

Nachvollziehbar messen statt subjektiv schätzen – neue methodische Ansätze zur Quantifizierung von Klimafolgen im Hochgebirge – Teil 2: Reliefsphäre

Rudolf Sailer, Lorenzo Rieg, Maximilian Sproß und Johann Stötter

rudolf.sailer@uibk.ac.at, Institut für Geographie, Universität Innsbruck, 6020 Innsbruck

lorenzo.rieg@uibk.ac.at, Institut für Geographie, Universität Innsbruck, 6020 Innsbruck

maximilian.spross@student.uibk.ac.at, Institut für Geographie, Universität Innsbruck, 6020 Innsbruck

johann.stoetter@uibk.ac.at, Institut für Geographie, Universität Innsbruck, 6020 Innsbruck

1 Einleitung

Im ersten Teil von „Nachvollziehbar messen statt subjektiv schätzen – neue methodische Ansätze zur Quantifizierung von Klimafolgen im Hochgebirge“ (Sailer & Stötter 2011) haben die Autoren primär Elemente der Kryosphäre (Gletscher, Toteis, Blockgletscher) und deren Änderungen analysiert. Insbesondere durch das Rückschmelzen der Gletscher, aber auch durch das Ausschmelzen von Gebirgspermafrost ist in alpinen Hochlagen zunächst mit einer zunehmenden morphologischen Aktivität in Periglazialbereichen zu rechnen, wie bereits vor ca. 20 Jahren von Zimmermann (1990), Zimmermann & Haeberli (1992) oder Stötter (1994) aufgezeigt wurde. Frisch abgelagertes Schuttmaterial (Grundmoränen, Ufermoränen) oder rezent von der Gletscherlast befreite schuttbedeckte Hangflanken besitzen noch zu wenig Stabilität, um gravitativen und fluvialen Prozessen standhalten zu können. Materialumlagerungen in größerem Ausmaß, die mitunter auf komplexen, durch multiple Prozesse gesteuerten Wechselwirkungen beruhen, sind die Folge. Fast lehrbuchmäßig lassen sich solche Prozessfolgen in der Umgebung des Hintereisferners (Teil 1: Kryosphäre, Abb. 3; Sailer & Stötter 2011) beobachten und – auf Basis des im ersten Teil vorgestellten multitemporalen ALS (Airborne Laserscanning) Datensatzes – analysieren und vor allem auch hinsichtlich der Intensität quantifizieren.

Die bisherigen Untersuchungen konzentrierten sich überwiegend auf die Quantifizierung der Veränderungen am Hintereisferner selbst, sowie auf die Detektion und Kartierung von prozessbedingten Veränderungen (siehe Teil 1). Auch Oberflächenklassifizierungen auf Basis von ALS-Daten wurden im gesamten Untersuchungsgebiet durchgeführt (Fritzmann et al. 2011).

2 Stand des Wissens

Neben der ursprünglichen Hauptanwendung, dem Berechnen von hochgenauen digitalen Gelände- und Oberflächenmodellen, wird unter anderem die ALS-Technologie in den letzten Jahren auch immer mehr in der geomorphologischen Forschung genutzt. Die Anwendungen sind vielfältig und reichen von der Kartierung und Charakterisierung von Massenbewegungen, wie Bergstürzen oder Rutschungen (McKean & Roering 2004), über die Ableitung von geomorphologischen Parametern, wie Rauigkeit, Exposition, Neigung und Krümmung des Geländes (Glenn et al. 2006,

Grebbby et al. 2010) bis hin zum (halb)-automatisierten Kartieren ausgewählter Einheiten des geomorphologischen Formenschatzes, wie Terrassen, Schutthalden, Felsklippen oder Moränen im Hochgebirge (Van Asselen & Sejmonsbergen 2006).

Die Verwendung multitemporaler ALS-Daten eröffnet zahlreiche weiterführende Anwendungsmöglichkeiten. Durch Differenzbildung zwischen den Geländemodellen von zwei ALS-Kampagnen sind Oberflächenveränderungen leicht zu erkennen und zu quantifizieren. Quantifizierung und Überwachung solcher Oberflächenveränderungen sind daher verbreitete Anwendungen. So werden beispielsweise die Verteilungen von Sedimenten nach Erdbeben und Murgängen (Bull et al. 2010) ebenso identifiziert wie der Fließweg eines großen Lahars am Mt. Ruapehu in Neuseeland (Joyce et al. 2009) und die Variationen im Verlauf von Teilen der Küstenlinie North Carolinas (White & Wang 2003).

In Periglazialgebieten wurde bisher meist nur terrestrisches Laserscanning (TLS) angewandt, wobei der Scanner ähnlich einem Theodoliten auf einem Stativ im Gelände aufgestellt wird. Vor allem zum Monitoring von Massenbewegungen, wie Felsstürzen (Bauer et al. 2005), instabilen Felswänden oder Blockgletschern (Bauer et al. 2003, Avian et al. 2008, Bodin et al. 2008), wurde diese Technik in den letzten Jahren erfolgreich verwendet. Käab et al. (2005) und Käab (2008) kombinierten ALS-Daten mit Daten anderer Fernerkundungssysteme zur Kartierung und Quantifizierung von Veränderungen im Permafrost. Zangerl et al. (2010), Abermann et al. (2010) und Bollmann et al. (2011) verwendeten multitemporale ALS-Daten zur Detektion und Quantifizierung von periglazialen Prozessen.

