

Freitag 16. Oktober 2015

11:00-11:30

Ingenieurgeologische Untersuchungen an einer Felsgleitung am Gepatschferner (Kaunertal, Tirol)

Vehling, Lucas¹, Moser, Michael¹, Glira, Phillipp², Baewert, Henning³ Morche, David³, Rohn, Joachim¹

¹Lehrstuhl für Angewandte Geologie, Universität Erlangen Nürnberg (Kontakt: lucas.vehling@fau.de)

²Department für Geodäsie und Geoinformation, Forschungsgruppe Photogrammetrie und Laserscanning TU-Wien

³Institut für Geowissenschaften und Geographie, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

Zusammenfassung

Die aktive Felsgleitung befindet sich direkt an der orographisch rechten Flanke der in den letzten Jahrzehnten stark zurückschmelzenden Gepatschfernerzunge im Kaunertal. Bewegungsraten der Felsgleitung sowie Massentransporte durch Stein- und Blockschläge im kompletten von Instabilitäten gekennzeichneten Hangbereich und wurden mit multitemporalen LiDAR-Messungen ermittelt. Die Bewegungsraten der Felsgleitung lagen zwischen 2006 und 2014 bei durchschnittlich etwa einem Meter pro Jahr an den aktivsten oberen Hangpartien. Seit 2012 konnte eine Zunahme der Bewegungsraten gemessen werden, im Jahr 2014 wurden außerdem Bergzerreißungsspalten am Oberhang sichtbar. Im Zuge der Felsgleitungsprozesse wurden verstärkt Stein- und Blockschläge aus mehreren sich rasch vergrößernden Ausbruchsnischen mobilisiert. Allein zwischen September 2012 und August 2014 wurden durch die Sturzprozesse kleiner Magnitude ca. 100.000 m³ Gesteinsmaterial am Hangfuß auf dem Gletscher abgelagert.

1. Einleitung

Gravitative Massenbewegungen sind weitverbreitete natürliche Prozesse, die vor allem in alpinen Hochgebirgen aufgrund der hohen Reliefenergie intensiven Gesteinsverwitterungsprozessen und geotechnischen Gebirgseigenschaften auftreten. Aus diesen Prozessen erwachsen Naturgefahren, sofern sie in bewohnten oder touristisch genutzten Gebieten auftreten. In neuzeitlich enteisten Gebieten wird eine Intensivierung der gravitativen Prozesse erwartet (Harris et al. 2009), denn durch den schnellen Gletscherrückzug werden glazial übersteilte Hangflanken kaltklimatischen Verwitterungsprozessen ausgesetzt (Ballantyne 2002). Weiterhin bereiten Entlastungsvorgänge und Entspannungsprozesse durch die Erweiterung von Rissen im Fels Massenbewegungen vor. Auf diese Weise können ganze Bergflanken in relativ kurzer Zeit destabilisiert werden, vor allem wenn diese bereits eine geringe Gebirgsfestigkeit aufgrund persistenter Trennflächensysteme aufweisen (Jaboyedoff et al. 2012). Deshalb zeigen einige Arbeiten eine Zunahme von Massenbewegungen im proglazialen alpinen Raum (z.B. Noetzi et al. 2003, Fischer et al. 2006, Vehling et al. 2015). Die Gneise des Ötztalkristallins waren im Kaunertal bereits in den vergangenen Jahrzehnten von Massenbewegungen betroffen und sind daher seit mehreren Jahrzehnten Gegenstand der ingenieurgeologischen Forschung (z.B. Zischinsky 1969, Tentschert 1998, Heißel & Weber 2000, Zangerl et al. 2010). In dieser Arbeit werden erste Ergebnisse zum Bewegungsverhalten der Felsgleitung an der 'Schwarzen Wand' im oberen Kaunertal präsentiert. Die Arbeiten wurden im Rahmen des DFG/FWF-Paketprojekts PROSA (Hochaufgelöste Messungen der Geomorphodynamik in sich schnell

verändernden proglazialen Systemen der Alpen) durchgeführt. Dieses interdisziplinäre Forschungsprojekt, an dem österreichische und deutsche Universitäten beteiligt sind, beschäftigt sich mit den Folgen der Gletscherschmelze im Sedimenthaushalt in den seit 1850 eisfrei gewordenen Gebieten (Heckmann et al. 2012).

2. Lage und geologisch-morphologischer Überblick

Die Felsgleitung 'Schwarze Wand' befindet sich im oberen Kaunertal auf 2400 - 2.900 m ü. NN und grenzt unmittelbar an den Gepatschferner (Abb. 23, Abb. 24). Der Ortsname 'Schwarze Wand' bezeichnet in den topographischen Alpenvereinskarten den kompletten Gebirgszug östlich der Gletscherzunge, dessen höchster Gipfel die Schwarzwand Spitze (3467 m ü. NN.) ist. Der Begriff 'Schwarze Wand' wird in dieser Arbeit im engeren Sinne für den geotechnisch hochaktiven, unteren süd-west exponierten Hang der Schwarzwand Spitzen verwendet.

