Zeitschrift: Swiss bulletin für angewandte Geologie = Swiss bulletin pour la géologie appliquée = Swiss bulletin per la geologia applicata = Swiss bulletin for applied geology

Herausgeber: Schweizerische Vereinigung von Energie-Geowissenschaftern; Schweizerische Fachgruppe für Ingenieurgeologie

Band: 20 (2015)

Heft: 2

Artikel: Murgänge und Felsstürze im Gebiet Ritzlihorn-Spreitgraben, Guttannen BE : Analyse der Felskonditionierung und des Mur- und Sturzkegels

Autor: Fölmli, Christian / Herwegh, Marco / Schlunegger, Fritz

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-632525

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 13.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Murgänge und Felsstürze im Gebiet Ritzlihorn-Spreitgraben, Guttannen BE – Analyse der Felskonditionierung und des Mur- und Sturzkegels

Christian Fölmli[1], Marco Herwegh[1], Fritz Schlunegger[1], Flavio Anselmetti[1,2]

Stichworte: Murgang, Felssturz, Kegelentstehung, tektonische Präkonditionierung, Alpen

Zusammenfassung

Murgänge gehören zu den stärkst erosiven Prozessen in Bergregionen. Im Gebiet Ritzlihorn-Spreitgraben ereigneten sich zwischen 2009–2011 verschiedene Murgangereignisse mit ungewohnt hoher Frequenz und Magnitude. Die Untersuchungen ergaben, dass die Ereignisse 2009–2011 im geohistorischen Vergleich rund drei bis fünf Mal grösser waren als diejenigen, welche in der Vergangenheit zwischen 14 und 8 ka den Guttannener Kegel mit einem Volumen von rund 257 Mio. m^3 aufgebaut haben. Für die Periode von 8 ka bis 2009 weist das System nur eine geringe Murgang- und Sturzaktivität auf. Das System Ritzlihorn-Spreitgraben hat sich somit von einem aktiven akkumulativen System über ein gering aktives zu einem erneut aktiven, jedoch erosiven Murgang- und Sturzsystem ab 2009 verändert. Die zukünftige Murgangaktivität ist stark gekoppelt mit der Felssturzaktivität. Aufgrund der starken bis sehr starken, pervasiven tektonischen Desintegration der Gneise der Guttannen Zone im Einzugsgebiet des Ritzlihorns liegen vor allem im Gipfelbereich grosse Gesteinsvolumina unverfestigt oder nur durch Eis verkittet vor. In Folge der fortschreitenden Permafrostdegradation und der prognostizierten Temperaturerhöhung der nächsten Jahrzehnte ist von einer erhöhten Felssturzdisposition und dadurch -frequenz für das Gebiet auszugehen. Dies kann zu einer hohen Murgangfrequenz und -magnitude mit Ereignisgrössenordnungen wie zwischen 2009 und 2011 führen.

Abstract

Debris flows are some of the most erosive processes in mountainous regions. In the area of the Ritzlihorn-Spreitgraben system, several debris flow events occurred in the years 2009–2011 with historically unprecedented high frequency and magnitude.

This study shows that the events of the years 2009–2011 are three to five times larger than those in the past between 14 to 8 ky, which built up the fan of Guttannen with a total volume of about 257 Mio m^3 of unconsolidated material. In the period from 8 ky up to the year 2009 the system indicates only slight debris flow and rock fall activity. The Ritzlihorn-Spreitgraben system has therefore changed from first active accumulative to a slightly active, up to an again strongly active though erosive debris flow and rock fall system since 2009. The future debris flow activity seems to be strongly coupled with the rock falls. Based on the strong degree of disintegrated gneisses of the Guttannen zone near the Ritzlihorn, large amounts of unconsolidated or only ice-cemented bedrock material occurs in the summit region. Due to the on-going permafrost degradation and the predicted temperature rise, an increased rock fall activity has to be expected in the area in the following decades. This may imply a further high debris flow frequency and magnitude with event sizes comparable with those in the years 2009–2011.

[1] Universität Bern, Geologisches Institut, Baltzerstrasse 1+3, 3012 Bern, Schweiz

[2] Universität Bern, Oeschger Centre for Climate Change Research, Schweiz

1 Einleitung

Murgänge sind in Gebirgsregionen ein weit verbreiteter Prozess, welcher zu den am stärksten erosiven geomorphologischen Prozessen gehört und in kurzer Zeit über weite Distanzen grosse Mengen von Lockermaterial transportieren kann (Eisbacher 1982, Zimmermann & Haeberli 1992). Zimmermann & Haeberli (1992) beschreiben zudem, dass viele grosse Murgänge aus periglazialen Gebieten starten. Hierbei spielt die Permafrostuntergrenze eine wesentliche Rolle, dies vor allem infolge des Temperaturanstiegs von rund 1.6 °C seit dem Beginn des 20. Jahrhunderts (MeteoSchweiz 2013) und der prognostizierten weiteren Erhöhung der Permafrostuntergrenze um 170–580 m in den Schweizer Alpen bis 2080 (Luetschg & Haeberli 2007). Huggel et al. (2012) zeigen aufgrund von Feldbeobachtungen, dass degradierender Permafrost einen wichtigen Einfluss auf die Sturzaktivität hat. Neuere Studien im Bereich der Europäischen Zentralalpen deuten darauf hin, dass kleinere wie auch grössere Sturzereignisse in den letzten Jahrzehnten signifikant angestiegen sind (Fischer 2010, Ravanel & Deline 2011). Das daraus akkumulierte Sturzmaterial wirkt sich positiv auf die Generierung von Murgängen aus, welche historisch nicht bekannte Grössenordnungen aufweisen. Dies zeigt sich anhand der Ereignisse der letzten Jahre am Ritzlihorn, in der Rotlouwi und am Mount Meager (Huggel et al. 2012, Stoffel & Huggel 2012).

1.1 Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet des Ritzlihorn-Spreitgrabens liegt südwestlich des Dorfes Guttannen, ungefähr in der Mitte des Haslitals (Berner Oberland, Schweiz; Fig. 1B). Das Gebiet umfasst eine Fläche von rund 6.2 km^2. Der höchste Punkt bildet das Ritzlihorn mit 3282 m ü. M., der niedrigste liegt auf 941 m ü. M. beim Vorfluter Aare. Das Untersuchungsgebiet lässt sich hinsichtlich der Ereignisse 2009–2011 in drei Bereiche gliedern: Das Auslösegebiet im Einzugskessel Schafegg (zugleich Zwischenlagerungsbereich des Felssturzmaterials aus dem Ritzlihorn), das Transitgebiet, welches hauptsächlich im Inneren Spreitgraben verläuft und der Guttannener Schuttkegel (Fig. 1B). Die Hauptexposition des Kessels ist Richtung Nord. Der obere Bereich des Einzugskessels ist geprägt von steilen, nackten Felswänden (mittlere Neigung 46°), unterbrochen von einzelnen kleinen Schuttdepots und einem grösseren (auf 2300 m ü. M. im Bereich der Schafegg, Fig. 1B), welche als Zwischenlagerungsbereiche fungieren. Im Übergangsbereich Felswände – oberer Kegelbereich nimmt das Gefälle auf rund 35° ab. Auf dem Kegel selbst sind es rund 16.3°. Im Gipfelbereich wurde durch GEOTEST (2012) die Existenz von Permafrost nachgewiesen. Nach Noetzli et al. (2007) ist in Gebieten mit Nordexposition mit Permafrost bis 2500 m ü. M. zu rechnen. Ab ungefähr 1800 m ü. M. sind durch GEOTEST (2013) Eislinsen in den Grabenböschungen aufgenommen worden, jedoch konnte kein Permafrost aufgrund der Basistemperatur der winterlichen Schneedecke (BTS) nachgewiesen werden.

1.2 Geologie

Geologisch gehört das Haslital zum Aarmassiv (Fig. 1A). Dieses besteht aus prätriadischem kristallinem Grundgebirge und wird im Norden von autochthonen mesozoischen Sedimenten bedeckt (Steck 1968, Labhart 1966). Zwischen den Sedimenten im Norden und den postvariszischen Intrusionen im Süden liegt das prävariszische Grundgebirge. Nach Schaltegger (1992) und Abrecht (1994) handelt es sich dabei um polymetamorphe Gneise. Diese wurden während der proterozoischen Gebirgsbildung amphibolitfaziell überprägt und partiell migmatisiert. Während der alpinen Gebirgsbildung wurden die Gesteine der Guttannen Zone zusätzlich grünschiefer-faziell überprägt. In der

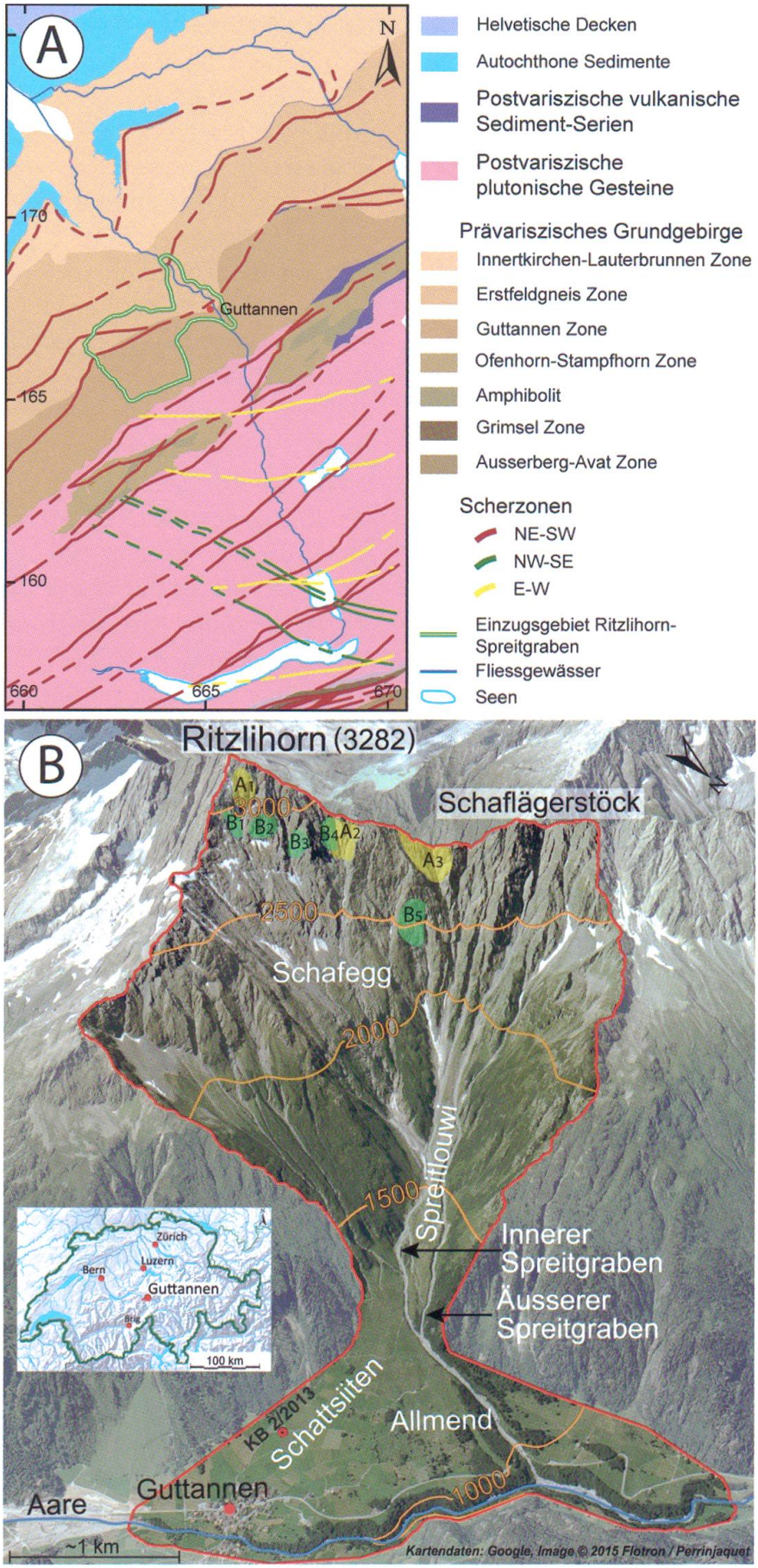

Fig. 1: Übersichtsabbildung mit A] geologischem Rahmen des Haslitals verändert nach DIMAAR (in Vorb.) und Baumberger (2015) und B] topographischer Ansicht des Prozessgebietes Ritzlihorn-Spreitgraben. A1-3 und B1-5 präsentieren Analysegebiete, welche mittels des Programms *ShapeMetriX3D* hinsichtlich der Trennflächen quantifiziert wurden.

Erstfeldgneis Zone finden sich vor allem Migmatite (granitische bis tonalitische Gneise). Die Guttannen Zone enthält hauptsächlich Biotit-Serizit-, Biotit-Chlorit-, Chlorit-Gneise und -Schiefer.