Da nur für wenige Gebiete qualitativ hochwertige Daten in längeren Zeitreihen vorliegen sind die Möglichkeiten der Analyse von multitemporalen ALS-Daten allerdings noch lange nicht ausgeschöpft. Der mit nunmehr 20 Flügen weltweit einzigartige Datensatz des Gebietes um den Hintereisferner am Instituts für Geographie der Universität Innsbruck ist daher für Analysen in diesem Bereich von besonderem Wert (siehe Abb. 1).



Abbildung 1: Übersicht Region Hintereisferner mit den Detailuntersuchungsgebieten F – fluvialer Prozessbereich (Kap. 5), P – flächenhafter Permafrost (Kap. 3) und R – gravitativer Prozessbereich (Kap. 4), DI und DII – Toteiskörper (Teil 1)

3 Flächenhafter Permafrost

Im ersten Teil dieser Aufsatzfolge (Sailer & Stötter 2011) wurde der alpine Permafrost bereits thematisiert. Während die als Leitform des alpinen Permafrostes bezeichneten Blockgletscher im Allgemeinen ein sehr charakteristisches Erscheinungsbild aufweisen und deshalb gut erkennbar sind, ist flächig verbreiteter alpiner Permafrost mit freiem Auge nur schwer bzw. überhaupt nicht erkennbar. Deshalb müssen für den Nachweis von Permafrost vor Ort im Hochgebirge oft geophysikalischen Methoden (Georadar, Seismik, Geoelektrik) eingesetzt werden. Flächenhafte Aussagen über Permafrostkörper und deren Veränderungen sind damit allerdings nur beschränkt möglich, so dass für die Darstellung der flächenhaften Verbreitung von Permafrost in der Regel auf Modellrechnungen zurückgegriffen werden muss (Haeberli 1975; Keller 1987; Käab et al. 2007; Roer 2007). Aktuelle Forschungen am Institut für Geographie der Universität Innsbruck zeigen jedoch, dass es nunmehr möglich ist, auf Basis multitemporaler ALS-Daten hoch auflösende und detaillierte Aussagen über flächenhafte Veränderungen im Permafrostregime zu tätigen.

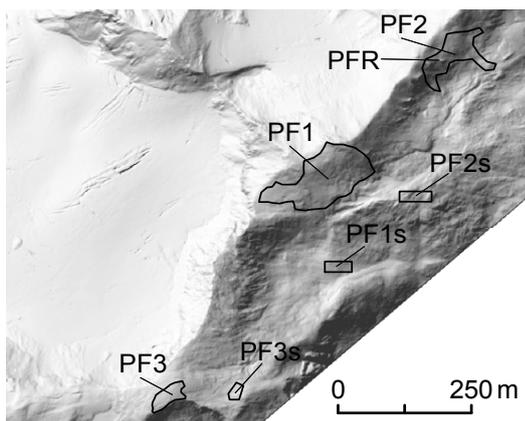


Abbildung 2: Region mit flächenhaften Permafrost; Untersuchungsgebiete PF1 bis PF3 mit den jeweils korrespondierenden stabilen Gebieten; PFR kennzeichnet eine stabile Felsregion innerhalb des Untersuchungsgebietes PF2 (Sailer et al. eingereicht)

Auch hier greifen die Forscher des Geographieinstitutes auf den Hintereisferner-Datensatz mit seinen nunmehr 20 ALS-Flügen zurück. Anhand von drei Detailflächen im Bereich der Rofenbergköpfe (Abb. 1 und 2) kann gezeigt werden, wie multitemporale ALS-Daten zu einem verbesserten Verständnis der Folgeerscheinungen des Klimawandels im Bereich des alpinen Permafrosts beitragen. Die relativ flachen nach Süd-Ost gerichteten Gebiete liegen in einer Höhe um 3 200 m und sind dadurch gekennzeichnet, dass sich im Laufe der Jahre eine stetige negative Höhendifferenz über die gesamte Fläche aus den ALS-Geländemodellen (DGM) ableiten lässt. Abb. 3 zeigt die gemittelten Höhendifferenzen benachbarter Punkte in den Flächen PF1 (Permafrost 1), PF2 (Permafrost 2) und PF3 (Permafrost 3). Trotz einer Mittelung der Punktdifferenzen über die gesamte Fläche lässt sich ein eindeutiger negativer Trend der Oberflächenänderung (absolute Höhe) erkennen. Sowohl das Wissen, dass die betroffenen Areale Permafrost aufweisen, als auch die Tatsache, dass dieser Trend über mehrere Jahre ungebrochen beobachtbar ist, bestätigt die Hypothese, dass die besagten Änderungen auf die Degradation von Permafrost zurückzuführen sind.