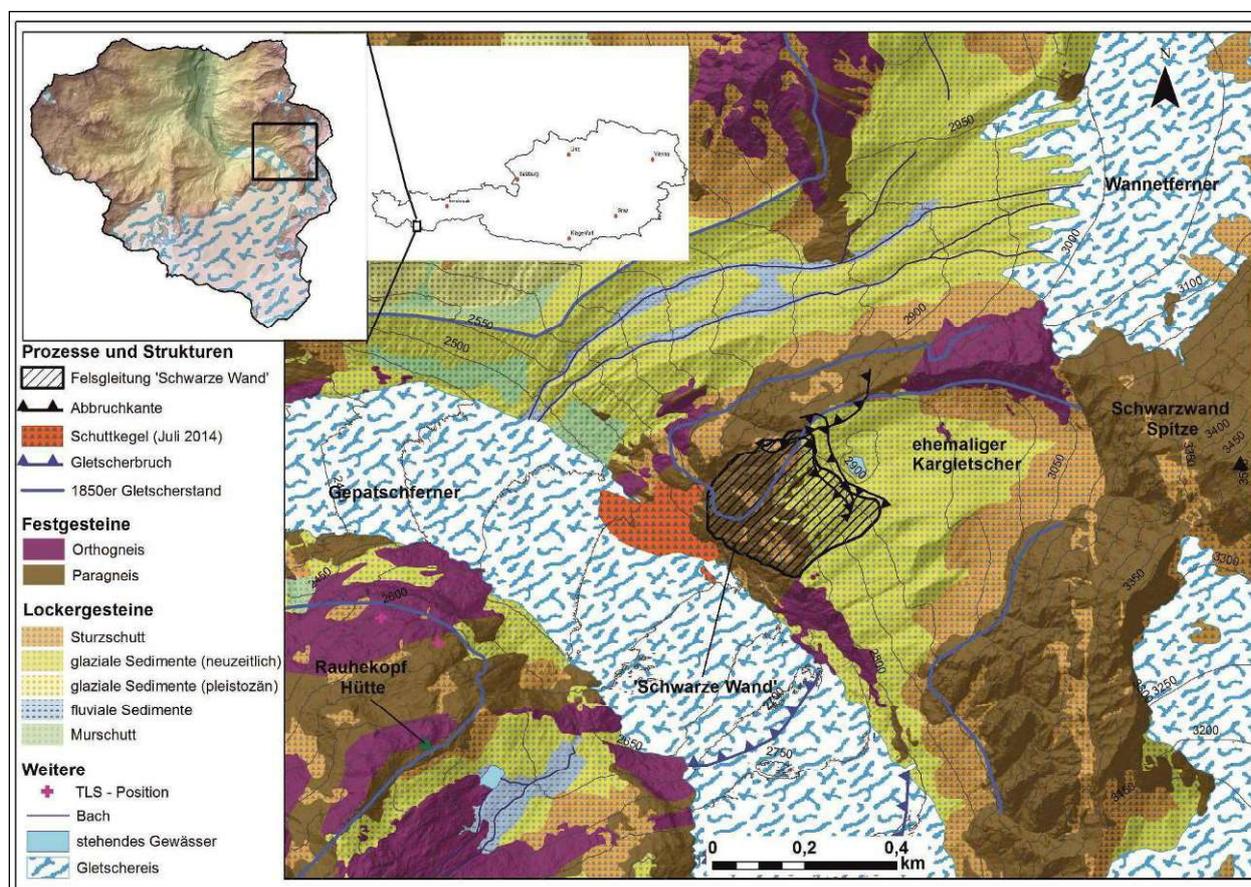


Abb. 23: Lage und geologisch-morphologischer Überblick der 'Schwarzen Wand' im oberen Kaunertal Die kleine Abbildung oben links zeigt das hydrologische Einzugsgebiet der Stauwurzel des Gepatschspeichers, welches das Arbeitsgebiet des PROSA-Projekts darstellt. Die aktive Felsgleitung ist durch die schraffierte Fläche gekennzeichnet. Die Höhenlinien sind ellipsoidische Höhen (bezogen auf den Ellipsoid ETRS89).

Geologisch betrachtet gehören die 'Schwarze Wand' und die umliegenden Gebirgszüge zum Ötztalkristallin. Die dominierenden Gesteinsarten sind Para- und Orthogneise, lokal kommen zudem Amphibolit und Glimmerschiefer vor. Als Ganggesteine treten Granitporphyr, Basalt und Diabas auf. Die Gebirgsfestigkeit wird hauptsächlich durch die Trennflächeneigenschaften bestimmt: Es existieren bis zu

vier engmaschige (0,2 - 2 m) Kluftsysteme. Vor allem die Großklüfte und tektonischen Lineamente weisen eine hohe Persistenz auf und zerlegen das Gebirge weitläufig. Die komplette unmittelbare Umgebung der 'Schwarzen Wand' ist vom neuzeitlichen Gletscherrückgang stark betroffen. Bis 1850 bedeckte der damals noch mächtige Wannetferner die nördliche Flanke der 'Schwarzen Wand'. Im Süden lag ein kleiner Kargletscher, der heute komplett ausgeschmolzen ist. Beide Gletscher besaßen eine Verbindung zur Gepatschgletscherzunge, die seit 1850 im Bereich der 'Schwarzen Wand' mehr als 100 m Mächtigkeit verloren hat. Der Gletscherstand um 1850 ist als dicke hellblaue Linie in Abb. 23 eingezeichnet.

Das Klima ist mit einer mittleren Jahrestemperatur von $-0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ an der 4 km westlich gelegenen Klimastation Weißsee (2540 m)¹ periglazial geprägt. Die Niederschläge liegen dort im langjährigen Mittel zwischen 1000 und 1300 mm pro Jahr. Gemäß des Permafrostschlüssels von Haeberli (1975) existiert Permafrost im Fels wahrscheinlich an einigen Bereichen der 'Schwarzen Wand'. Vor allem die von direkter Sonneneinstrahlung geschützt gelegenen Nischen und Rinnen sind vermutlich davon betroffen.