Für das Haslital sind Strukturdaten aus einigen Arbeiten vorhanden, wobei sich verschiedene Schieferungen mit grossmassstäblichen Scherzonen korrelieren lassen (Baumberger 2015, Wehrens 2015). Die erste alpine Schieferung (Labhart 1966), welche NE-SW streicht, findet sich im ganzen Aarmassiv. Diese wurde präalpin ($S1_{präalp}$) gebildet (Kammer 1985), während der alpinen Orogenese reaktiviert (S1) und wird nach Wehrens et al. (eingereicht) neu als Handegg-Phase bezeichnet. Sie zeichnet sich durch steil südfallende Lineare auf den Schieferungsflächen aus. Labhart (1966) und Mock (2014) sehen im nördlichen Teil zudem eine zweite, mit 20° flach gegen SE einfallende Schieferung ($S2_{LM}$). Diese $S2_{LM}$ und eine weitere, noch jüngere, Phase $S3_{M}$, welche durch Abschiebungen gebildet worden ist, gehören zur Pfaffenkopf-Phase (Mock 2014, Wehrens et al. eingereicht). Labhart (1966) beschreibt zudem am Nordrand junge, steil einfallende N-S Strukturen. In den südlicher gelegenen Plutoniten sind die Untersuchungen von Steck (1968), Choukroune & Gapais (1983) und Wehrens et al. (eingereicht) betrachtet worden. Dabei lassen sich die Erkenntnisse von Wehrens et al. (eingereicht) am besten auf das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit übertragen. Nebst den erwähnten Handegg-Phase-Strukturen wird eine jüngere Oberaar-Phase ausgeschieden, welche sich im Gegensatz zur Handegg-Phase durch Blattverschiebungen mit horizontalen Linearen äussert. Wehrens et al. (eingereicht) unterteilen aufgrund von geometrischen Kriterien die Oberaar-Phase weiter in a, b und c Deformationsstrukturen, obwohl diese kinematisch gesehen in eine Phase gehören. Die Oberaar-Phase a hat eine ENE-WSW Blattverschiebungs-Orientierung, fällt nach SE ein und weist einen dextralen Schersinn auf. Die steil nach S-SE einfallende Oberaar-Phase b, ebenfalls ausgezeichnet durch dextrale Blattverschiebung, streicht NW-SE. Die Oberaar-Phase c repräsentiert sinistrale Blattverschiebungen, welche NNE-SSE streichen und steil nach E einfallen. Laut Wehrens (2015) entstanden die Strukturen häufig entlang von bereits präalpin angelegten mechanischen Anisotropien.

1.3 Murgangereignisse zwischen 2009 und 2011

In den Jahren 2009 bis 2011 haben sich im Einzugsgebiet des Ritzlihorn-Spreitgrabens an 13 Tagen zahlreiche Murgänge mit Ereigniskubaturen grösser als 5‘000 m^3 pro Tag ereignet. Insgesamt wurde rund 650‘000 m^3 Material in die Aare verfrachtet (GEOTEST 2012). Das Gebiet war bis 2009 eigentlich nur für sein grosses Potential für Lawinen und eine damit verbundene Verfrachtung von Lockergesteinen (pers. Mitteilung T. Pettke, 2015) bekannt, nicht aber für seine Murgangaktivität. Die neuerdings auftretenden Murgänge hatten eine enorme Erosionswirkung auf dem Kegel und an der Lawinenschutzgalerie der Grimselpassstrasse.

Am 17. Juli 2009, eine Woche vor den ersten grossen Murgängen, ereigneten sich Felsstürze aus der Nordostflanke des Ritzlihorns, welche sich zum grössten Teil als Jungschutt im Bereich der Schafegg ablagerten (Fig. 1B). Aus diesem Zwischenlagerungsbereich hat sich durch Niederschläge eine Reihe von Murgängen gelöst (GEOTEST 2010). Die erste Reihe von Murgängen führte zu Seiten- und vor allem Tiefenerosion auf dem Kegel und reaktivierte somit teilweise den erosionsresistenteren Altschutt (Lehmann 1993) des Kegels. In den Folgejahren 2010 und 2011 wurden nebst Murgangauslösungen im Bereich Schafegg auch solche aus dem oberen Bereich des Inneren und Äusseren Spreitgrabens registriert. Aus diesen in GEOTEST (2012) aufgestellten Szenarien geht klar hervor, dass die grösste Murgangmagnitude nur erreicht wird, wenn die Murgänge in den Felssturzzwischenlagern der

Schafegg starten. Momentan ist es offen, wie sich das System entwickeln wird, zumal aus historischen Dokumenten weder die Frequenz noch die Magnitude abgeleitet werden kann.

2 Methoden

Anhand geomorphologischer Kartierungen, Luftbildanalysen, der Rekonstruktion der Kegelbasis und vorhandener Datierungen der Bohrung KB 2/2013 und Sturzblöcken (Zurfluh et al. 2014) wurde die Entstehung des Kegels rekonstruiert. Mit dieser Datenlage wurden die Murgangereignisse 2009–2011 in die generelle Geschichte des Kegels eingeordnet. Durch das Auftreten der Felsstürze aus dem Gipfelbereich des Ritzlihorns hat sich die variable Disposition des Murgangsystems verändert (Huggel et al. 2012). Der Hauptfokus der Analyse der Felssturzdisposition liegt deshalb bei – in der Grunddisposition anzusiedelnden – tektonisch vorbestimmten Schwächezonen (Klüfte, Brüche, Störungszonen) und der Mobilisierung von Gesteinspaketen und Lockergestein in Folge des Rückzuges des Permafrosts.

2.1 Geomorphologische Charakterisierung

Die Erstellung der geomorphologischen Karte erfolgte anhand der *Empfehlung Symbolbaukasten zur Kartierung der Phänomene 1995* (Kienholz & Krummenacher 1995). Neben der Feldkartierung wurde in *ArcGIS* das Orthophoto SWISSIMAGE Level II (2010, 2013), das digitale Höhenmodell (DHM) SwissALTI3D (2012, 2014) und eine Luftbildreihe aus den Jahren 1947, 1960, 1977, 1986, 1993, 2000, 2007 verwendet.
Die Kegelbasis und die Felsoberfläche konnten anhand der Bohrung KB 2/2013 und mittels seismischer Daten rekonstruiert werden, welche im Auftrag der Firma Transitgas AG im Jahr 2013 erstellt worden sind. Das von der Firma Jäckli Geologie aufgenommene Bohrprofil wurde bei einer eigenen Sichtung der Bohrung hinsichtlich geologischer Parameter ergänzt. Insgesamt fünf seismische Linien wurden durch die Firma GeoExpert AG im Auftrag der Firma Transitgas AG aufgenommen und prozessiert. Diese uns zur Verfügung gestellten, seismischen Daten wurden im Programm *Kingdom®* von IHS Inc. visualisiert und interpretiert. Basierend auf den Resultaten aus *Kingdom®* konnten in *ArcGIS* die Felsoberfläche und die Fläche der Moränenoberkante, respektive der Kegeluntergrenze, konstruiert werden.
Die Zeitkomponente für eine mögliche Entstehung des Kegels kann aufgrund von Datierungen aus der Arbeit von Zurfluh et al. (2014), den Rückzugsstadien nach Hantke & Wagner (2005) und dem Gletscherrückzugs- und Sedimentverfügbarkeits-Modell aus Ballantyne (2002) abgeschätzt werden.

2.2 Strukturelle/tektonische Charakterisierung

Die Akquisition der Strukturdaten wurde auf drei unterschiedlichen Massstäben vorgenommen. Die Skala 0.1–10 m wurde mittels Kompassmessungen, diejenige im 0.5–100 m Bereich mithilfe des Programms *ShapeMetriX3D* und der Bereich 100–2'000 m mit dem Programm *Move* (Midland Valley Exploration Ltd.) abgedeckt.
Um die Verteilung der Bruchabstände zu analysieren, wurden die Bruchabstände pro Set und Lokation (Fig. 1B; A1-3, B1-5) in Histogrammen mit 2.5 m Trennflächenabstand dargestellt sowie der Minimum-, Maximum- und Modalwert bestimmt. Zudem ist das Blockvolumen nach Palmström (2002) unter Berücksichtigung der Winkelbeziehung der jeweiligen Sets berechnet worden.
Im 3D-Modellierprogramm *Move* dienten bei unserem Ansatz 2D-Intersektionen planarer Störungen mit der Topographie, welche durch präferentielle Erosion zu morphologischen Einschnitten herausmodelliert wurden (sogenannte Lineamente), für die Konstruktion der 3D-Störungsflächen. Aufgrund der unterschiedlichen Orientierungen der

Störungen und der damit in der Literatur (Labhart 1966, Steck 1968, Choukroune & Gapais 1983, Mock 2014, Wehrens 2015, Wehrens et al. eingereicht) assoziierten kinematischen Kriterien wurden fünf verschiedene Störungssets bestimmt. Die mittels Handmessungen und *ShapeMetriX3D* gewonnenen Daten wurden ebenfalls in diese fünf Sets unterteilt.
Ein ausführlicherer Methodenbeschrieb sämtlicher Themen findet sich in Fölmli (2015).

3 Resultate

3.1 Geomorphologische Karte

Die im Gebiet Ritzlihorn-Spreitgraben kartierten geomorphologischen Prozessspuren werden in Tab. 1 charakterisiert.
Die geomorphologische Karte (Fig. 2, 3) zeigt, dass der Guttannener Kegel sowohl ein rezenter und zugleich relikter kombinierter Mur-, Sturz- und Lawinenkegel ist. Beim grössten Teil des Kegels handelt es sich um einen mit Vegetation bedeckten Altschuttkegel. Der aktive Bereich des Kegels zeichnet sich jedoch durch vegetationslose, rezente Stein-, Blockschlag-, Lawinen- und Murgangablagerungen im oberen Kegelbereich und den stark tiefenerodierten Inneren (und Äusseren) Spreitgraben aus.
In der Spreitlouwi (Fig. 1B) und dem oberen Kegelbereich finden sich neben rezenten Murgangspuren auch rezente Lawinen-, Schneehangmoränen- und Sturzablagerungen. Die Murgangablagerungen haben Längen von 12-130 m und Breiten von 5-30 m. Diese rezenten Murgangablagerungen auf dem Kegelhals stammen aus den Jahren vor 2009-2011 und sind heute durch die Murgangrinnen jüngeren Datums abgeschnitten und somit vom System entkoppelt. Auf dem Kegel selbst finden sich nur noch relikte Murgänge von grösserer Ausdehnung mit Längen von 50-400 m und Breiten von 20-100 m. Die daraus abgeschätzten Murgangvolumina betragen zwischen einigen 10er m^3 und rund 30'000 m^3. Des Weiteren sind einige bewachsene Murköpfe vorhanden, die auf Murgänge ähnlicher Ausdehnung hinweisen. Im gesamten oberen Bereich des Kegels kommen Uferwälle vor. Speziell erwähnenswert sind die beiden deutlich ausgeprägten, parallel zum aktiven Hauptgraben verlaufenden, Uferwälle. Die Oberfläche im Bereich Schattsiiten (Fig. 1B) wurde nach einem kleineren Murgang 1972 erneut urbarisiert (Ereigniskataster des Kantons Bern, Abruf 02.07.2013).
Aufgrund der Steilheit und der flächenhaften Ausdehnung von gewissen Ablagerungen sind auf dem Hauptkegel mehrere Formen als sturzgenetisch kartiert worden. Grund-

Prozess (Fig. 3)	**Prozessspuren Charakterisierung**
Murgangablagerung	Lobenförmige Ablagerung mit grobblockigen, steilen Fronten, unsortiert (Costa 1984, Kienholz et al. 1998, Hungr 2005)
Murkopf	Gewölbter, hauptsächlich aus grobem Material gebildeter Frontbereich eines Murschubs, unsortiert (Kienholz et al. 1998, Hübl et al. 2011)
Uferwall (Levée)	Lateraler Schuttwulst entlang einer Rinne (ehemalige Fliessbahn) (Kienholz et al. 1998)
Sturzablagerung	Steine, Blöcke und Grossblöcke kantig; flächenhafte, kegelförmige Ablagerung von kantigen Steinen, Blöcken und Grossblöcken (teils sortiert) mit einem Winkel ~36° (Lehmann 1993)
Schneehaldenmoräne (Schneeschubwall)	Unterhalb von mit Schnee bedeckter Schutthalde, U-förmige, wulstartig angeordnete Lockermaterialakkumulation (Burga 1987)
Lawinenablagerung	Aus Lawinenschurf flächenhaft abgelagertes Lockermaterial mit organischem Material, geprägt von Steinen und Blöcken (Lehmann 1993)

Tab. 1: Prozessspuren-Charakterisierung.

sätzlich ist das gesamte Gebiet von Blöcken und Grossblöcken geprägt. Das Alter der durch Zurfluh et al. (2014) beprobten Sturzblöcke liegt zwischen 1.4 und 7.7 ka.

3.2 Rinnenentwicklung der letzten Jahrzehnte

Anhand der Luftbildreihe und Orthophotos (1947–2013) konnte die Rinnenentwicklung untersucht werden (Fig. 4). Zwischen 1947 und 2007 liegt die Grabenbreite des Inneren Spreitgrabens (Fig. 1B) je nach Messstelle (Fig. 2) in einem dynamischen Schwankungsbereich von 5–10 m. Im Jahr 2010 war die Rinne im oberen Kegelbereich bis zum Zusammenfluss des Inneren und Äusseren Spreitgrabens rund 10 m breiter, nach dem Zusammenfluss noch 6 m, mit abnehmender Tendenz hin zum Vorfluter, wo kein deutlicher Unterschied im Vergleich mit vor 2010 zu erkennen ist. Auf dem Orthophoto 2013 zeigt sich eine weitere Verbreiterung der aktiven Rinnen, hauptsächlich durch die Ereignisse im Jahr 2011 herbeigeführt. Die Zunahme ist mit 5–24 m über die gesamte Rinnenlänge äusserst markant. Der Äussere Spreitgraben veränderte sich im Vergleich zum Inneren nur geringfügig (Fig. 4, Messpunkte 8 und 9). Die Tiefenerosion wurde bei der Höhenkote 1200 m ü. M. durch Hählen (2012) beim Messpunkt 4 gemessen. Zwischen 2007 und 2010 wurden 10 m und fürs Jahr 2011 5 m Tiefenerosion gemessen. Durch die starke Tiefenerosion ergaben sich Böschungswinkel von durchschnittlich 46° im Äusseren, 53° im Inneren Spreitgraben und 55° im Hauptgraben (nach dem Zusammenfluss der beiden Ersteren). Diese sind somit metastabil bis stabil, obwohl sie deutlich über dem Böschungswinkel für Gneise (34°) (Gerber 1974) liegen. Der Grund für die Stabilität liegt darin, dass es sich um ältere Mur- oder Bachschuttablagerungen (Altschutt) handelt, welche dermassen verfestigt sind, dass sich steilere Böschungswinkel ergeben können (Lehmann 1993).

