT Meeting 2013.
- Sass, O. (2003): Moisture distribution in rockwalls derived from 2D-resistivity measurements. In: *Geophysical applications in geomorphology, Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.* Vol. 132: 51- 69.
- Sass, O. (2005): Rock moisture measurements: techniques, results, and implications for weathering. *Earth Surface Processes and Landforms* 30: 359-347.
- Sommer, P. (2011): Permafrostuntersuchungen im Vorfeld des Schladminger Gletschers (Dachstein). Bakkalaureatsarbeit am Institut für Geographie und Raumforschung, Universität Graz, 29 S.



*Am Stein mit Blick auf Koppenkarstein (links), Hoher Gjaidstein (Mitte) und Hohes Kreuz (in Wolken)
(Foto: Ulrike Pistotnik)*