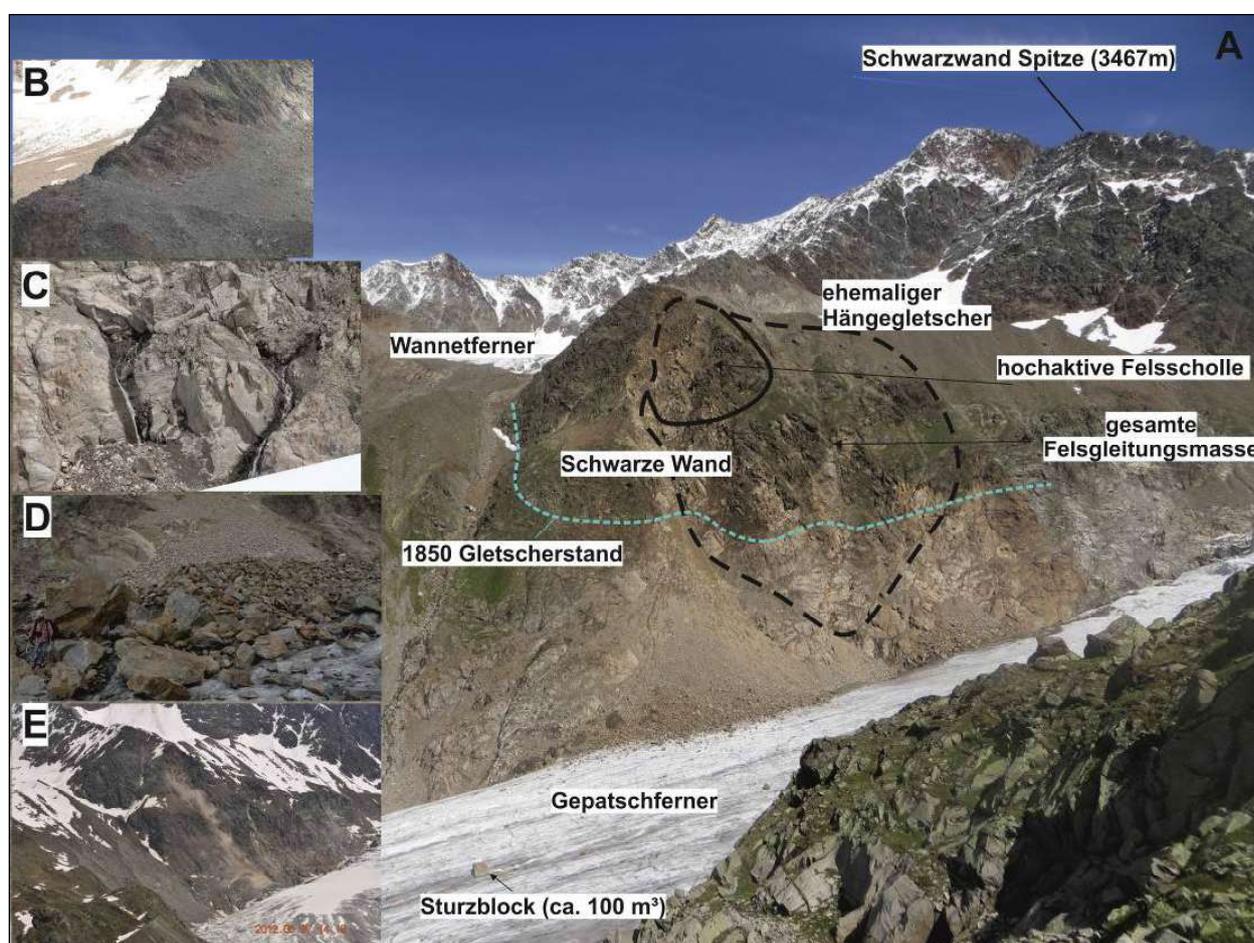


Abb. 24: A (großes Foto – Blick Richtung Osten): Panoramafoto der 'Schwarzen Wand', aufgenommen vom Gegenhang. Die ungefähren Umrisse der zurzeit (Stand: Spätsommer 2014) aktiven Hangbereiche sind eingezeichnet. B: Der weitgehend zerlegte Grat zwischen ehemaligem Hängegletscher und Wannetferner. C: Wasseraustritte an der Basis der 'Schwarzen Wand'. D: Frisch abgelagerter Sturzschutt auf dem Gletscher an der Basis der 'Schwarzen Wand'. E: Ein Steinschlagereignis hinterlässt eine Staubwolke.

¹ Die Klimadaten wurden freundlicherweise von der TiWAG (Tiroler Wasserkraftwerke AG) zur Verfügung gestellt.

3. Methoden

Die 'Schwarze Wand' und die Umgebung wurden geologisch-morphologisch kartiert. Neben Geländeaufnahmen dienten Orthofotos und digitale Schummerungskarten ('Hillshades') der Identifikation der geotechnisch relevanten Prozesse, Strukturen und Formen. Im Zuge der Geländekampagnen wurden zudem vom Gegenhang aus Fotos aufgenommen, anhand derer wichtige Strukturen auf der schwer zugänglichen 'Schwarzen Wand' erkannt und interpretiert werden konnten.

Zur Bestimmung der Bewegungsmuster der Felsgleitung und der durch Sturzprozesse mobilisierten Materialmengen, wurden luft- und bodengestützte LiDAR-Daten herangezogen. Multitemporale LiDAR-Daten eignen sich zur flächendeckenden Untersuchung und Bilanzierung von gravitativen Prozessen an schwer zugänglichen instabilen Felshängen, an denen komplexe räumliche Bewegungsmuster vorliegen, die nicht durch einzelne geodätische Messpunkte abgebildet werden können (z.B. Abellan et al. 2014). Im Rahmen des PROSA-Projekts wurden im Juli 2012 und September 2012 LiDAR-Befliegungen des kompletten oberen Kaunertals durchgeführt. Im Juli 2014 erfolgte eine Teilbefliegung. Ein weiterer luftgestützt aufgenommener LiDAR-Datensatz aus dem Jahr 2006 wurde von der Tiroler Landesregierung zur Verfügung gestellt.

Sowohl die relative Genauigkeit, als auch die absolute Genauigkeit der streifenweise aufgenommenen Punktwolken konnte durch die Anwendung einer neu entwickelten Streifenausgleichsmethode auf wenige cm verbessert werden. In Glira et al. (2015a) wird die Auswahl der dazu notwendigen Korrespondenzen beschrieben, während in Glira et al. (2015b) die gesamte Methode und die damit erzielten Genauigkeiten für die Befliegung vom Juli 2012 vorgestellt werden. Die Punktdichte der PROSA-Befliegungen liegt zwischen 11 und 16 Pt/m², die der 2006er Daten bei 4 Pt/m². Aus den LiDAR-Datensätzen wurden zunächst digitale Geländemodelle mit einer Zellgröße von 0,5 m in SAGA-GIS (www.saga-gis.org) berechnet. Danach wurde an den vier multitemporalen digitalen Geländemodellen eine automatische Rasterkorrelation ('feature tracking' - Scambos et al. 1992) in SAGA-GIS durchgeführt. Bei der Verwendung dieses SAGA-GIS-Moduls werden reale (x-y-z-Richtung) Versatzbeträge markanter Oberflächenformen in digitalen Schummerungskarten zweier digitaler Geländemodelle automatisch erkannt und quantifiziert. Der resultierende Datensatz enthält für jede Zelle einen Versatzbetrag und muss im Anschluss manuell korrigiert werden um unrealistisch hohe Versatzbeträge, die durch die isolierte Bewegung einzelner Blöcke oder Korrelationsfehler hervorgerufen wurden, zu entfernen. So können räumlich variable, jedoch im Wesentlichen kohärente Bewegungen an größeren Objekten erkannt und quantifiziert werden (vgl. Dusik et al. 2015).