3.3 Bohrung KB 2/2013

Die Bohrung hat eine Tiefe von 90 m und besteht zu rund 98 Volumenprozent aus Altkristallinkomponenten. Die restlichen zwei Prozent bestehen aus granitischen, gut gerundeten Komponenten. Bei der gesamten Bohrung handelt es sich um Lockermaterial. Sie kann in fünf Teilabschnitten in Tab. 2 zusammengefasst werden:
Das Ablagerungsmilieu von Abschnitt A kann aufgrund des Ablagerungsgefüges und dessen Petrographie als ein Wildbachsystem mit geringer Energie beschrieben werden, welches Material aus dem Gebiet Ritzlihorn-Spreitgraben transportierte und zerkleinerte. Im Abschnitt B handelt es sich aufgrund der Lithologiebeschreibung und der nicht vorhandenen Sortierung um Siebablagerungen. Diese stammen vermutlich aus ursprünglich granularen Murgangereignissen mit eher geringem Feinanteil, welcher schon während des Ereignisses oder erst in den Jahren danach grösstenteils ausgewaschen worden ist (Hooke 1967). Die Blockgrösse lässt auf eine mittlere bis hohe Murgang- respektive Wildbachaktivität schliessen. Das Ablagerungsmilieu von Abschnitt C ist vergleichbar mit demjenigen von Abschnitt A, ausser dass zum Ende dieses Abschnitts (bei 25.2 m) gut gerundete Granitkomponenten vorhanden sind, die auf einen Einfluss der Aare aus dem südlichen Bereich des Haslitals hinweisen. Die Lithologiebeschreibung in Abschnitt D ist praktisch gleich wie in Abschnitt B, in der Folge wird der hauptsächlich aus Siebablagerungen aufgebaute Abschnitt D als ehemals granulare Murgänge interpretiert, die auf eine hohe Murgangaktivität hindeuten. Im Unterschied zu Abschnitt B sind in Abschnitt D, wie zuvor in C und danach auch E, an verschiedenen Stellen (28–30, 56.7, 61.3, 67, 71–84.6 m) gut gerundete Granit-Gerölle zu finden, welche für einen, wenn auch vermutlich geringen, Einfluss der Aare im unteren Kegelgebiet sprechen. Das in Abschnitt E präsentierte Ende der Bohrung weist auf eine schwache

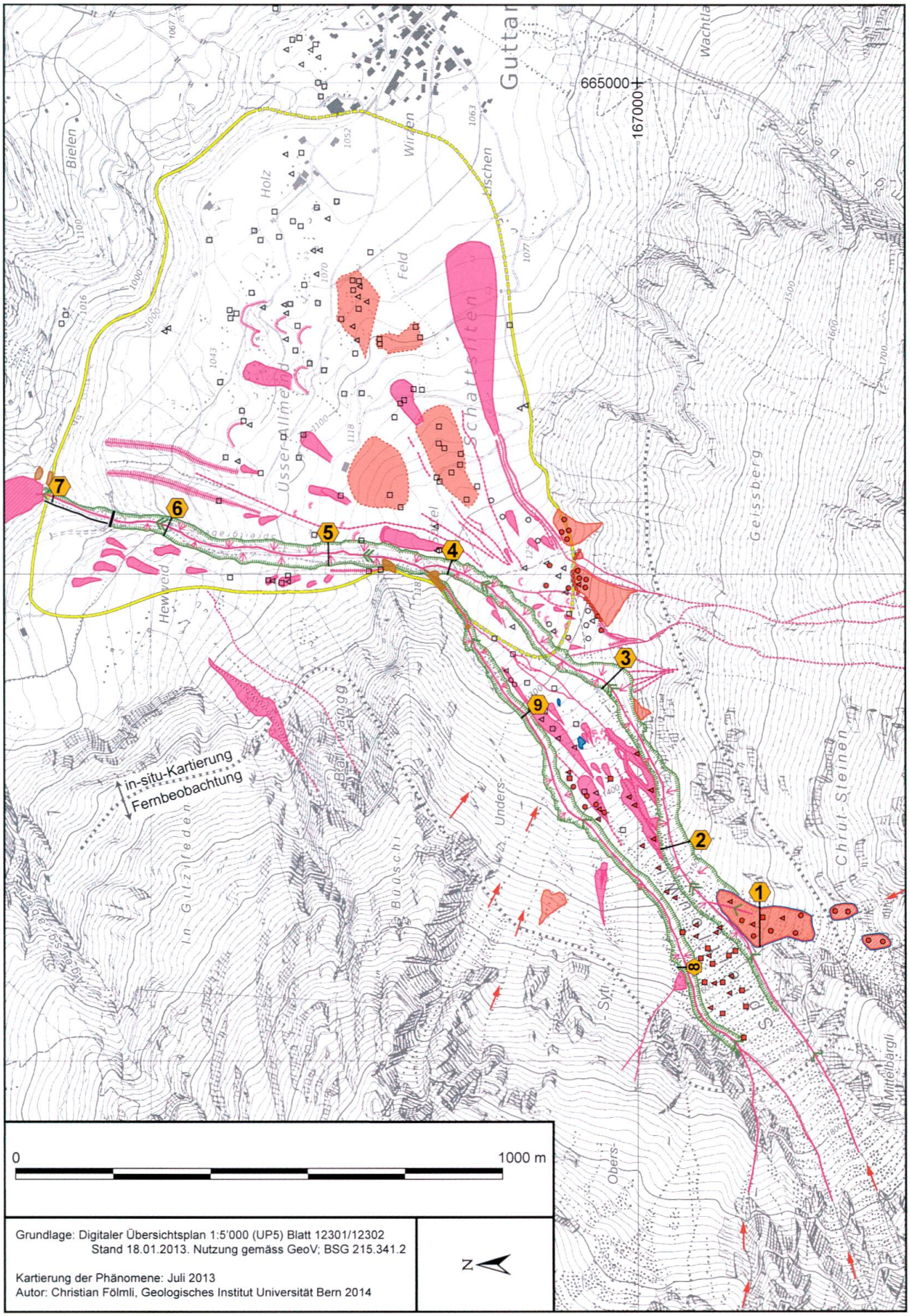

Fig. 2: Geomorphologische Karte des Ritzlihorn-Spreitgraben Mur- und Sturzkegels. Die Punkte 1-9 repräsentieren Profillinien über die aktiven Gräben.

bis mittlere Wildbachaktivität hin. Diese Interpretation erfolgt aufgrund einer Lage mit Siebablagerungen (mittlere Aktivität), die eingeschlossen ist von einer sandigen und einer siltigen Lage, die auf eine schwache Aktivität mit geringer Wasserführung hinweisen. Die Basis der Bohrung wurde durch Zurfluh et al. (2014) auf rund 10 ka in 85 m Tiefe datiert. Das obere Ende der Bohrung wird aufgrund der ältesten Blöcke auf der Kegeloberfläche auf rund 8 ka geschätzt.

3.4 Reflexionsseismisches Profil GUTT-1_2013 und seine Bedeutung für die Kegelentstehung

Das reflexionsseismische Profil aus Fig. 5 steht beispielhaft für alle vier interpretierten Profile. Die Profilspur ist in Fig. 6 ersichtlich. Insgesamt konnten je vier Horizonte bestimmt werden, die sich an den Schnittpunkten der Linien jeweils konsistent schneiden. Unterhalb des Horizonts 4, der durch alle vier Profile kontinuierlich zu verfolgen ist und die höchste Reflexionsamplitude aufweist, sind sich wiederholende nicht-primäre Reflexionen zu erkennen, da

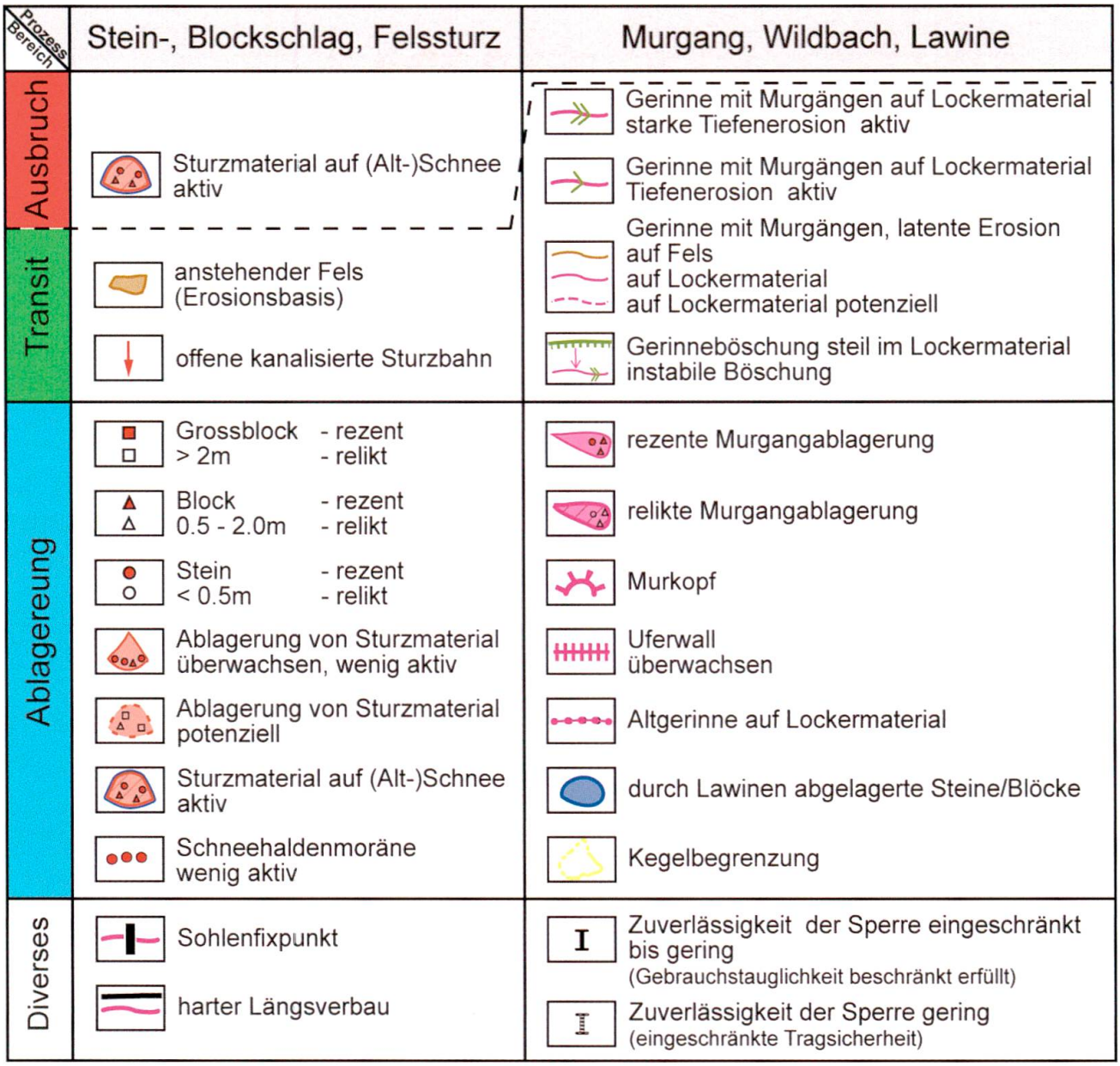

Fig. 3: Legende zur geomorphologischen Karte des Ritzlihorn-Spreitgraben Mur- und Sturzkegels.