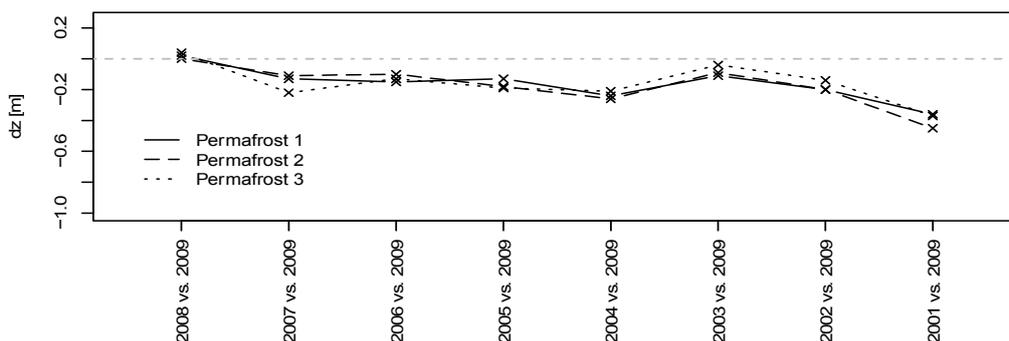


Abbildung 3: Mittlere korrigierte Höhenänderung der Gebiete Permafrost 1 (PF1), Permafrost 2 (PF2) und Permafrost 3 (PF3; verändert nach Sailer et al. eingereicht)

Auch wenn die jährlichen Änderungsraten relativ gering sind, übersteigt die kumulative Änderung deutlich den für diese Gebiete typischen zu erwartenden Messfehler ($\pm 0,10$ m, Bollmann et al. 2011). Bestätigt wird die Hypothese auch durch die Tatsache, dass anstehende Felsflächen inner-

halb des Areal PF2 im Betrachtungszeitraum keine Höhenänderung aufweisen. Wählt man spezifische Punkte aus, ist der Änderungstrend gleichermaßen identifizierbar. Die jährlichen Differenzen liegen dabei relativ nahe einer tolerierbaren Fehlergrenze. Dennoch zeigen die kumulativen Höhenänderungen einen eindeutigen Trend der gemessenen Höhenänderung, die im Zeitraum von 2002 bis 2008 immerhin knapp über 0,5 m beträgt (Abb. 4).

Sowohl die flächenhafte Auswertung (Abb. 3) als auch punktuelle Differenzbildung weisen auf geringe jährliche Höhenänderungen hin. Aus diesem Grund ist es zwingend erforderlich, mögliche, vom Messsystem nicht beeinflussbare Störfaktoren (hier vorwiegend eine herbstliche Schneedecke) in der Planung bereits auszuschließen oder, wenn dies nicht möglich ist, Korrekturen durchzuführen, wie dies bei den flächenhaften Auswertungen der Fall ist (Sailer et al. eingereicht). Bei der besonders fehlersensiblen Punktauswertung ist die Korrektur einer möglichen herbstlichen Schneedecke nicht machbar. Daher bleiben, wie in Abb. 4 gezeigt, die Daten der betreffenden Jahre (2001 und 2005) unberücksichtigt.

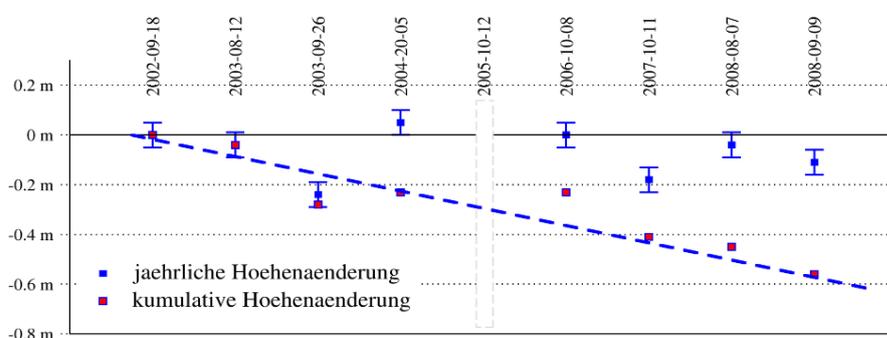


Abbildung 4: Jährliche und kumulative Höhenänderungen an einem repräsentativen Punkt im Teiluntersuchungsgebiet PF1 zwischen dem 18.9.2002 und dem 9.9.2008; die Fehlerbalken weisen auf den zu erwartenden Messfehler hin, der sich aus Oberflächenrauigkeit und Neigung ergibt (verändert nach Bollmann et al. 2011)

4 Gravitative Prozessfolgen

In nordöstlicher Fortsetzung der Permafrostgebiete befindet sich am sogenannten Rofenberg ein nach Nord exponiertes, von gravitativen Prozessen geprägtes Untersuchungsgebiet (Abb. 1 und 5). Aus der Abbruchnische (RF) brechen sporadisch Blöcke ab, die zunächst am Fuße (RFD) der Nische abgelagert werden. Das Abbruch- und das Ablagerungsvolumen dieser beiden Teilflächen halten sich in etwa die Waage und zeigen mit einer Volumendifferenz von lediglich 18 %, gemessen über den Zeitraum von 2002 bis 2009, eine äußerst gute Übereinstimmung.