Um die durch diese Methodik ermittelten Bewegungsraten abzusichern und die Messauflösung der Methode zu ermitteln wurde dieselbe Prozedur auf einen stabilen Felshang ähnlicher Oberflächenrauigkeit, Hangneigung und Morphologie angewendet. Dabei wurden Versatzdistanzen von durchschnittlich 0,25 m zwischen den PROSA ALS-Datensätzen und durchschnittlich 0,35 m zwischen dem Datensatz der Landesregierung und den PROSA-ALS-Daten gemessen. Diese scheinbaren Bewegungen sind vor allem durch Ungenauigkeiten bei der automatischen Rasterkorrelation und der Berechnung der Geländemodelle aus den Punktwolken bedingt, da die Lagegenauigkeit der Punktwolken sehr gut ist und aufgrund der Stabilität des Hanges eigentlich keine Bewegung messbar sein sollte. Bei der Interpretation der Ergebnisse sollte demnach immer berücksichtigt werden, dass erst ab einem Versatz von mindestens

0,5 m (bzw. 0,7 m) (doppelte Messauflösung - vgl. Dusik et al. 2015) definitiv von einer Felsbewegung ausgegangen werden kann.

Die durch Sturzprozesse in den Ausbruchsnischen mobilisierten und auf dem Sturzschuttkegel abgelagerten Materialmengen wurden per multitemporalen terrestrischem Laserscanning (TLS) quantifiziert. Die Punktwolken der jeweiligen Scans bestehen aus ca. 4,3 Mio. Punkten (2014) und 12,5 Mio. Punkten (08.2012). Aufgrund der unterschiedlichen Ausdehnung der verschiedenen Scans und der unterschiedlichen Punktanzahl ergeben sich verschiedene mittlere Punktabstände. Diese schwanken zwischen ca. 128 mm (08.2012) und ca. 145 mm (2014). Analog zu den luftgestützten Daten wurde auch hier aus jeder Punktwolke ein digitales Geländemodell berechnet. Die Referenzierung der einzelnen durch TLS generierten Geländemodelle wurde an stabilen Bereichen der Felswand durchgeführt. Stabile Areale sind Bereiche in denen es zu keinerlei oder nur geringen Sturzaktivitäten kommt. Dabei wurden die einzelnen Scans lediglich zueinander referenziert und nicht in einem globalen Koordinatensystem um lediglich die durch Sturzprozesse mobilisierten Materialmengen zu quantifizieren und nicht die Bewegung der kompletten Bergflanke durch die Felsgleitungsaktivitäten. Bei dieser Referenzierung entstand ein Fehler, welcher als RMS-Wert angegeben wird. Als Referenz diente die Punktwolke aus dem September 2012. Dementsprechend ist der RMS-Wert hier auch am kleinsten (0,03 mm), während er für die anderen Punktwolken deutlich größer ist (0,07 m – 0,16 m). Mithilfe dieses Fehlerwertes lässt sich ein Level of Detection Threshold (LoD) berechnen, welches bei der Kalkulation der Volumen- und Oberflächenänderungen berücksichtigt werden muss. Alle Werte, welche kleiner als das LoD sind, können nicht als signifikante Veränderungen angesehen werden und werden daher bei der Volumenberechnung ausgeschlossen. Die Berechnung des Volumens zwischen den Aufnahmezeitpunkten erfolgte mittels des in SAGA GIS (Version 2.0.8) integrierten 'Cut and Fill' Modules.

4. Ergebnisse und Diskussion

Die im Untersuchungszeitraum identifizierten und bilanzierten Massenbewegungen betreffen zwei Prozessgruppen: Zum einen treten zeitlich hochfrequente Sturzprozesse (4.1) in Form von kleineren Magnituden ($< 10 \text{ m}^3$) auf. Vereinzelt wurden auch größere Blockschläge bis zu 100 m^3 registriert. Zum anderen bestimmen großräumigere Gleitprozesse im Fels (4.2) die Dynamik der Hangflanke.

4.1. Stein- und Blockschläge

Während der Geländearbeiten im Sommer wurden vor allem in den Mittags- und Nachmittagsstunden stündlich mehrmals Steinschläge beobachtet. Diese entstammten im Jahr 2012 zunächst aus der tief eingeschnittenen Steinschlagrinne oberhalb des großen Schuttkegels (s. Abb. 24). Die größeren Blöcke erreichten Volumina von bis zu 100 m^3 und gelangten über den Sturzschuttkegel am Hangfuß hinaus auf den Gletscher. Dort befindet sich ein Wanderweg, der zur Rauhekopfhütte führt. Der größte Block (100 m^3 - markiert in Abb. 24) wurde im Juli 2014 mobilisiert. Bei diesem Ereignis betrug der Schattenwinkel 22° und der Fahrböschungswinkel maximal 27° . Beide Winkel zeugen von einer erhöhten Dynamik der Blocks, die durch seine kubische Form und den Sturz auf das Gletschereis bedingt ist. Seit dem Jahr 2014 breitete sich die Steinschlagaktivität kontinuierlich auf größere Hangbereiche aus, sodass neben der Hauptausbruchsnische weitere aktive Ausbruchsnischen entstanden. Insgesamt wurden während der terrestrischen LiDAR-Messungen von August 2012 bis August 2014 etwa knapp 100.000 m^3 Sturzmaterial

an der kompletten ‚Schwarzen‘ Wand durch Steinschläge mobilisiert. Dieser Wert ist als grobe Annäherung zu betrachten, da einige Bereiche durch die Abschattung aufgrund von Felsvorsprüngen nicht mit in die Bilanzierung einfließen konnten. Durch die Steinschlagaktivität entstand im Verlauf von wenigen Jahren ein mehr als hundert Höhenmeter hoher Schuttkegel unterhalb der aktivsten Ausbruchsnische auf dem Gepatschgletscher (Abb. 24).