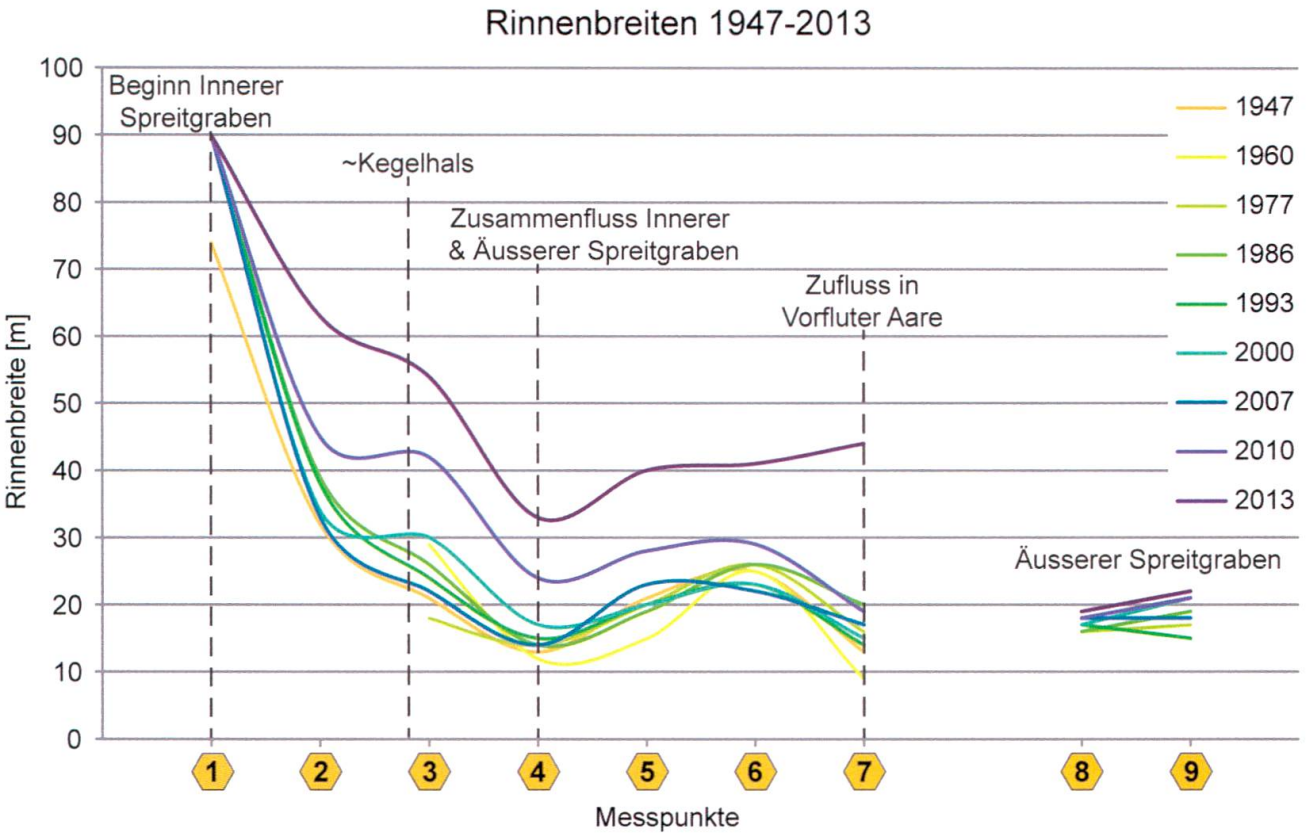

Fig. 4: Rinnenbreitenentwicklung des Inneren und Äusseren Spreitgrabens zwischen 1947 und 2013. Die Profilspuren der Messpunkte 1-9 sind aus Fig. 2 zu entnehmen.

unter diesem Horizont mit hohem Impedanzkontrast peg-leg-multiple Reflexionen und Signal-Ringing auftreten. Dieser Kontrastunterschied lässt auf die Felsoberfläche mit einer durchschnittlichen P-Wellengeschwindigkeit (Vp) von 5.4 km·s^{-1} für Biotit-Gneis aus drei Standorten (Pechnig et al. 2005) schliessen, was rund doppelt so hoch ist wie bei Sturzablagerungen (Vp 0.5–2.7 km·s^{-1}, Nicot & Lambert 2011) oder wassergesättigtem Moränenmaterial (Vp 1.5–2.5 km·s^{-1}, Kearey et al. 2002). Die nächst höher gelegene deutliche Reflexion (Horizont 3) wurde als mögliche Moränenoberfläche interpretiert. Gestützt wird diese Vermutung durch Überlegungen, welche auf dem Glet-

Abschnitt	Bohrungs-intervall [m]	Lithologiebeschreibung	Petrographie
A	0.0-7.2	Sand, mit Silt, wenig Kies, kantig bis kantengerundet	Gneise, Quarzite, (Chlorit)Schiefer
B	7.2-16.1	Gemenge aus Steinen und Blöcken (Ø ≤0.8 m), matrixfrei, wenig sauberer Kies, kantig bis kantengerundet	Gneise, Quarzite
C	16.1-28.0	Kies mit viel Sand, Silt und Steinen, kantengerundet bis gut gerundet	Gneise, Granite (= gut gerundet)
D	28.0-84.6	Gemenge aus Steinen, Blöcken (Ø ≤1.8 m) und Kies, matrixfrei, selten Lagen aus Kies, sandig-siltig, kantig bis kantengerundet, selten gut gerundet	Gneise, Amphibolite, Granite (= gut gerundet)
E	84.6-90.0	Gemenge aus Kies und Steinen, mit vereinzelt sandigen bis siltig-tonigen Lagen, kantengerundet, selten gut gerundet	Gneise, Granite, (= gut gerundet)

Tab. 2: Bohrung KB 2/2013 in fünf Abschnitten.

scherrückzugs- und Sedimentverfügbarkeits-Modell von Ballantyne (2002) gekoppelt mit Gletscherrückzugsstadien und Datierungen (KB 2/2013, Blöcke, Zurfluh et al. 2014) basieren.
Horizont 1 und 2 sind in allen vier Profilen auffallende und konsistente Reflexionen. Sie erinnern an ein Profil eines verwilderten Flusses in den quer zur Talachse liegenden Profilen (GUTT-1_2013, GUTT-9_2013). Horizont 1 kann aufgrund der zu geringen Auflösung der seismischen Daten jedoch nicht mit der Bohrung KB 2/2013 korreliert werden.

3.5 Interpretierte Fels- und Moränenoberfläche

Aus der Interpretation der Reflexionsseismik resultieren die Oberflächenmodelle A und B in Fig. 6A] zeigt das geschummerte Höhenmodell der interpretierten Felsoberfläche. Die Mitte des kleinen Talkessels bei Guttannen weist eine lokale trogförmige Übertiefung auf. Die Felsoberfläche liegt am tiefsten Punkt 420 m unter der heutigen Oberfläche. Im Vergleich mit der Felsoberfläche erscheint die Moränenoberfläche [B] aufgrund der Auffüllung der Felsoberfläche mit Moränenmaterial geglättet. Die Isopachenkarte [C] repräsentiert die Sedimentmächtigkeit zwischen der heutigen Topographie und der Moränenoberfläche im modellierten Bereich. Das korrespondierende Volumen für die Mur- und Sturzkegelablagerungen beträgt ~257 Mio. m^3 ± 25%. Die Fehlerabschätzung basiert auf der Ungenauigkeitsangabe der reflexionsseismischen Datenaufnahme und -prozessierung, der Bandbreite der Reflexionen, der Oberflächeninterpolation und der Rasterdatengenauigkeit.

3.6 Tektonische Präkonditionierung im Bereich Ritzlihorn-Schaflägerstöck

Im Bereich Ritzlihorn-Schaflägerstöck verläuft die grossmassstäbliche NE-SW strei-

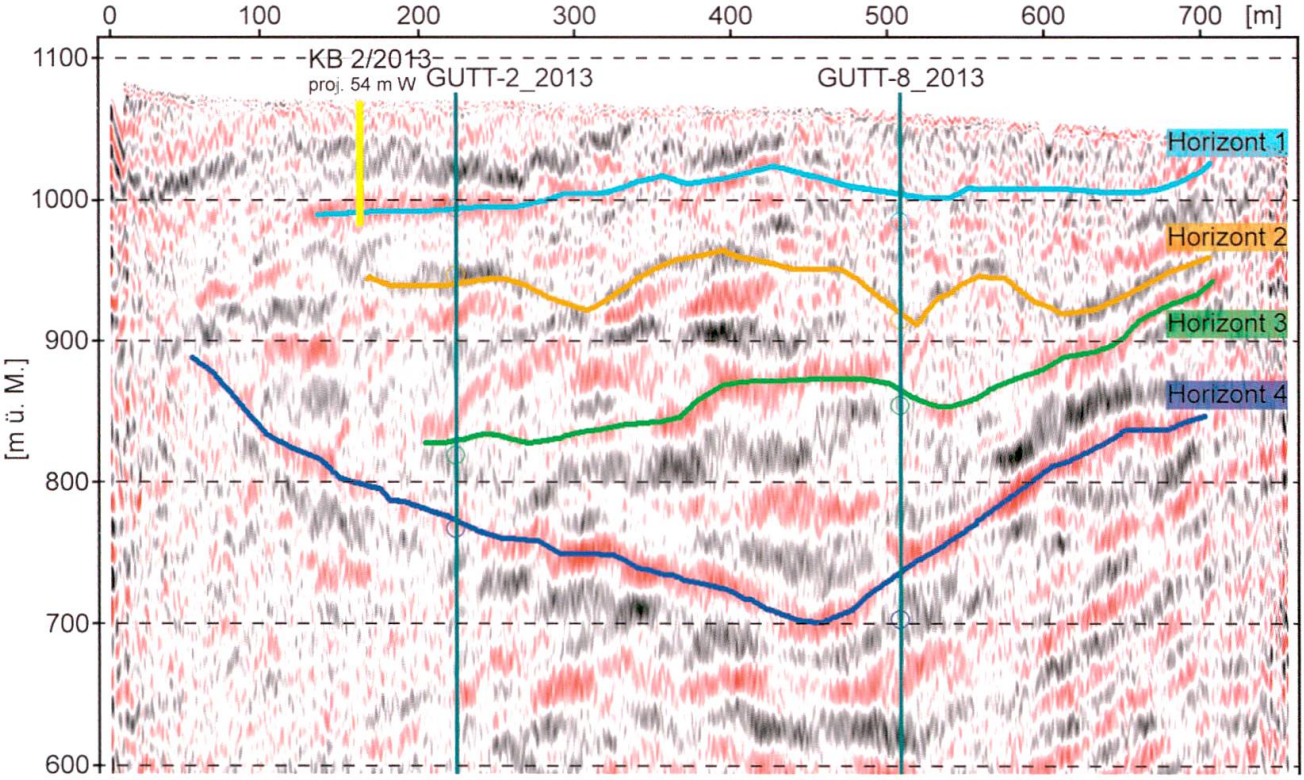

Fig. 5: Reflexionsseismisches Profil GUTT-1_2013 mit Interpretation der verschiedenen Horizonte 1–4 und Intersektionen der seismischen Linien GUTT-2_2013 und GUTT-8_2013. Seismische Daten: Transitgas AG, GeoExpert AG.

chende und steil gegen SE einfallende Furtwangsattel-Scherzone (Fig. 1A; siehe auch Kammer 1989, Baumberger 2015). Es besteht die Vermutung, dass die tektonische Überprägung dieser Scherzone stark zur Schwächung der vorliegenden Gesteinskompartimente beigetragen hat. Die Aufnahmen in Fig. 7 illustrieren den stark tektonisierten, durch Schneeansammlungen stark kontrastierten, oberen Bereich des Ritzlihorns und der Schaflägerstöck. Die durch Erosionsprozesse morphologisch herausmodellierten Schwächezonen treten in A deutlich hervor. B zeigt eine Nahaufnahme eines Bereichs aus A, in welchem mehrere unterschiedlich orientierte, lange und breite Lineament-Strukturen vorliegen. Der Schuttbedeckungsgrad lässt sich als Funktion der Exposition und der Steilheit interpretieren. Die nordexponierten Flächen im Bereich des Ritzlihorns weisen eine unruhige blockige Oberfläche auf [B]. Im Bereich der Schaflägerstöck (gegen NW) sind zusätzlich einige Felsoberflächen vorhanden, die nach SE ausgerichtet sind. Diese weisen keine Schuttbedeckung auf (nackter Fels).

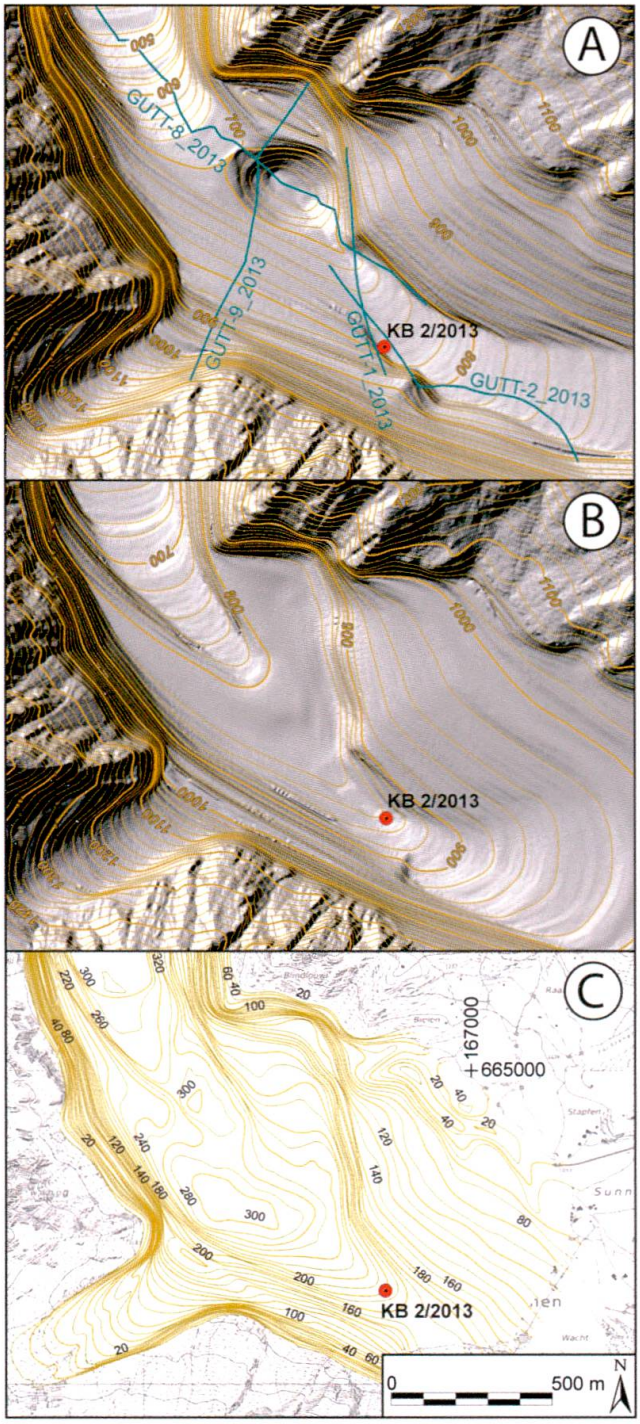

Fig. 6: A] Interpretierte Fels- und B] Moränenoberfläche sowie C] Isopachenkarte der Sedimentmächtigkeit zwischen Moränenoberfläche und heutiger Topographie. Verlauf der vier seismischen Profillinien GUTT-1_2013, GUTT-2_2013, GUTT-8_2013, GUTT-9_2013 und Standort der Bohrung KB 2/2013. Seismische Daten: Transitgas AG, Geo-Expert AG.