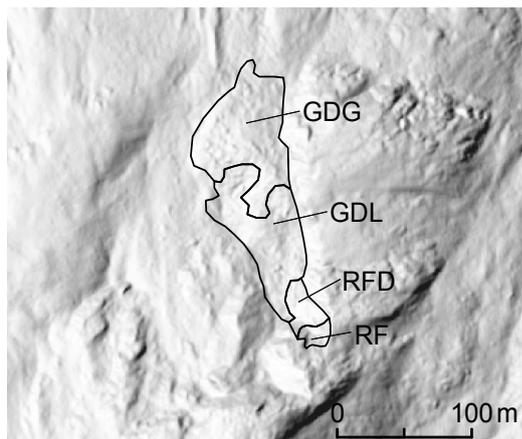


Abbildung 5: Felssturzgebiet mit Abbruchnische RF und Ablagerungsgebiet RFD sowie den Gebieten mit Massenverlagerungen GDL (Höhenverlust) und GDG (Höhengewinn) (Sailer et al. eingereicht)

Der markanteste Felssturz hat sich zwischen dem 7.8.2008 (ALS-Flug 15) und dem 9.9.2008 (ALS-Flug 16) ereignet. Auch in diesem Fall stimmt das aus den ALS-Messungen abgeleitete Abbruch- und Ablagerungsvolumen gut überein. Der Volumenunterschied von 16 % resultiert wohl weniger aus Messfehlern, die auf das sehr stark geneigte Abbruchgebiet zurückzuführen sind, sondern ist auch in der Fragmentierung des Sturzmaterials zu begründen (Bollmann et al. 2011). Das Besondere liegt im augenscheinlichen Weitertransport des Sturzmaterials in Form eines langsamen Schuttstroms, der sich aus den Teilflächen GDL und GDG zusammensetzt. Wie Abb. 6 zeigt, verläuft die Entwicklung der beiden Teilflächen spiegelbildlich. Die höher gelegene Fläche GDL verliert kontinuierlich an Volumen, wohingegen die daran anschließende tiefer liegende Fläche GDG ebenso kontinuierlich an Volumen gewinnt (Bollmann et al. 2011, Sailer et al. eingereicht). Auch wenn diese Prozesskaskade nicht unmittelbar auf Veränderungen im Klimaregime zurückzuführen ist, so kann das Ergebnis dieser Massenumlagerungen im Falle von extremen Niederschlagsereignissen eine neue Dynamik erfahren. Die vorliegenden Untersuchungen legen somit einen weiteren Grundstein in der Quantifizierung von prozessbedingten Veränderungen in Hochgebirgsregionen.

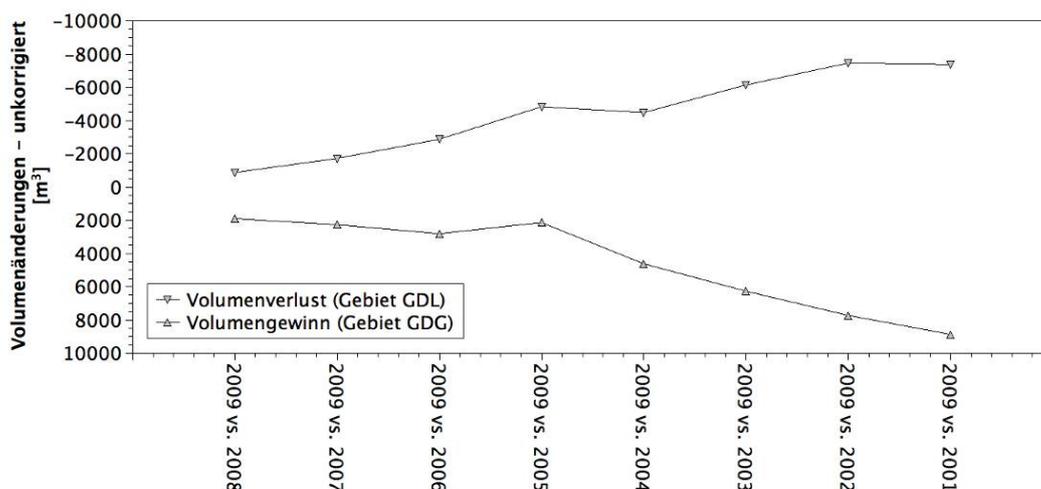


Abbildung 6: Volumenänderungen in den Gebieten, die von langsamen Kriechbewegungen dominiert werden (verändert nach Sailer et al. eingereicht)