4.2. Felsgleitungen

Die großräumige Felsgleitungsaktivität seit der ersten LiDAR-Messung 2006 ist in Abb. 25 quantitativ auf Basis eines Rasters mit 2 m Zellgröße dargestellt. Bezüglich der Gleitprozesse ist der aktivste Hangbereich die nördliche obere Flanke. Dort wurden Versatzbeträge von bis zu 10 m aus den LiDAR-Daten ermittelt. In Richtung Süden nehmen die Bewegungsbeträge kontinuierlich ab, an der südlichen Flanke liegen sie zwischen 1 m und 4 m. Daraus ergibt sich eine leichte Rotation der gesamten Massenbewegungen gegen den Uhrzeigersinn. Dies wird auch anhand der im Zuge der Rasterkorrelation ermittelten Bewegungsvektoren (schwarze Pfeile in Abb. 25) deutlich. Abseits der Felsgleitungsmasse sind punktuell ebenfalls Versatzbeträge ermittelt worden. Diese wurden durch kleinere isolierte Bewegungen im Lockermaterial, hervorgerufen durch Steinschläge, Murgänge oder andere hangaquatische Prozesse verursacht, die jedoch in keiner direkten Verbindung zur großräumigen Felsgleitung stehen. Sie konnten auch im Zuge der manuellen Nachbereitung des Versatzrasters nicht gänzlich entfernt werden, schmälern aber nicht die generelle Aussagekraft der Messergebnisse.

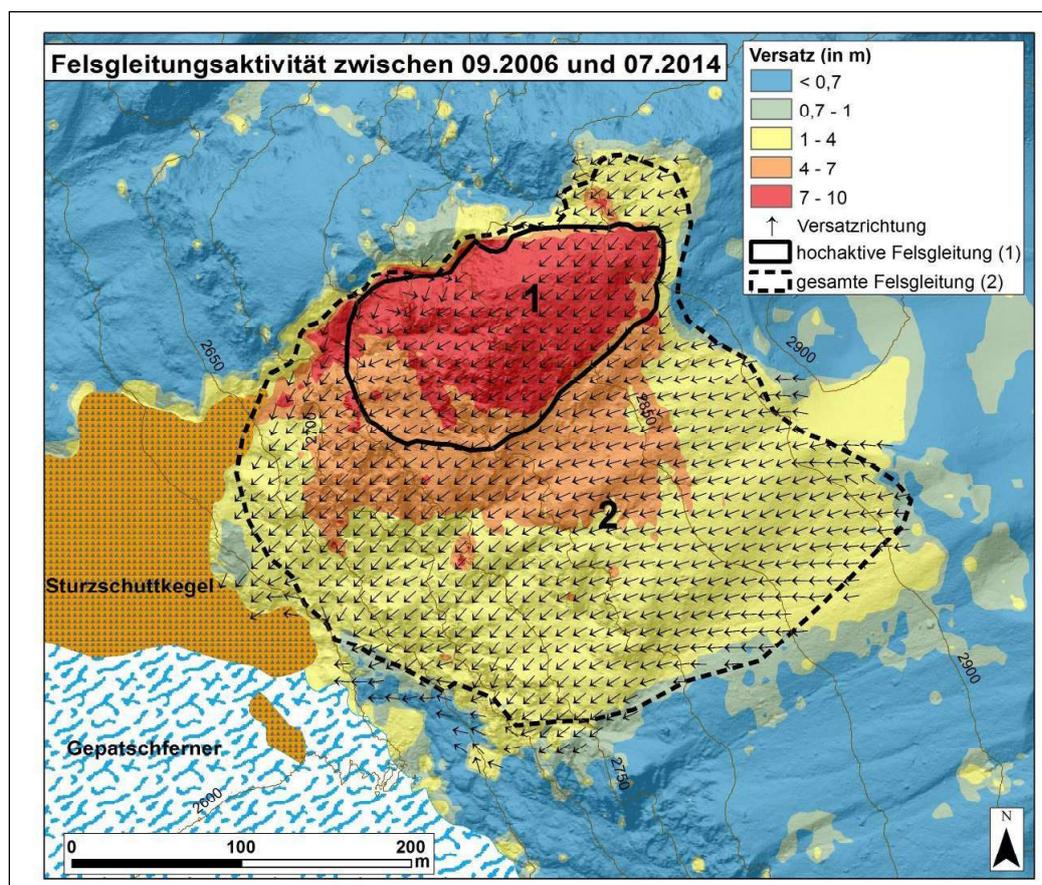


Abb. 25: Versatzbeträge an der Felsgleitung 'Schwarze Wand' zwischen 2006 und 2014. Neben einer hochaktiven kleineren Felsscholle (1) ist eine größere Felsmasse, die nahezu den kompletten Hang umfasst, in Bewegung geraten.

Die Bewegungsraten und auch die morphologischen Strukturen auf der Felsgleitung sprechen dafür, dass die zurzeit aktive Felsgleitung in zwei Teile untergliedert werden muss: Eine hochaktive kleinere Masse im oberen Teil (Nr. 1 in Abb. 25) und eine größere Gesamtmasse (Nr. 2 in Abb. 25). Dabei ist zu beachten, dass die kleinere Masse (1) ein Teil der Gesamtmasse (2) darstellt. Die Bewegungsmuster und Versatzbeträge sind für beide Gleitkörper separat in Tab. 1 zusammengefasst.