Die 3D-Scherzonensets (Fig. 8), die mithilfe des Programms *Move* erstellt worden sind, bilden das Gerüst (Skala 200–2'000 m) der strukturgeologischen Untersuchungen. Insgesamt konnten fünf Orientierungssets von Bruchflächen/Störungszonen differenziert werden. Infolge der Unzugänglichkeit des Gebietes konnten diese Zonen nur mittels Fernerkundungsmethoden ausgeschieden werden. In Analogie zu Studien in benachbarten Gebieten (Labhart 1966, Kammer 1985, Mock 2014, Baumberger 2015, Wehrens 2015, Wehrens et al. eingereicht) werden die Lineamente als Scherzonen interpretiert und im Folgenden auch als solche bezeichnet.

Fig. 9 zeigt sowohl stereographische Projektionen der Polpunkte mit Dichteverteilung als auch Rosendiagramme des Streichens dieser fünf Sets. Alle Schergefüge ausser Set_5 sind subvertikal einfallend. Unabhängig von der Punktedichte wurde bei der Benennung der Sets zuerst die Nord-, respektive Ost-Komponente genannt. Set_4 zeigt die grösste Punktedichte. Die Orientierungen passen zu den Strukturen $S1_{präalp}$, denjenigen der Handegg-Phase und den

Abschiebungen der Pfaffenkopf-Phase ($S3_M$). Set_1 kann mit der Oberaar-Phase a, Set_2 mit Oberaar-Phase b und Set_3 mit Oberaar-Phase c korreliert werden. Die flach Richtung SE einfallenden Strukturen können mit den älteren Strukturen der Pfaffenkopf-Phase ($S2_{LM}$) in Verbindung gebracht werden. In den Daten aus *ShapeMetriX3D* Strukturanalysen und den Kompassmessungen finden sich zudem Strukturen, die parallel zum Grat Ritzlihorn-Schaflägerstöck orientiert sind. Dabei könnte es sich um talparallele Entlastungsklüfte, wie sie Ziegler et al. (2013) im Bereich der postvariszischen plutonischen Gesteine im Aarmassiv gefunden haben (Fig. 1A), handeln.

Die fünf Sets bilden zusammen ein engmaschiges, flächendeckendes Netz aus Störungsflächen. In Fig. 10 sind die Trennflächenabstände innerhalb der einzelnen Sets vom Ritzlihorn bis hin zu den Schaflägerstöck abgebildet. Dabei nimmt der Bruchabstand der häufigsten Trennflächen insgesamt Richtung Nordwesten (Schaflägerstöck) ab. Der Modalwert der Trennflächenabstände bewegt sich zwischen 1 und 12.5 m. Der minimale Trennflächenabstand variiert in allen vier Sets zwischen 1 und 10 m. Der maximale Abstand nimmt gegen Nordwesten in Set_1 und Set_2 eher zu, dagegen in Set_3 und Set_4 etwas ab.

Bei der dreidimensionalen Betrachtung der Sets als engmaschiges Netz von Trennflächen bildet dieses Netz die Ausgangslage für

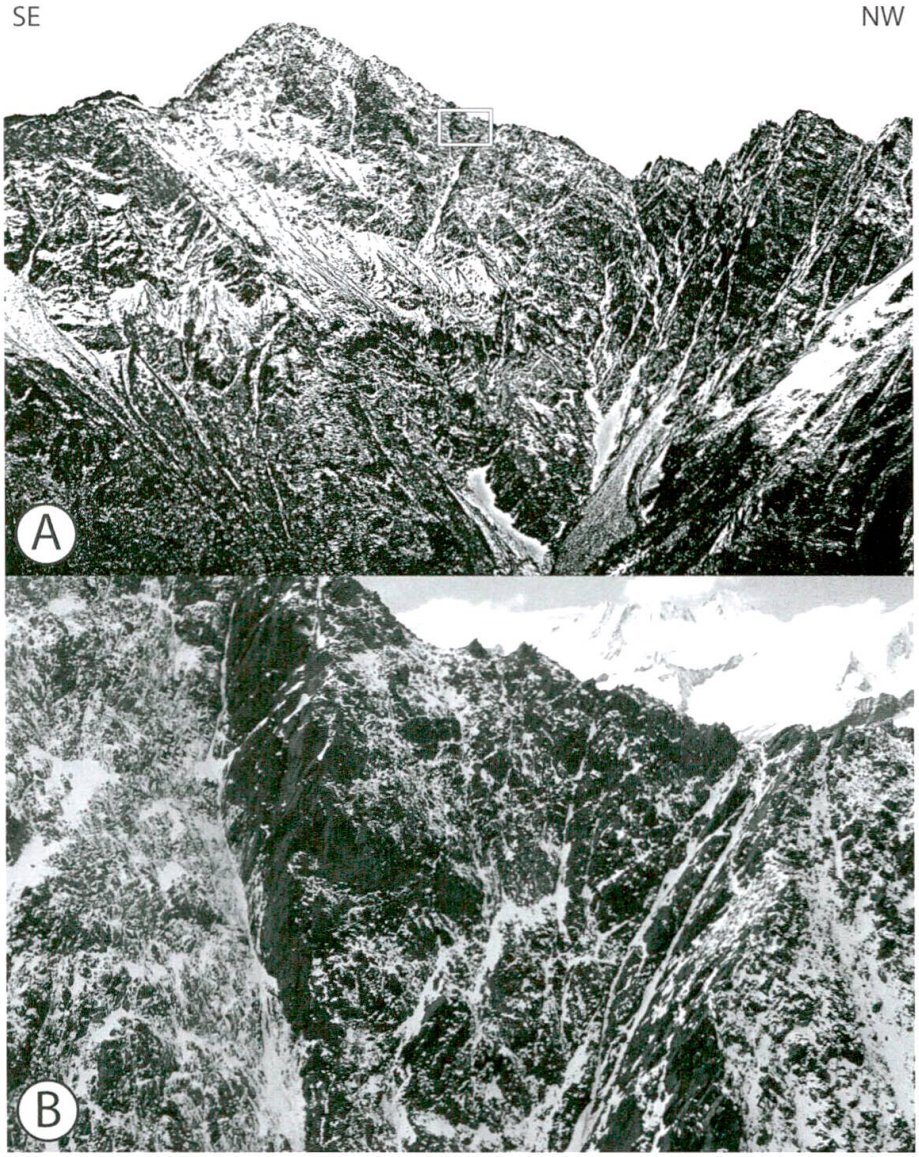

Fig. 7: Aufnahmen des oberen Prozessgebietsbereichs mit A] Übersicht Kessel mit Ritzlihorn (links) und Schaflägerstöck (rechts). B] Detailaufnahme des Gratbereichs (vgl. in [A] weisses Rechteck). Photos: Marco Herwegh 2014.

die mechanische Desintegration von Gesteinsblöcken. Auf der Basis des Modalwerts der Trennflächenabstände kann deshalb das Blockgrössenabbruchvolumen berechnet werden. Je nach Standort resultiert ein Wert zwischen 2.7 und 42.7 m^3. Der Durchschnitt aller modalwertbasierten Blockgrössenabbruchvolumina liegt bei 20.9 m^3. Wo nur zwei eindeutig zu identifizierende Sets pro Lokation bestimmbar waren (vgl. Fig. 1 und 10; A1-3, B1-3), wurde jeweils zusätzlich ein Drittes einer benachbarten Lokation gewählt, damit das Blockvolumen berechnet werden konnte. Für die Berechnung konnten die Lokationen B1 und B4 nicht miteinbezogen werden, da jeweils nur ein Strukturset aus der Analyse hervorging.

Die schematische Darstellung des Scherzonennetzes in Fig. 11 soll einen Gesamtüberblick über die vorhandenen Strukturen geben und zugleich die Erklärung der strukturgeologisch-kinematischen Entwicklung des Ritzlihorn-Spreitgrabens visualisieren. Die Überlegungen zur Kinematik sollen das Strukturbild untermauern. Sie basieren hauptsächlich auf den Arbeiten von Mock (2014) und Wehrens (2015), da aufgrund der Unzugänglichkeit die Bestimmung des Schersinns nicht möglich war.

Die präalpine Schieferung bildet die älteste bekannte Struktur im Gebiet. Entlang dieser Foliation wurden während der Handegg-Phase steile Scherflächen ausgebildet, die im Gebiet im Bereich Furtwangsattel-Scherzone am deutlichsten ausgeprägt sind. Diese Scherflächen haben eine Überschiebungskomponente Richtung Nordwest. In der Oberaar-Phase bildete sich vermutlich ein konjugiertes Schergefüge aus Set_1 und Set_3. Mittels der Paläohauptspannung aus Wehrens (2015) wurde ein Winkel von 54° zu σ_1 bestimmt. In der gleichen Periode bildeten sich die NW-SE verlaufenden, steilstehenden Scherbrüche (Set_2) aus, welche die gleiche Orientierung wie die in den über dem Aarmassiv liegenden Infrahelvetischen

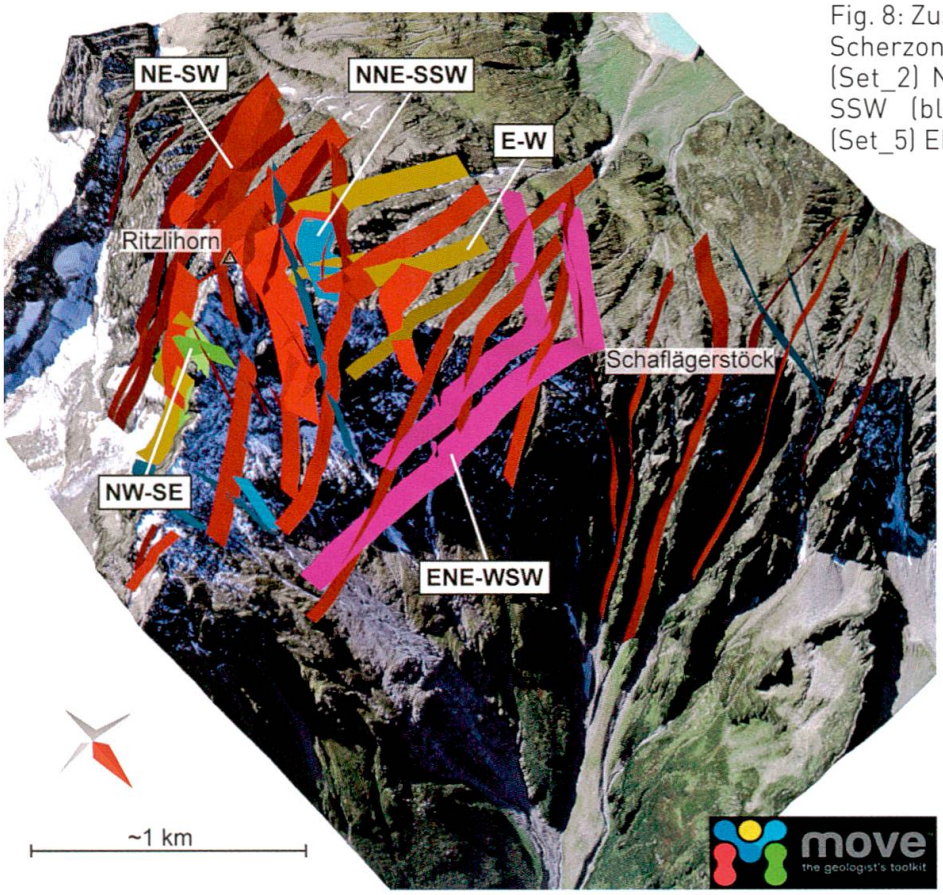

Fig. 8: Zusammenstellung der fünf 3D-Scherzonensets: (Set_1) E-W (orange), (Set_2) NW-SE (grün), (Set_3) NNE-SSW (blau), (Set_4) NE-SW (rot), (Set_5) ENE-WSW (violett).