5 Fluviale Prozessfolgen

Gegenüber dem Rofenberg, orographisch links von der Gletscherzunge in einer Höhe zwischen 2 600 m und 2 900 m ü. M., befindet sich ein Gebiet, in dem sich zahlreiche fluvial geprägte Erosionsprozesse erkennen lassen (Abb. 1 und 7). Dabei handelt es sich vorwiegend um rückschreitende Erosion, wodurch die charakteristischen Formen von „Feilenanbrüchen“ im lockeren Ufermoränenmaterial entstehen. Die Erosionsgebiete sind durch einen sehr steilen mittleren Neigungswinkel von 45° gekennzeichnet, womit der kritische Böschungswinkel für Lockermaterial deutlich überstiegen wird und somit eine originäre Ablagerung nicht möglich ist. Das im Verhältnis zu diesen Flächen viel größere Depositionsgebiet ist hingegen im Mittel wesentlich geringer geneigt.

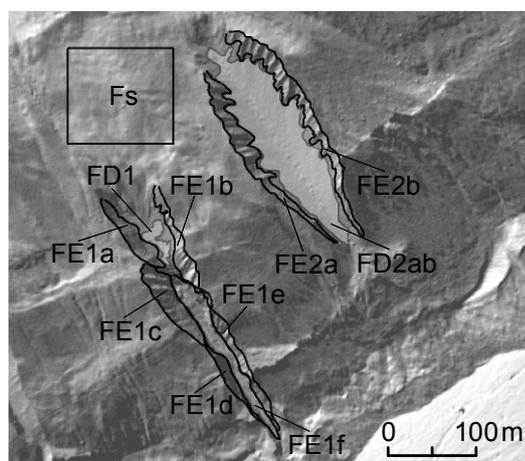


Abbildung 7: Durch fluviale Tätigkeit geprägte Region; FE weist auf fluviale Erosions- und FD auf fluviale Depositionstätigkeit hin; Es zeigt das korrespondierende stabile Gebiet (Sailer et al. eingereicht)

Dem Ablagerungsgebiet FD1 entspricht eine Reihe separat quantifizierter Erosionsprozesse (FE1a, FE1b, FE1c, FE1d und FE1e), während das Ablagerungsgebiet FD2 von zwei eindeutig abzugrenzenden Erosionshängen FE2a und FE2b flankiert wird (vgl. Abb. 7). Für alle diese Teilgebiete wurden jeweils die vertikalen Änderungen berechnet. Die sehr stark negativen Werte von FE1e zwischen dem Jahr 2002 und 2003 sind vermutlich auf ein außergewöhnliches Erosionsereignis während des klimatischen Rekordjahres 2003 zurückzuführen. Alle anderen Teilgebiete folgen einem relativ klaren Trend mit Änderungsraten von einigen Dezimetern innerhalb eines Jahres (vgl. Abb. 8). Außer der fluvial initiierten rückschreitenden Erosion wirken an den unterschnittenen Hängen zusätzlich lateral gravitative Massenbewegungen, deren Umsätze anteilmäßig zu der Gesamterosionsmenge hinzuzurechnen sind. Diese als lineare Strukturen erkennbaren „Rinnen“ entstehen hauptsächlich durch Schneeschmelze im Frühjahr und Frühsommer sowie durch Starkregenereignisse. Aus der Summe dieser fluvialen oder fluvial induzierten Erosionsprozesse ergibt sich das Lockermaterial, welches durch positive Oberflächenhöhenänderungsraten in FD1 und FD2 repräsentiert wird. Da ein Teil dieses abgelagerten Materials aber weiter hangabwärts in Richtung der Gletscherzunge transportiert wird, müssen die Depositionsraten nicht zwangsläufig den gemessenen Erosionsraten entsprechen.