Tab. 1: Bewegungsmuster und Bewegungsraten der Gleitmassen (s. Abb. 25)

Zeitraum	hochaktive Masse (1)			gesamte Masse (2)		
	mittlere Bewegungsrichtung (in°)	mittlere absolute Versatzdistanz (m)	mittlere relative Versatzdistanz (m/a)	mittlere Bewegungsrichtung (in°)	mittlere absolute Versatzdistanz (m)	mittlere relative Versatzdistanz (m/a)
01.09.2006 - 04.07.2012	233 (+/-9)	3,9 (+/- 1)	0,7	230 (+/- 21)	2,0 (+/- 1,2)	0,4
04.07.2012 - 25.09.2012	205 (+/-14)	0,6 (+/- 0,2)	2,7	169 (+/- 40)	0,3 (+/- 0,2)	1,8
25.09.2012 - 18.07.2014	241 (+/-21)	3,9 (+/- 1,1)	2,1	239 (+/- 21)	2,0 (+/- 1,3)	1,1
01.09.2006 - 18.07.2014	224 (+/-29)	8,0 (+/- 1,6)	1	229 (+/- 25)	4,0 (+/- 2,5)	0,5

An beiden Gleitkörpern ist seit 2012 eine Erhöhung der Bewegungsraten auszumachen. Auch wenn das relativ kleine Messintervall zwischen Juli 2012 und September 2012 von Unsicherheiten geprägt ist, da sich die Bewegungsraten dort relativ nah an der Messauflösung befinden, kann im folgenden Messintervall von September 2012 bis Juli 2014 definitiv Beschleunigung erkannt werden. Diese Beschleunigung ging mit zudem mit einer merklichen Intensivierung der Steinschlagaktivität aus der Hauptausbruchsnische einher. Um die Volumina beider Felsgleitungsmassen möglichst exakt zu bestimmen wurde entlang von Hangprofilen in Esri-ARC-Gis eine potentielle Gleitfläche modelliert, die von der Hangoberfläche zum Zeitpunkt Juli 2014 subtrahiert wurde. Eines dieser geotechnischen Profile befindet sich in Abb. 27. Hierfür wurde bei beiden Massen eine leicht listrische Gleitfläche angenommen (s. fett-gestrichelte Linie in Abb. 27). Mit dieser Methode konnte, im Gegensatz zu gängigen Faustformeln zur Berechnung des Volumens von Gleitkörpern (z.B. Cruden & Varnes 1996), die unregelmäßige Geländeoberfläche berücksichtigt werden und so die Genauigkeit der Volumenabschätzung erhöht werden. Für Gleitmasse 1 ergibt sich demnach ein Volumen von ca. 120.000 m³, Gleitmasse 2 umfasst ca. 1.100.000 m³. Trotz der relativ aufwändigen Volumenbestimmungen sind die ermittelten Werte als grobe Abschätzungen anzusehen, da die Tiefenlage der Gleitfläche lediglich anhand der Hangmorphologie im Profil abgeschätzt werden konnte. Aufgrund der schwierigen Geländesituation konnten keine geophysikalischen Profile aufgenommen werden.

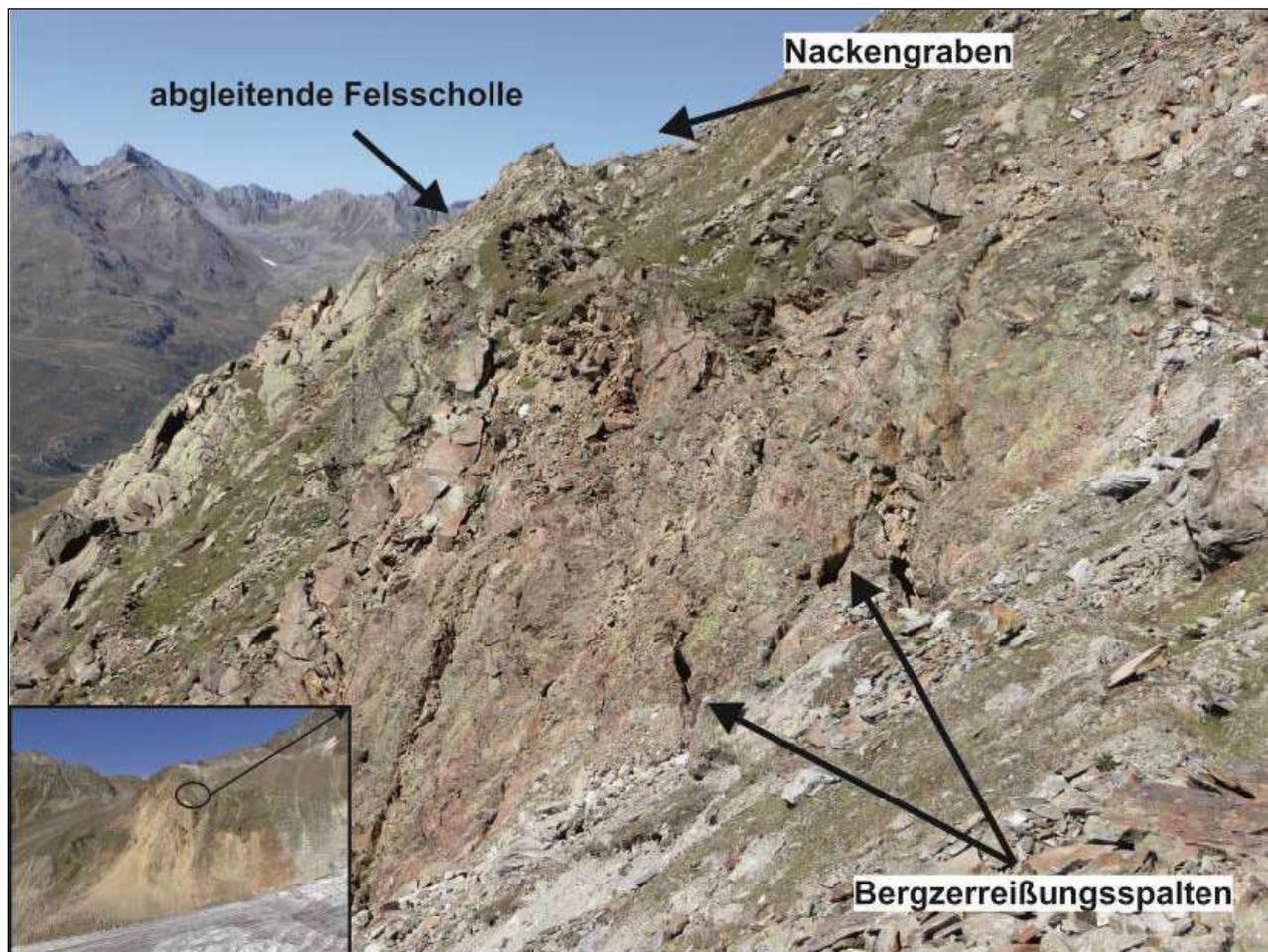


Abb. 26: Risse und Bergzerreißungsspalten im oberen Bereich der hochaktiven Felsgleitungsscholle.