Decken auftretenden A-C Brüche (Ustaszewski et al. 2007) aufweisen. Diese, der Oberaar-Phase zugeordneten Strukturen (Wehrens 2015), sind gegen NW weniger deutlich ausgeprägt. In der nachfolgenden Pfaffenkopf-Phase bildeten sich die relativ flach Richtung SE einfallenden Überschiebungsbahnen (Set_5) aus. Als jüngste Struktur können die Abschiebungen aus Set_4 interpretiert werden, welche entlang der ehemaligen Aufschiebungen der Handegg-Phase reaktiviert worden sind. Diese Abschiebungskomponente ist aus dem Orthophoto schwach zu erkennen, da sie die flachen Überschiebungsbahnen aus Set_5 versetzt. Zudem hat Wehrens (2015) auf der gegenüberliegenden Talseite die Abschiebungskomponente an spröd überprägten Strukturen gemessen.

Nach Wehrens (2015) handelt es sich bei den Strukturen der Handegg- (22-~12 Ma) und Oberaar-Phase (14-~7 Ma) um duktile Scherzonen. Gegen Ende der Oberaar-Phase und Beginn der Pfaffenkopf-Phase (< 12 Ma) bewegt sich die Deformation in der Übergangszone duktil-spröd. Zu einem späteren Zeitpunkt werden die Strukturen teilweise spröd reaktiviert und es bilden sich Kataklа-

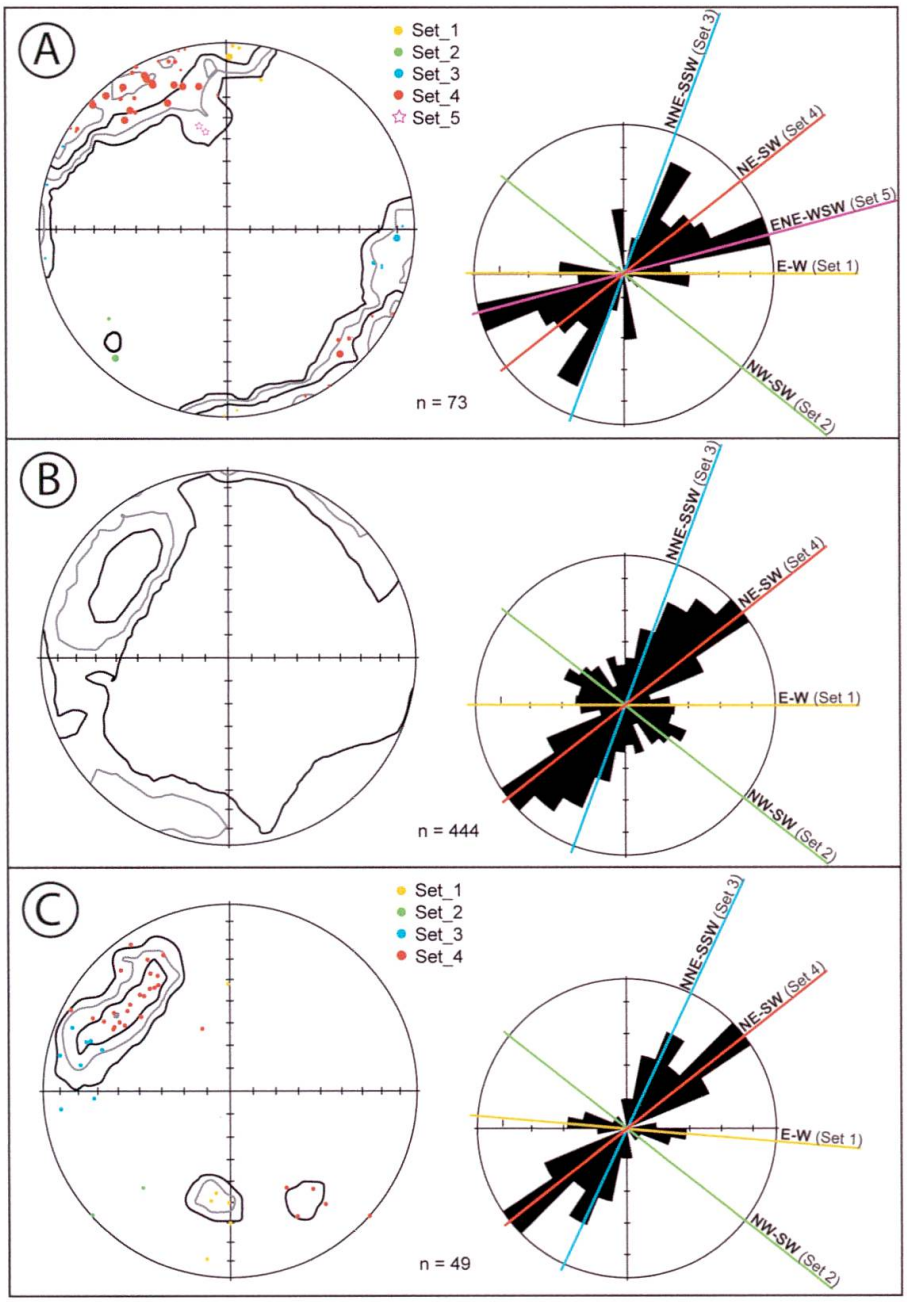

Fig. 9: Stereographische Projektionen der Flächenpole der A] «*Move*»-Scherzonen (Fig. 7), B] *ShapeMetriX3D* Strukturanalysen und C] Kompassmessungen mit prozentualer Konturierung 2, 4, 8, 16. Die rechte Kolonne zeigt die dazugehörigen Rosendiagramme mit entsprechenden Scherzonensets. Je grösser die Polpunkte in A] sind, desto höher ist ihre Güte.

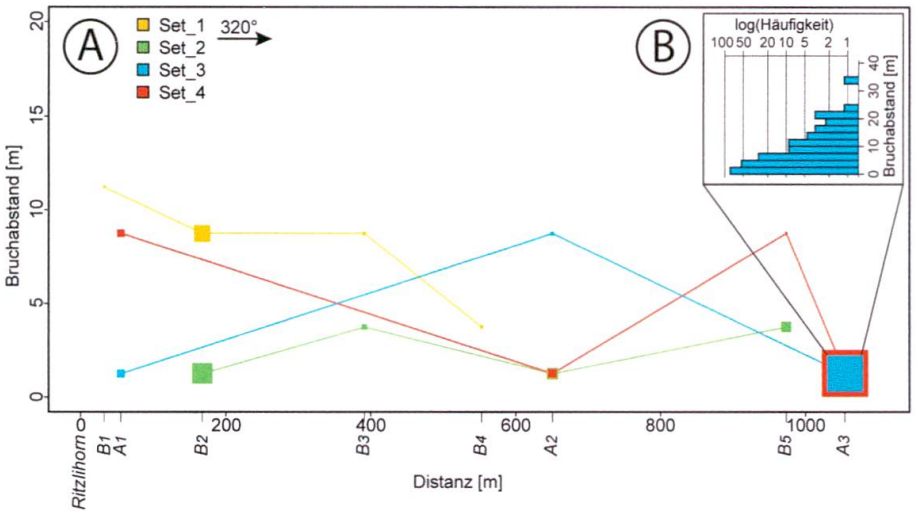

Fig. 10: Das Diagramm A] zeigt die Variation der Bruchabstände entlang einer repräsentativen Linie vom Ritzlihorn bis Schaflägerstöck parallel zum Grat. Jedes Quadrat zeigt den Modalwert des Bruchabstands am jeweiligen Messort, zudem ist die Grösse des Quadrats proportional zur Anzahl Messwerte. Diagramm B] zeigt ein Histogramm der Bruchabstände, woraus der minimale, der maximale und der modale Wert bestimmt worden sind.

site und Kakirite aus (Wehrens et al. eingereicht). Aus Tunnelbereichen der Kraftwerke Oberhasli (KWO) ist bekannt, dass Scherzonen oftmals durch Brüche aufgebrochen sind und dass die Kakirite häufig nur eine Dicke von wenigen Millimetern bis Zentimetern aufweisen. Kakirite sind kohäsionslos und zeigen durch ihr Auftreten zusammen mit den Brüchen eine komplette Desintegration des Gesteinsverbandes.

4 Diskussion

4.1 Kegelentstehung

Für die Rekonstruktion der Kegelentstehung wird davon ausgegangen, dass beim letzteiszeitlichen Maximum alles Lockermaterial im Bereich des Kegels vom Gletscher erodiert worden ist (Preusser et al. 2010). Diese Annahme wird für das Untersuchungsgebiet durch die Seismik zusammen mit der Datierung der Bohrung KB 2/2013, der Sturzblöckedatierung (Zurfluh et al. 2014), den Gletscherrückzugsstadien nach Hantke & Wagner (2005) und den absoluten Alter der Rückzugstadien nach Thackray et al. (2008) gestützt. Das Rückzugstadium bei Guttannen entspricht dem Daun-Stadium (> 14.7 ka) während dem es bei der Handegg (rund 5 km Richtung Grimselpass) dem Egesen-Stadium (~12.5 ka) zugeordnet wird. Es kann deshalb angenommen werden, dass der unterste Teil des Einzugsgebietes des Ritzlihorn-Spreitgrabens bereits um 14 ka eisfrei war, erste Wildbachprozesse auftraten und damit assoziierte Ablagerungen entstanden. Um 12.5 ka war rund der unterste Drittel des Einzugsgebietes eisfrei. Vor 11 ka muss das ganze Gebiet praktisch eisfrei gewesen sein, da der Grimselpass spätestens um 11.3 ka eisfrei war (Kelly et al. 2006). Zusammengefasst kann angenommen werden, dass sich das gesamte Volumen des Kegels ab seismischem Horizont 3 (Fig. 5) zwischen 14 und 8 ka abgelagert hat. Nach dem Modell sollte in einem kleinen Einzugsgebiet wie dem Spreitgraben innerhalb von rund 3 ka das verfügbare Sediment transportiert sein, wobei der Sedimentfluss gegen Ende abnimmt. Das Einzugsgebiet Spreitgraben verfügt jedoch über eine hohe Reliefenergie (2'400 m), weshalb die Temperatur über das gesamte Gebiet stark unterschiedlich ist. Somit kommt es basierend auf der Permafrostuntergrenze, welche von der Temperatur gesteuert wird, zu grossen Differenzen bezüglich der Sedimentverfügbarkeit im Gebiet. So nehmen die Sedimentmobilisierung und der damit verbundene Transport des gesamten Materials mehr Zeit in Anspruch, weil die höher liegenden Gebiete erst eisfrei sein müssen, bevor eine Mobilisierung überhaupt möglich ist. Auf diese Weise wird die Dauer des gesamten Sedimentflusses verlängert. Die

Rate der Lockermaterialablagerungen am Kegel (Verhältnis von Bohrungslänge und dazugehörigem Zeitabschnitt) liegt bei 85 m in rund 2 ka. Verglichen mit dem Abschnitt zwischen der Basis der Bohrung und Horizont 3, welcher ~130 m in rund 4 ka zeigt, erscheint diese Rate somit durchaus plausibel.

Während 6 ka hat sich demnach das gesamte Kegelvolumen zwischen Moränenoberfläche und der heutigen Topographie (257 Mio. m^3 ± 25%) abgelagert. Die Bohrung KB 2/2013 zeigt, dass es sich bis auf die zwei Prozent gut gerundeter granitischer Komponenten um vorwiegend kantengerundete Komponenten aus dem prävariszischen Grundgebirge (Altkristallin) handelt. Auf der Kegeloberfläche und im begehbaren Bereich der Böschungen des Kegeleinschnitts durch die Aare sind keine Granitblöcke oder -komponenten aufgenommen worden. Diese Erkenntnisse lassen zusammen mit der Kegelmorphologie den Schluss zu, dass das gesamte Kegelmaterial aus dem Ritzlihorn-Spreitgrabensystem stammt, bis auf die genannten zwei Prozent Granitkomponenten und geschätzten zwei bis fünf Prozent Komponenten aus Lithologien des prävariszischen Grundgebirges aus südlicher gelegenen Gebieten des Haslitals (Fig. 1A). Des Weiteren ist anzunehmen, dass es zu Austrägen aus dem Gebiet Ritzlihorn-Spreitgraben zwischen 14 und 8 ka gekommen ist, welche jedoch nicht quantifiziert werden können. Vereinfacht wird deshalb angenommen, dass die Einträge ins Kegelvolumen aus dem oberhalb gelegenen Aareeinzugsgebiet gleich den Austrägen aus dem Einzugsgebiet Ritzlihorn-Spreitgraben waren. Dies bedeutet, dass der Kegel zwar nicht von der Herkunft des Materials, jedoch vom Volumen her als allein aus dem Gebiet Ritzlihorn-Spreitgraben gebildetes System betrachtet wird.

Die Kegelbildungsprozesse können anhand der geomorphologischen Karte und des Bohrkernmaterials rekonstruiert werden.