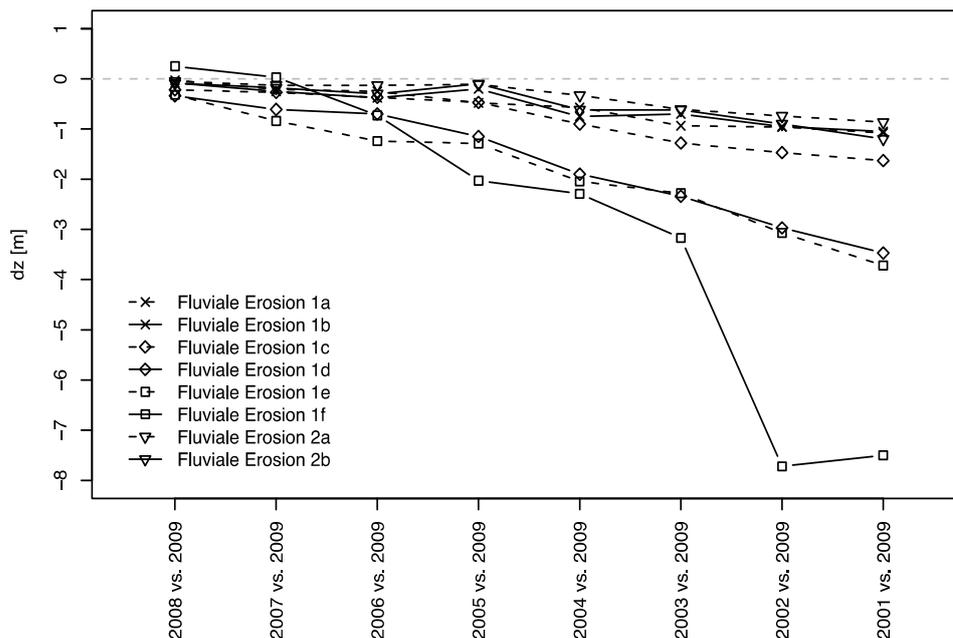


Abbildung 8: Mittlere korrigierte Höhenänderungen in Gebieten, die von fluvialer Erosion dominiert werden (verändert nach Sailer et al. eingereicht)

6 Zusammenfassung Teil 2: Reliefsphäre

Die Reliefsphäre ist direkt oder indirekt mit dem Klimasystem gekoppelt, so dass sich Klimaänderungen auf die Geomorphodynamik auswirken. Die Felssturz oder Steinschlagfähigkeit bei abschmelzendem Permafrost im Hochgebirge oder eine verstärkte Materialumlagerung im Periglazialbereich sind hierfür Beispiele. Der vorliegende Artikel gibt einen Einblick in die Möglichkeiten zur Quantifizierung von Veränderungen der Reliefsphäre, basierend auf multitemporalen ALS-Aufnahmen. Die Notwendigkeit der Entwicklung von Messmethoden und Analyseverfahren, die eine verlässliche und flächenhafte Quantifizierung von Landschaftsveränderungen erlauben, gewinnt unter dem Gesichtspunkt der prognostizierten verstärkten Klimadynamik zunehmend an Bedeutung.

Wie groß die Änderungen der Kryosphäre (vergleiche auch Sailer & Stötter 2011) und Reliefsphäre sein können, zeigt Tabelle 1. Erwartungsgemäß erfahren derzeit Gletscher nicht nur hinsichtlich ihrer Längen und Flächen, sondern auch volumensmäßig die größten und wohl auch augenscheinlichsten Veränderungen in den Hochgebirgslandschaften. In direktem Zusammenhang mit dem Gletscherrückzug steht zunächst auch die dadurch verursachte Entwicklung von schuttbedeckten Toteiskörpern, welche zwar nicht direkt an die atmosphärischen Energieflüsse gekoppelt sind, aber trotzdem sehr rasch und intensiv auf Änderungen im Klimasystem reagieren. Ein – ergänzend zu den Ausführungen im ersten Teil (Sailer & Stötter 2011) – besonders schönes Beispiel einer Toteisentwicklung ist im orographisch rechten Stirn- und Ufermoränenkomplex des Hintereisfernes zu finden (Abb. 1). Der gesamte Komplex ist – entsprechend den Phasen des Gletscherrückschmelzens – in mehrere Toteiskörper zu untergliedern. Die Ergebnisse der Oberflächenänderungen zweier solcher Körper (DI und DII aus Abb. 1) sind in Tabelle 1 aufgelistet. Die Schmelzbeträge des

jüngeren Toteiskörpers DII erreichen Werte, die annähernd den maximalen Gletscherhöhenänderungen entsprechen. Aber auch der ältere Toteiskörper DI weist erheblich Verlusten auf.

Tabelle 1: Zusammenfassung der maximalen, minimalen und mittleren Höhenänderungen von 2002 bis 2009 im Hintereisfernergebiet die aus ALS-Differenzen abgeleitet wurden (verändert nach Bollmann et al. 2011)

Prozess	Maximale Höhenänderung	Minimale Höhenänderung	Mittlere Höhenänderung pro Jahr
Hintereisferner (gesamte Gletscherfläche)	~-32,0 m	-12,5 m	-1,80 m
Fluviale Erosion	-7,6 m	-0,7 m	-0,10 m
Fluviale Ablagerung	+1,5 m	+0,2 m	+0,03 m
Toteisgebiet DI	-26,9 m	-5,0 m	-0,71 m
Toteisgebiet DII	-34,9 m	-17,7 m	-2,53 m
Felssturz Abbruchgebiet	-11,4 m	-4,2 m	-0,60 m
Felssturz Ablagerungsgebiet	+5,4 m	+1,6 m	+0,23 m
Kriechen Höhenverlust	-4,7 m	-1,9 m	-0,27 m
Kriechen Höhengewinn	+4,5 m	+1,8 m	+0,26 m