Im Orthofoto von Juli 2014 sind erstmals Ansätze von höhenlinienparallelen Bergzerreißungsspalten sichtbar. In älteren Aufnahmen konnten keine Spalten erkannt werden, da der komplette Versatzbetrag auf mehrere kleine Bewegungszonen entlang des dichten Trennflächengefüges verteilt war, die zum Teil unter einer geringmächtigen Moränen- bzw. Hangschuttdecke verborgen lagen. Bei einer Begehung der Felsgleitungsmasse im Sommer 2015 konnten zahlreiche Bergzerreißungsspalten und größerer Risse im Fels auf der Felsgleitungsmasse festgestellt werden (Abb. 26). Sie bestätigen das Bild einer stark fragmentierten Felsmasse ohne größere diskrete Bewegungszonen, sondern mit zahlreichen hangparallelen Rissen, die zum Teil nur wenige Meter auseinander liegen. Diese Beobachtung erklärt die aus den ALS-Daten abgeleiteten kleinräumig variablen Versatzbeträge (Abb. 25).

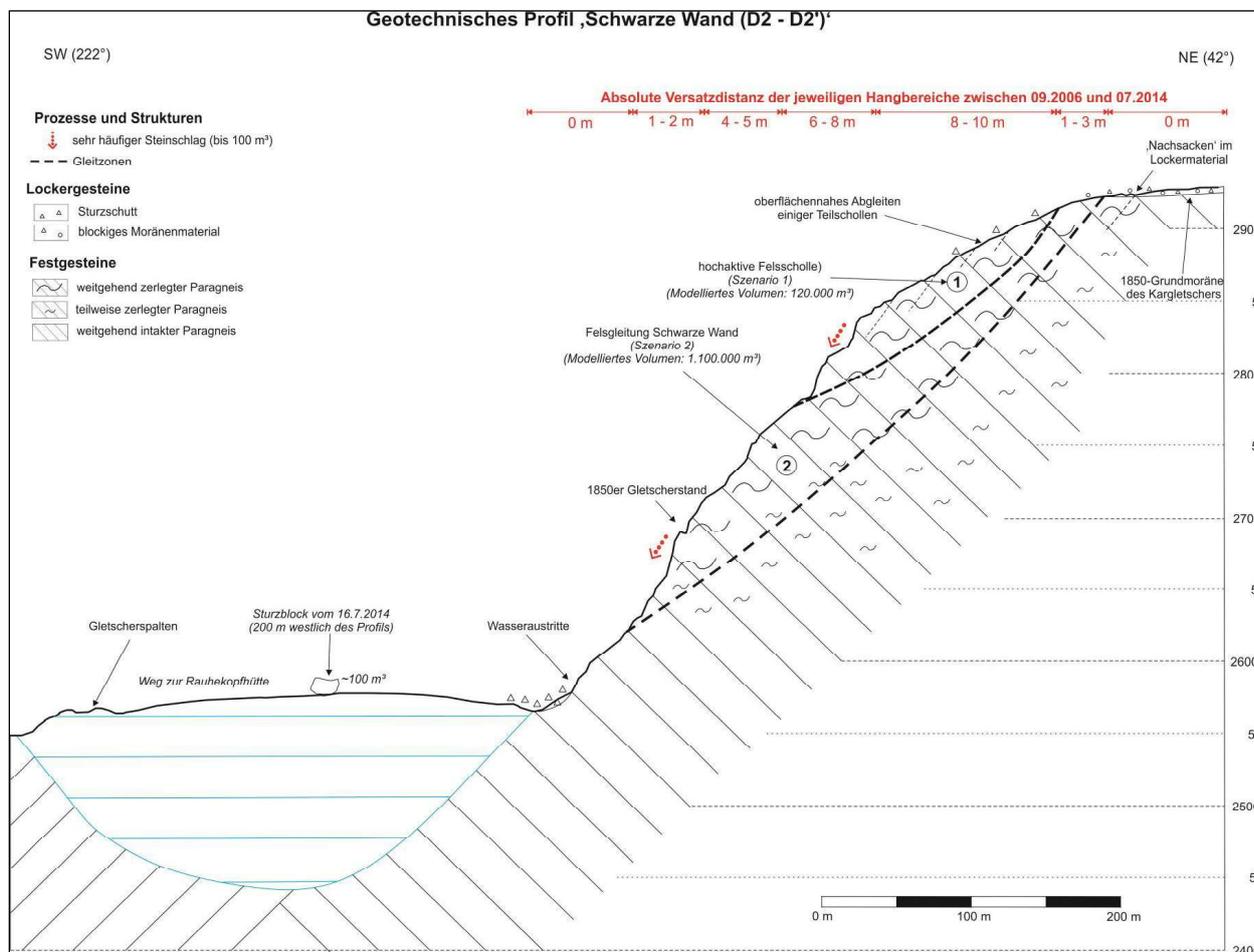


Abb. 27: Geotechnisches Profil an der Felsgleitung 'Schwarze Wand'.