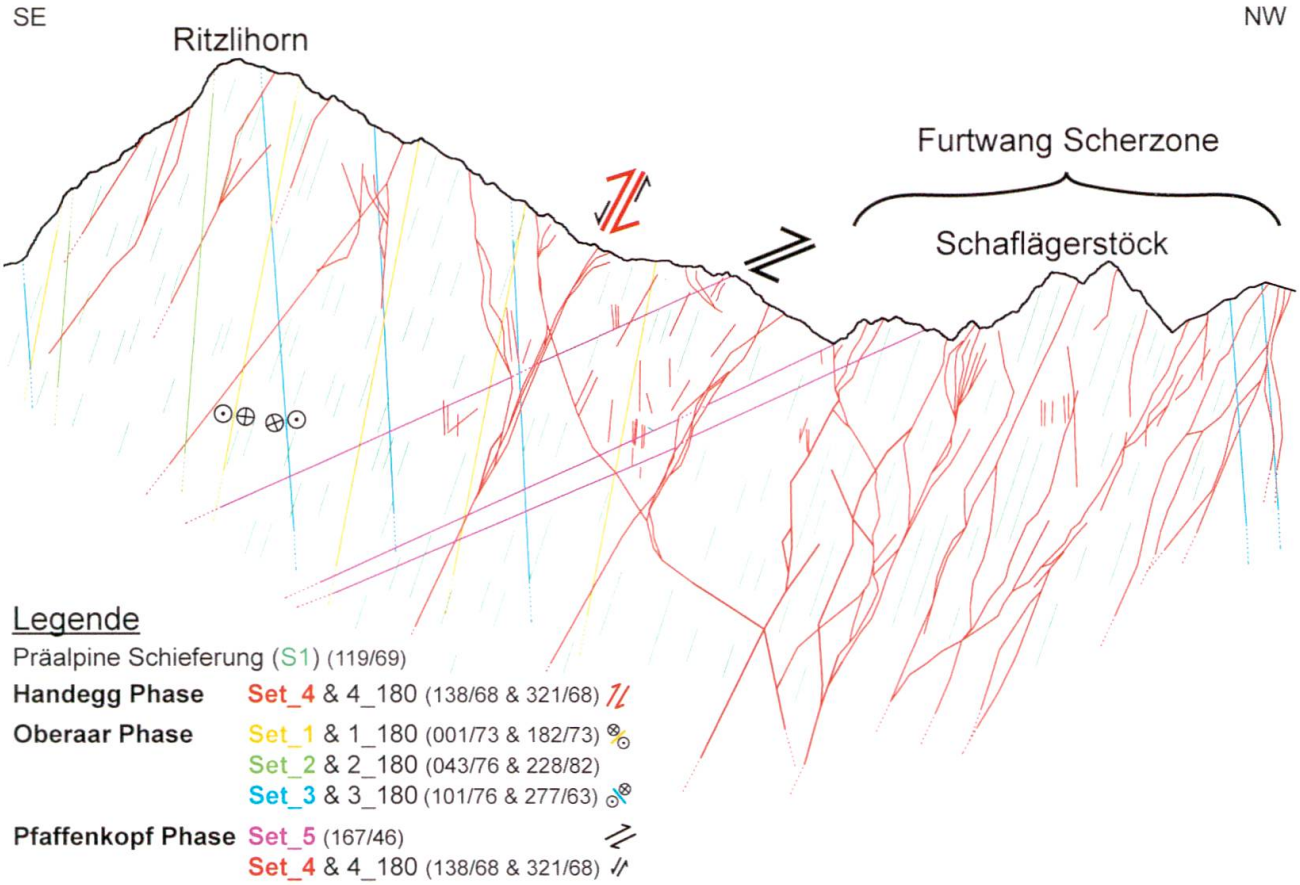

Fig. 11: Schematische Darstellung des Scherzonennetzes entlang eines vertikalen Profils (Ritzlihorn-Schaflägerstöck). Man beachte die subvertikalen Orientierungen der Sets ausser Set_5.

Das Bohrkernmaterial aus dem Bereich Schattsiiten (Fig. 1A) weist auf Wildbachablagerungsprozesse (hauptsächlich Murgänge) hin. Im etwas nördlicher gelegenen Kegelbereich Allmend (Fig. 1A) handelt es sich um Mur- und Sturzablagerungen. Diese Erkenntnisse werden auf das gesamte Kegelvolumen extrapoliert. Insgesamt wird deshalb angenommen, dass der Kegel zu rund drei Vierteln aus Murgangablagerungen aufgebaut ist. Der restliche Viertel entfällt vermutlich grösstenteils auf Sturzprozesse (~15%), Wildbachprozesse ohne Murgang (~10%) und ein vernachlässigbares Volumen von Lawinenablagerungen.

4.2 Permafrost und tektonische Präkonditionierung

Das Auftreten von Sturzprozessen, welche rund 15% des Kegelvolumens ausmachen und zudem einen bedeutenden Einfluss auf die Murgangaktivität haben können, wird durch mehrere Faktoren geprägt. Einerseits ist dies der Permafrost (Gruber & Haeberli 2007), andererseits die tektonische Präkonditionierung (Brideau et al. 2009), welche beide Inhalt der folgenden Ausführungen sind.

Der Zerlegungsgrad des Gebirges nach Prinz & Strauß (2011) ist je nach Standort im Bereich Ritzlihorn bis Schaflägerstöck stark bis sehr stark. Der Zerlegungsgrad von Fels bildet die Basis für Instabilitäten in Felswänden zusammen mit Hangneigung, Exposition, Wasser- und Eisgehalt (Fischer & Huggel 2008). Der Wasser- und Eisgehalt sind somit die einzigen kurzfristig variablen Grössen. Die mit Eis verfüllten Brüche haben aufgrund der Bindewirkung und der reduzierten Verwitterung an den Bruchflächen eine erhöhte Stabilität. In der Auftauschicht oder im Übergangsbereich von Nicht- und Permafrost verliert der Fels durch das Schmelzen des Eises dessen stabilisierende Wirkung und es kommt zu Frost-Tau-Zyklen sowie dem Aufbau von hydrostatischem Druck, was die Scherfestigkeit herabsetzt (Gruber & Haeberli 2007). Die Permafrostdegradation ist stark abhängig von der Lufttemperatur, wie auch die Auftaumächtigkeit in steilen Nordhängen (Gruber et al. 2004).

Das Klimaszenario A1B prognostiziert für die Alpen laut dem Fachbericht MeteoSchweiz (2013) einen Temperaturanstieg von 1.4 bis 3.8 °C bis ins Jahr 2060. Zusätzlich steigt die Sommertemperatur im Vergleich mit der Wintertemperatur um 0.5 °C stärker an. Die Niederschlagsmenge nimmt im Sommer tendenziell etwas ab und ist im Winter vergleichbar mit heutigen Werten. Unter diesen Bedingungen weitet sich einerseits der Permafrostdegradationsbereich kontinuierlich aus und die Auftaumächtigkeit des Permafrosts kann im Sommer in Analogie zum Hitzesommer 2003 um praktisch das Doppelte zunehmen (Hilbich et al. 2008). Dadurch wird die Verbandsfestigkeit der stark bis sehr stark zerlegten Felspartien erniedrigt und die Felssturzdisposition, insbesondere entlang der Verwerfungs- und Scherebenen, erhöht (Savigny & Clague 1992). So wird in PERMOS 2013 (2013) für die hydrologischen Jahre 08/09 und 09/10 von neun Felsstürzen von je mindestens 1‘000 m^3 aus Permafrostgebieten der Schweizer Alpen berichtet.

4.3 Einordnung heutiges System

Für die Einordnung des heutigen Systems des Ritzlihorn-Spreitgrabens in die Kegelentstehung seit dem letzten glazialen Maximum wurden in Kap. 4.1 eine Zeitspanne von 6 ka, ein Volumen von 257 Mio. m^3 ± 25% sowie die Kegelbildungsprozesse hergeleitet. Basierend auf diesen Kennzahlen ergibt sich über die Zeitspanne von 6 ka eine mittlere jährliche Ablagerungsrate von rund 43‘000 m^3. Drei Viertel dieser Rate (32‘000 m^3) stammt aus Murgangablagerungen und wird deshalb in Beziehung gesetzt zu den Murgangkubaturen der Perioden 2009–2011 und 2009–2014 (vor bzw. nach den Felsstürzen im Jahre 2009 und der darauf folgenden Murgangserie im Gebiet Ritzlihorn-Spreitgraben). Beim

Vergleich dieser mittleren jährlichen Ablagerungsrate von 14-8 ka mit der Periode 2009-2011 (durchschnittliche Murgangablagerungen von 216‘000 m³ pro Jahr) resultiert ein Steigerungsfaktor von rund 6.8, im Vergleich mit der Periode 2009-2014 einer von rund 3.6. Dies zeigt klar auf, dass die Einordnung der Ereignisse aus der jüngsten Vergangenheit auf diese Weise schwierig ist. Grund dafür ist die kurze Vergleichsperiode von maximal sechs Jahren seit der Murgangserie 2009. Mit einer weiterhin so geringen Murgangaktivität wie in den Jahren 2012-2014 würde in rund 25 Jahren ein Verhältnis der jährlichen Ablagerungsraten von heute und denjenigen in der Vergangenheit von 1:1 resultieren. Dies scheint jedoch aufgrund der hohen Felssturzdisposition und des vorhandenen Lockermaterials in Form von Jung- und Altschutt als unwahrscheinlich.

In Bezug auf die Kubaturen der einzelnen Murgangereignisse konnte anhand der Kartierungen festgestellt werden, dass relikte Murgangablagerungen auf dem Kegel Volumina zwischen einigen 10er m³ und rund 30‘000 m³ aufweisen. Das Fehlen von Murgängen mit grösseren Volumina ist auf die physikalischen Eigenschaften der Murgänge und die Steilheit des Kegels zurückzuführen. Heinimann et al. (1998) und Spreafico et al. (1996) geben für die Fortbewegung von Murgängen im Allgemeinen ein minimales Gefälle von 20-25% an. Dieses Gefälle wird vom Guttannener Mur- und Sturzkegel auch im untersten, flachsten Bereich übertroffen. Aus diesem Grund wird davon ausgegangen, dass grössere Murgänge erst im Bereich der weiteren Verflachung im Aarebett zum Stillstand kommen. Wenn eine kontinuierliche Auffüllung ab der Moränenoberfläche angenommen wird, war der Kegel zudem vermutlich kaum einmal flacher als heute, was tendenziell für Murgänge kleiner 30‘000 m³ spricht. Murgangereignisse, die deutlich grösser sind, lagern sich somit nicht auf dem Guttannener Kegel ab, sondern erst im Vorfluter, wie die Ereignisse der Periode 2009-2011 zeigen. Während dieser Ereignisse kam es praktisch nur zu Erosion und nicht zu Akkumulation auf dem Kegel (Tobler et al. 2012). Auch dieser Aspekt unterstützt die Annahme, dass der Kegel grösstenteils durch Murgänge aufgebaut worden ist, die kleiner als 30‘000 m³ waren. Als Ablagerungsmilieu wird deshalb zwischen 14 und 8 ka ein System von sich kontinuierlich ereignenden Murgängen in der Grössenordnung bis 30'000 m³ vorgeschlagen. Diese könnten sich durchaus gehäuft in aktiveren, und spärlicher in passiveren, Perioden ereignet haben. Somit erscheint die durchschnittliche jährliche Ablagerungsrate von 32‘000 m³ plausibel. Aus den dargelegten Gründen wird jedoch vermutet, dass es dabei nicht wie heute zu stark erosiven Ereignissen mit insgesamt 90‘000-190‘000 m³ pro Tag (GEOTEST 2012) kam. Solche Ereignisse hätten den Kegel so stark kanalisiert und erodiert, dass es kaum zum Aufbau eines 257 Mio. m³ mächtigen Kegels gekommen wäre. Es erscheint deshalb realistisch, dass die Ereigniskubaturen 2009-2011 um rund einen Faktor 4 bis 6 grösser sind als in der Vergangenheit.

Die Kegelanalyse zeigt auf, dass sich das System von einem zwischen 14 und 8 ka stark aktiven und akkumulativen, über ein von 8 ka bis 2009 relativ gering aktives mit mehrheitlich kleinen Ereignissen (vermutlich aufgrund limitierter Sedimentverfügbarkeit), zu einem ab 2009 stark erosiven Murgangsystem im Kegelbereich entwickelt hat. Das seit 2009 herrschende Regime kann nach Zimmermann (1997) als sensitiv auf Klimaänderungen reagierendes System eingeordnet werden. Dieses System kann aus grossen Schutthalden im periglazialen Raum bei Temperaturanstiegen Murgänge produzieren, zu denen von der Magnitude her gesehen keine historischen Parallelen vorhanden sind. Diese Aussage wird durch Stoffel & Huggel (2012) bestätigt. Der Temperaturanstieg von rund 1.6 °C seit dem Beginn des 20. Jahrhunderts (MeteoSchweiz 2013) ist deshalb vermutlich mit ein Grund für den Systemwechsel im Ritzlihorn-Spreitgrabensystem. Huggel et al. (2012) postulieren, dass die Massenbe-

wegungen durch die Klimaveränderung mittels beschriebenem Systemwechsel (Gebiete Rotlaui-Guttannen und Ritzlihorn-Guttannen) sowie positiver Rückkopplungen (Gebiete Monte Rosa, Kolka, Unterer Grindelwaldgletscher und Ritzlihorn-Guttannen) zugenommen haben. Positive Rückkopplungen können im Untersuchungsgebiet beispielsweise in den als Murgangausbruchsgebiet fungierenden Lockermaterialdepots identifiziert werden. Durch die Felsstürze vom 17. Juli 2009 aus der Nordostflanke des Ritzlihorns, welche unter anderem durch Permafrostdegradation ausgelöst wurden, füllten sich diese Lockermaterialdepots und in der Folge lösten sich daraus erste Murgänge. Durch diese Murgänge wurden wiederum das Gefüge der Lockermaterialdepots geschwächt sowie Altschuttherde auf dem Mur- und Sturzkegel angerissen, sodass durch positive Rückkopplung weitere Murgänge ausgelöst werden konnten.