Unter Berücksichtigung der Erfahrungswerte aus den bisherigen Untersuchungen am Institut für Geographie der Universität Innsbruck können Richtwerte zur Planung von ALS-Kampagnen und daraus resultierender Datensätze abgeleitet werden. Hohe Änderungsraten auf Gletschern lassen, unabhängig von der durch die Gletscherdynamik ausgelösten Problematik (Bollmann et al. 2011, Fischer 2011), ohne weiteres monatliche Differenzbildungen und selbstverständlich Differenzbildungen über größere Zeiträume zu. Prozesse mit geringen Bewegungs- oder Veränderungsraten verlangen Messungen, die eine größere zeitliche Differenz aufweisen. In der Regel betrifft dies alle Prozesse der Reliefsphäre, wobei außergewöhnliche Einzelereignisse durchaus sehr hohe Änderungsraten aufweisen können, wie dies das Sturzereignis aus dem Sommer 2008 zeigt. Messungen von Prozessfolgen, die durch geringe Bewegungsraten oder Höhenänderungen gekennzeichnet sind, erfordern entweder einen größeren zeitlichen Abstand (> 1 Jahr) oder in vielen Fällen ein quasi kontinuierliches Monitoring, wie dies am Beispiel „flächenhafter Permafrost“ gezeigt werden kann.

Die in Teil 1 und Teil 2 gezeigten Beispiele belegen, dass mit ALS neue Dimensionen einer nachvollziehbaren Quantifizierung von Prozessfolgen im Hochgebirge erreicht werden können. Neben der reinen Quantifizierung, die im Hinblick auf die Prozessforschung von großem Interesse ist, liefern die hier vorgestellten Forschungsergebnisse flächenhaft Informationen über klimainduzierte Veränderungen im Hochgebirge. Somit ist es möglich, über die Bereitstellung dieser sogenannten Klimaindikatoren, einen wesentlichen Beitrag zur Klimafolgenforschung und zur Modellierung möglicher zukünftiger Entwicklungen zu leisten.

Tabelle 2: Verwendbarkeit von multitemporalen ALS-Messungen und Signifikanz der daraus abgeleiteten Höhendifferenzen; +++ hoch signifikante Aussagen sind möglich, ++ mittlere Signifikanz der Aussagen, + geringe Signifikanz der Aussagen (verändert nach Bollmann et al. 2011)

Prozess	zeitliche Differenz zwischen den ALS-Messungen		
	< 1 Jahr (z. B. monatlich)	1 Jahr	> 1 Jahr
Gletscherakkumulation und -ablation	+++	+++	+++
Schmelzen von Toteis	+ / ++	++ / +++	++ / +++
Flächenhafte Permafroständerungen	+	+	+ / ++
Massenbewegungen inkl. Blockgletscher	+ / ++	++ / +++	+++
Fluviale Erosion, Umlagerung und Deposition	+ / ++	+ / ++	++ / +++
Felssturz	+ / ++	++	++ / +++

7 Ausblick auf Teil 3: Veränderung von Landschafts- und Kulturelementen im alpinen Raum

Alpine Regionen unterliegen neben den beschriebenen Veränderungen im Naturraum auch starken Wandlungsprozessen im Kulturräum, welche gleichermaßen prägend auf das Landschaftsbild der Alpentäler und ihrer Almregionen wirken. Der kombinierte Einsatz von ALS-Daten und Daten anderer Fernerkundungssysteme (Luft- und Satellitenbilder) ermöglicht aufgrund der hochauflösten multispektralen und -temporalen 3D-Informationen die Quantifizierung von flächen-, höhen- und volumenbezogenen Veränderungen von Natur- und Kulturelementen. Im 3. Teil der Aufsatzreihe wird daher eine Studie des Institutes für Geographie der Universität Innsbruck vorgestellt, welche Veränderungen in alpinen Siedlungs- und Waldgebieten detektiert und quantifiziert.

8 Dank

Als Autoren des vorliegenden Artikels bedanken wir uns bei alle jenen, die zum Gelingen des Artikels direkt und indirekt beigetragen haben. Ein besonderer Dank gilt auch allen Institutionen, welche die ALS-Kampagnen ermöglicht haben (EU 5. Rahmenprogramm, Tiroler Wissenschaftsfonds, FFG im Rahmen von asap und dem Österreichischen Klima- und Energiefonds im Rahmen des ACRP).