5. Fazit und Ausblick

Die räumlich hochaufgelösten LiDAR-Messungen vermögen die wichtigsten geotechnischen Prozesse an der 'Schwarzen Wand' zu quantifizieren. Aus den Geländebeobachtungen und den Bewegungsdaten konnten zwei wesentliche Schlussfolgerungen gezogen werden:

1. Durch Stein- und Blockschläge ($< 100 \text{ m}^3$) wurde zwischen August 2012 und August 2014 ca. 100.000 m^3 Sturzschutt mobilisiert und am Fuße der 'Schwarzen' Wand abgelagert. Die Sturzschuttakkumulation steht in direktem prozessualen Zusammenhang mit der Felsgleitung, da diese das Ausbruchgebiet der Steinschläge übersteilt und die Verbandfestigkeit des Gebirges am Oberhang herabsetzt.
2. Die Felsgleitung an der Schwarzen Wand bewegte sich seit 2006 in ihren aktivsten Bereichen um mindestens einen Meter pro Jahr. Seit 2012 ist eine Zunahme der Bewegungsraten messbar. Anhand der Bewegungsdaten wird von einer Aufteilung der gesamten Felsgleitungsmasse in zwei unterschiedlich aktive Teilbereiche ausgegangen, die ein Volumen von 120.000 m^3 bzw. $1.100.000 \text{ m}^3$ umfassen. Seit 2014 desintegriert die bewegte Felsmasse in weitere Teilschollen, ein Prozess, der sich im Jahr 2015 fortzusetzen scheint. Dadurch nimmt auch das Volumen der Felsgleitungsschollen kontinuierlich ab. Ähnliche Beobachtungen wurden Ende der 1990er Jahre an der Fels-Eis-Gleitung an Weißsee Spitze wenige Kilometer westlich der 'Schwarzen' Wand gemacht (Heißel & Weber 2000).

Oben diskutierte Analysen und Interpretationen ergeben sich aus dem Stand der Forschung durch die Auswertungen der LiDAR-Messungen bis zum Sommer 2014. Aufgrund der hohen Dynamik können sich die Konfigurationen, vor allem die hier vorgenommenen räumlichen Abgrenzungen und Abschätzungen der bewegten Volumina, rasch ändern. Um zukünftige Dynamiken zu verfolgen ist eine Fortsetzung der LiDAR-Messungen im Gange. Auch die Methoden, die automatische Bildkorrelation zur Ableitung der Bewegungsraten zu verbessern werden zurzeit verbessert.

6. Literatur

Abellán, A., Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Rosser, N. J., Lim, M. & Lato, M. J. (2014): Terrestrial laser scanning of rock slope instabilities. - *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 39 (1): 80-97.

Ballantyne, C. K. (2002): Paraglacial geomorphology. - *Quaternary Science Reviews*, vol. 21: 1935-2017.

Cruden, D. M., Varnes, D. J. (1996): Landslide Types and Processes. - In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds): *Landslides: Investigation and Mitigation Special report*, vol. 247: 36-75. - National Academy of Sciences, USA.

Dusik, J.-M., Leopold, M., Heckmann, T., Haas, F., Hilger, L., Morche, D., Neugirg, F., Becht, M. (2015): Influence of glacier advance on the development of the multipart Riffeltal rock glacier, Central Austrian Alps. - *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 40: 965-980.

Glira, P., Pfeifer, N., Briese, C., Ressler, C., (2015a): A correspondence framework for ALS strip adjustments based on variants of the ICP algorithm. - *Journal for Photogrammetry, Remote Sensing and Geoinformation Science* 2015(4): 275-289.

Glira, P., Pfeifer, N., Briese, C., Ressler, C., (2015b): Rigorous strip adjustment of airborne laserscanning data based on the ICP algorithm. - *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* (accepted).

Harris, C., Arenson, L. U., Christiansen, H. H., Eitzelmueller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haeberli, W., Hauck, C., Hoelzle, M., Humlum, O., Isaksen, K., Kääh, A., Kern-Luetschg, M. A., Lehning, M., Matsuoka, N., Murton, J. B., Noetzli, J., Phillips, M., Ross, N., Seppala, M., Springman, S. M., von der Muehll, D. (2009): Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. - *Earth Science Reviews*, 92 (3-4): 117-171.

Fischer, L., Purves, R.S., Huggel, C., Noetzli, J., Haeberli, W. (2012): On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. - *Natural Hazards and Earth System Sciences*, vol. 12: 241-254.

Haerberli, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). Mitteilungen der VAW-ETH. - 221 S. ETH Zürich.

Heckmann, T., Haas, F., Morche, D., Schmidt, K.-H., Rohn, J. Moser, M. Leopold, M., Kuhn, M., Briese, C., Pfeifer, N. & Becht, M. (2012): Investigating an alpine proglacial sediment budget using field measurements, airborne and terrestrial LiDAR data. - IAHS Publication / International Association of Hydrological Sciences (2012).

Heißel, G., Weber., C. (2000): Die Massenbewegungen an der "Weißseespitze" in den Jahren 1996-1999 im Gletscherschigebiet Kaunertal / Tirol. - Internationales Symposium Interpraevent 2000, Bd. 1: 227-237. Villach / Österreich.

Jaboyedoff, M., Derron, M.H., Jakubowski, J., Oppikofer, T., Pedrazzini, A. (2012): The 2006 Eiger rockslide, European Alps. - In: Clague, J. & Douglas, S. (Eds.): Landslides: Types, Mechanisms and Modelling: 282-295. - Cambridge University Press, Cambridge.

Noetzli, J., Hoelzle, M., Haerberli, W. (2003): Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors. - 8th International Conference on Permafrost: 5 S. Zürich.

Scambos, T. A., Dutkiewicz, M.J., Wilson, J.C., Bindschadler, R.A (1992): Application of image cross correlation to the measurements of glacier velocity using satellite image data. - Remote Sensing of Environment, vol. 42(3): 177-186.

Tentschert, E. (1998): Das Langzeitverhalten der Sackungshänge im Speicher Gepatsch (Tirol, Österreich). - Felsbau, Bd. 16(3): 194-200.

Vehling, L., Rohn, J., Moser, M. (2015): Quantification of small magnitude rockfall processes at a proglacial high mountain site, Gepatsch glacier, Tyrol (Austria). - Z. Geomorph. Supplementary Issue (PrePub): 1-16.

Wheaton, J. M. (2008): Uncertainty in Morphological Sediment Budgeting of Rivers. Unpublished PhD Thesis. - 412 pp. University of Southampton.

Zangerl, C., Eberhardt, E., Perzmaier, S. (2010): Kinematic behaviour and velocity characteristics of a complex deep-seated crystalline rockslide system in relation to its interaction with a dam reservoir. - Eng. Geol., vol. 112: pp. 53-67.

Zischinsky, U. (1969): Über Sackungen. - Rock Mech., vol. 1: pp. 30-52.