9 Literatur

- Abermann, J., Fischer, A., Lambrecht, A. & T. Geist (2010): On the potential of very high-resolution repeat DEMs in glacial and periglacial environments. *The Cryosphere*, 4: 53-65.
- Avian, M., Kellerer-Pirklbauer, A. & A. Bauer (2008): Remote Sensing Data for Monitoring Periglacial Processes in Permafrost Areas: Terrestrial Laser Scanning at the Rock Glacier Hinteres Langtalkar, Austria. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, 77-82.
- Bauer, A., Paar, G. & V. Kaufmann (2003): Terrestrial laser scanning for rock glacier monitoring. *Proceedings of the 8th International Permafrost Conference*, 55-60.
- Bauer, A., Paar, G. & A. Kaltenböck (2005): Mass Movement Monitoring Using Terrestrial Laser Scanner for Rock Fall Management. *Proceedings of the First International Symposium on Geo-information for Disaster Management*, 21-23.
- Bodin, X., Jaillot, S. & P. Schoeneich (2008): High-Resolution DEM Extraction from Terrestrial LIDAR Topometry and Surface Kinematics of the Creeping Alpine Permafrost: The Laurichard Rock Glacier Case Study (Southern French Alps). *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, 137-142.
- Bollmann, E., Sailer, R., Briese, Ch., Stötter, J. & P. Fritzmann (2011): Potential of airborne laser scanning for geomorphologic feature and process detection and quantifications in high alpine mountains. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Vol. 55, Suppl. 2, 83-104.
- Bull, J., Miller, H., Gravley, D., Costello, D., Hikurao, D. & J. Dix (2010): Assessing debris flows using LIDAR differencing: 18 May 2005 Matata event, New Zealand. *Geomorphology*, 124(1-2): 75-84.
- Fischer, A. (2011): Comparison of direct and geodetic mass balances on a multi-annual time scale. *The Cryosphere*, 5(1), 107-124.
- Fritzmann, P., Höfle, B., Vetter, M., Sailer, R., Stötter, J. & E. Bollmann (2011): Surface classification based on multi-temporal airborne LiDAR intensity data in high mountain environments – A case study from Hintereisferner, Austria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Vol. 55, Suppl. 2, 105-126.
- Glenn, N.F., Streutker, D.R., Chadwick, D.J., Thackery, G.D. & S.J. Dorsch (2006): Analysis of LiDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity. *Geomorphology*, 73(1-2): 131-148.
- Grebby, S., Cunningham, D., Naden, J. & K. Tansey (2010): Lithological mapping of the Troodos ophiolite, Cyprus, using airborne LiDAR topographic data. *Remote Sensing of Environment*, 114(4): 713-724.
- Haeberli, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch. - *VAW-Mitteilungen*, 17, Zürich.
- Joyce, K.E., Samsonov, S., Manville, V., Jongnens, R., Graettinger, A. & S.J. Cronin (2009): Remote sensing data types and techniques for lahar path detection: A case study at Mt. Ruapehu, New Zealand. *Remote Sensing of Environment*, 133(8): 1778-1786.
- Kääb, A., M. Charle, B. Raup & C. Schneider (2007): Climate change impacts on mountain glaciers and permafrost, *Global and Planetary Change*, 56, vi-ix.
- Kääb, A. (2008): Remote sensing of permafrost-related problems and hazards. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(2): 107-136.
- Kääb, A., Huggel, C., Fischer, L., Guex, S., Paul F., Roer, I., Salzmann, N., Schlaefli, S., Schmutz, K., Schneider, D., Strozzi, T. & Y. Weidmann (2005): Remote sensing of glacier- and permafrost-related hazards in high mountains: an overview. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5: 527-554.
- Keller F. (1987): Permafrost im Schweizerischen Nationalpark. - *Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft. Graubünden*, 104, 35-53, Chur.
- McKean, J. & J. Roering (2004): Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry. *Geomorphology*, 106(3-4): 261-270.
- Roer, I. (2007): Rockglacier kinematics in a high mountain geosystem. *Bonner Geographische Abhandlungen* 117: 217.
- Sailer, R. & J. Stötter (2011): Nachvollziehbar messen statt subjektiv schätzen - neue methodische Ansätze zur Quantifizierung von Klimafolgen im Hochgebirge – Teil 1: Kryosphäre. *GW Unterricht*, 121, 4-20.
- Sailer, R., Bollmann, E., Hoinkes, S., Rieg, L., Stötter, J. & M. Sproß (eingereicht): Quantification of geomorphodynamic processes in glaciated and recently deglaciated terrain based on airborne laser scanning data. *Geografiska Annaler*
- Stötter, J. (1994): Veränderung der Kryosphäre in Vergangenheit und Zukunft sowie Folgeerscheinungen – Untersuchungen in ausgewählten Hochgebirgsräumen im Vinschgau (Südtirol). – *Habilitationsschrift*, München.

- van Asselen, S. & A.C. Seijmonsbergen (2006) Expert-driven semi-automated geomorphological mapping for a mountainous area using a laser DTM. *Geomorphology*, 78(3-4), 309-320.
- White, S.A. & Y. Wang (2003): Utilizing DEMs derived from LiDAR data to analyze morphologic change in the North Carolina coastline. *Remote Sensing of Environment*, 85(1): 39-47.
- Zangerl, C., Prager, C. & D.A. Engl (2010): Self-stabilisation mechanisms of slow rock slides in crystalline bedrock (Tyrol, Austria). In: Williams, A. L., Pinches, G. M., Chin, C. Y., McMorran, T. and Massey, C. I.: *Geologically Active: Proceedings of the 11th IAEG Congress, Auckland, New Zealand, 5-10 September 2010*, 903-910.
- Zimmermann, M. (1990): Periglaziale Murgänge. - VAW Mitteilungen der ETH Zürich (Hrsg.), Zürich.
- Zimmermann, M, & Haeberli, W. (1992): Climatic Change and Debris Flow Activity in High-Mountain Areas - A Case Study in the Swiss Alps. - *Catena Supplement*, 22, 59-72, Cremlingen.