5 Synthese

Aus den verschiedenen, in den vorhergehenden Abschnitten präsentierten Erkenntnissen geht Fig. 12 als Übersichtsdarstellung hervor. Die strukturgeologische Analyse zeigt eine nicht zuletzt wegen der Furtwangsattel-Scherzone ausgelöste starke tektonische Präkonditionierung des Bereichs Ritzlihorn-Schaflägerstöck, welche entlang der in Fig. 12 eingezeichneten Profilspuren erhöht ist (Brideau et al. 2009). Im Zusammenhang mit der Degradation von Permafrost und mächtigeren Auftauschichten während heissen Sommern wie 2003 kann von einer erhöhten Felssturzaktivität ausgegangen werden. Zumindest ein Teil des Felssturzmaterials, welches aus dem Bereich des Ritzlihorns kommt, lagert sich in der etwas weniger steilen Schafegg oder anderen kleineren Sturzablagerungsflächen ab. Aufgrund der Ereignisanalyse 2009–2011 (GEOTEST 2012, 2013) spielen für eine Murgangauslösung aus der Schafegg (oder aus dem oberen Kegelbereich) verschiedene Faktoren wie die Schuttverfügbarkeit, Anteil der Feinfraktion, Temperatur, Vorfeuchte, Niederschlagsummen am Ereignistag, Schnee- und Firnanteil eine wichtige Rolle. Die Murgänge aus der Schafegg erodieren Altschutt aus dem Kegelbereich, bis sie in der Aare abgelagert werden. Es kommt im Kegelbereich kaum zu Ablagerung. Im oberen Kegelbereich kann es in den Gräben durch Verklausungen infolge von Lawinen oder Firneinstürzen zu Murgangauslösungen kommen, wie dies im Jahre 2011 der Fall war. Der Bericht von GEOTEST (2013) zeigt zudem auf, dass es zu den maximalen Ereigniskubaturen nur bei vorangehenden Felssturzereignissen kommt.

6 Ausblick

Anhand der erläuterten Voraussetzungen ist anzunehmen, dass die Felssturzaktivität im Bereich Ritzlihorn bis hin zu den Schaflägerstöck in Zukunft tendenziell eher zunehmen wird. Durch eine stärkere Felssturzaktivität wird das Lockermaterialangebot zusätzlich angereichert, was wiederum zu einer erhöhten Murgangdisposition führt. Zudem sind neben den Felspartien auch Lockermaterialansammlungen aus Sturzprozessen im heutigen Permafrostbereich von der Degradation und der tendenziell mächtigeren jährlichen Auftauschicht betroffen. Dieses Lockermaterial verliert durch das Aufschmelzen des Eises den Zusammenhalt und kann dadurch leichter mobilisiert werden und zur Murgangbildung beitragen.
Somit wird von einer weiterhin hohen Murgangfrequenz und -magnitude ausgegangen, ähnlich der Jahre 2009–2011. Anzunehmen ist jedoch auch, dass zwischenzeitlich Perioden mit deutlich kleineren Ereignissen, wie in den Jahren 2012–2014, auftreten werden. Bezüglich der Rinnenstruktur werden deshalb keine grossen Veränderungen erwartet, da die erosiven Ereignisse keine Verfüllung der tiefen Gräben oder Bildung von neuen Rinnen zulassen.

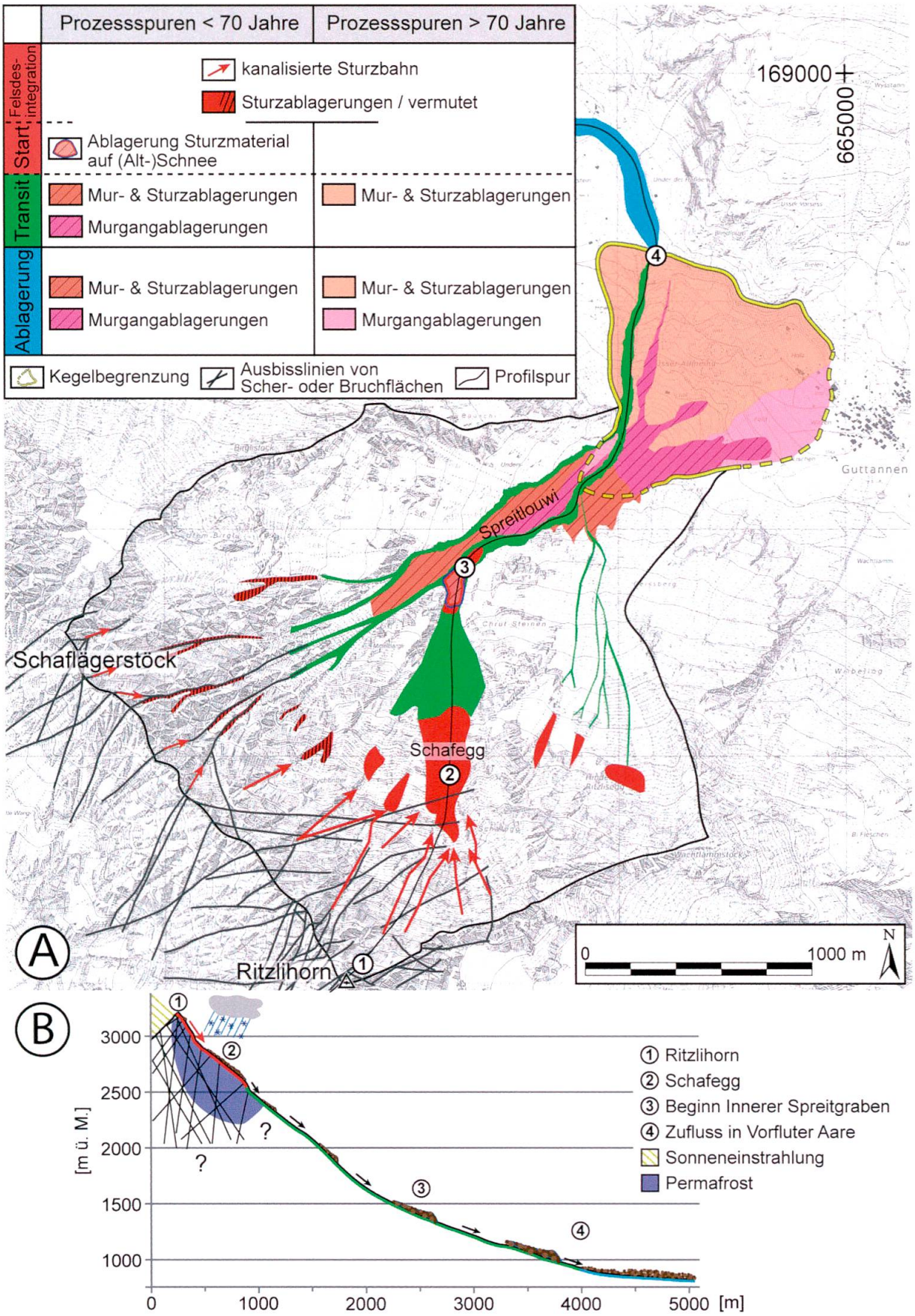

Fig. 12: A] Ritzlihorn-Spreitgrabensystem mit Prozessflächen und Scherzonen. B] zeigt einen vertikalen Profilschnitt durch A mit schematischer Prozessdarstellung. Im Bereich des stark zerrütteten und von Eis durchzogenen Ritzlihorns (1) ereignen sich Blockschläge und Felsstürze, die sich im Bereich Schafegg (2) ablagern. Durch zusätzlichen Wassereintrag durch Niederschläge ereignen sich Murgänge aus (2), welche sukzessive an Volumen gewinnen, wobei sie fortlaufend erodieren und teilweise akkumulieren. Im Vorfluter Aare (4) kommt es zur Ablagerung.

Verdankung

Wir bedanken uns bei der Firma GEOTEST AG für das zur Verfügung stellen ihrer Untersuchungsberichte zum Gebiet Ritzlihorn-Spreitgraben, ihres Bildmaterials sowie für die Helikopterflüge und die konstruktiven, interessanten Fachdiskussionen mit K. Graf und D. Tobler. Bei der Firma Transitgas AG und der GeoExpert AG bedanken wir uns für das zur Verfügung stellen der seismischen Daten sowie die Möglichkeit der Sichtung der Bohrung KB 2/2013. Ebenfalls gebührt der Firma Midland Valley Dank für die freie Benutzung des Programms Move sowie der Firma IHS Inc. für die Verwendung des Programms Kingdom®. M. Herwegh verdankt die finanzielle Unterstützung im Rahmen des SNF-Projektes 200020-149385.

Literatur

3G Software & Measurement GmbH 2010: *ShapeMetriX3D* – 3D imaging for measuring and assessing rock and terrain surfaces. User Manual for Version 3.5, Graz.

Abrecht, J. 1994: Geologic units of the Aar Massif and their pre-Alpine rock associations: a critical review. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 74(1), 5–27.

Ballantyne, C. K. 2002: Paraglacial geomorphology. Quaternary Science Reviews. 21(18–19), 1935–2017.

Baumberger, R. 2015: Quantification of lineaments: Link between internal 3D structure and surface evolution of the Hasli valley (Aar massif, Central alps, Switzerland). Dissertation Universität Bern, Bern.

Berger, A., Mercolli, I. & Herwegh, M. in Vorb.: DIMAAR. Geologisches Institut der Universität Bern, Bern.

Brideau, M.-A., Yan, M. & Stead, D. 2009: The role of tectonic damage and brittle rock fracture in the development of large rock slope failures. Geomorphology. 103(1), 30–49.

Choukroune, P. & Gapais, D. 1983: Strain pattern in the Aar Granite (Central Alps): orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. Journal of Structural Geology, 411–418.

Eisbacher, G. H. 1982: Mountain torrents and debris flows. Episodes. 1982(4), 12–17.

Fischer, L. 2010: Slope instabilities on pereannialy frozen and glacierized rock walls: Multi-scale observations, analysis and modelling. Dissertation, Universität Zürich, Zürich.

Fischer, L. & Huggel, C. 2008: Methodical design for stability assessments of permafrost-affected high-mountain rock walls. Zürich Open Repository and Archive, Zürich.

Fölmli, C. 2015: Murgänge und Felsstürze im Gebiet Ritzlihorn-Spreitgraben, Guttannen BE – Analyse der Felskonditionierung und des Mur- und Sturzkegels. Unveröffentlichte Masterarbeit, Universität Bern, Bern, Schweiz.

GEOTEST AG 2010: Guttannen, Murgang Spreitloui – Analysen und Prognosen. Bericht Nr. 09237.8, 63 S., Zollikofen.

GEOTEST AG 2012: Guttannen, Murgang Spreitloui – Analyse und Prognose. Bericht Nr. 14092371.3, 39 S., Zollikofen.

GEOTEST AG 2013: Guttannen, Spreitgraben – Analyse der Murgangdisposition 2012. Bericht Nr. 1412095.1, 50 S., Zollikofen.

Gerber, E. 1974: Klassifikation von Schutthalden. Geographica Helvetica (2/3).

Gruber, S. & Haeberli, W. 2007: Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. Journal of Geophysical Research. 112(F2).

Gruber, S., Hoelzle, M. & Haeberli, W. 2004: Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. Geophysical Research Letters. 31(13).

Hählen, N. 2012: Murgänge Spreitgraben 2011 – Ereignisse und Erkenntnisse. Unveröffentlichte Arbeit. 8 S., Oberingenieurkreis I, Thun.

Hantke, R. & Wagner, G. 2005: Eiszeitliche und nacheiszeitliche Gletscherstände im Berner Oberland: Erster Teil: Östliches Oberland bis zur Kander. Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern. 62, 108–133.

Heinimann, H., Hollenstein, K., Kienholz, H., Krummenacher, B. & Mani, P. 1998: Methoden zur Analyse und Bewertung von Naturgefahren. Hrsg.: Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL). Umwelt-Materialien Nr. 85, Naturgefahren, Bern.

Hilbich, C., Hauck, C., Hoelzle, M., Scherler, M., Schudel, L., Völksch, I., Vonder Mühll, D. & Mäusbacher, R. 2008: Monitoring mountain permafrost evolution using electrical resistivity tomography: A 7-year study of seasonal, annual, and long-term variations at Schilthorn, Swiss Alps. Journal of Geophysical Research. 113, 1–12.

Hooke, R. 1967: Process on Arid-Region Alluvial Fans. The Journal of Geology. 75(4), 238–460.

Huggel, C., Clague, J. J. & Korup, O. 2012: Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? Earth Surface Processes and Landforms. 37(1), 77–91.

Kammer, A. 1985: Bau und Strukturen des nördlichen Aarmassivs und seiner Sedimente: Zwischen dem Sustenpass und Grindelwald (Berner Oberland). Dissertation, Universität Neuenburg, Neuenburg.

Kammer, A. 1989: Alpidische Verformung des aarmassivischen Nordrandes. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 69, 37–53.

Kearey, P., Brooks, M. & Hill, I. 2002: An introduction to geophysical exploration. Blackwell Science, Oxford.

Kelly, M., Ivy-Ochs, S., Kubik, P., Blanckenburg, F. von & Schlüchter, C. 2006: Chronology of deglaciation based on ^{10}Be dates of glacial erosional features in the Grimsel Pass region, central Swiss Alps. Boreas. 35(4), 634–643.

Kienholz, H. & Krummenacher, B. 1995: Symbolbaukasten zur Kartierung der Phänomene. Hrsg.: Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL), Bundesamt für Wasser und Geologie (BWG), Bern.

Labhart, T. 1966: Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs: Beobachtungen im Druckstollen Trift-Speicherberg (Gadmental) der Kraftwerke Oberhasli AG. Eclogae geol. Helv. 59(2), 803–830.

Lehmann, C. 1993: Zur Abschätzung der Feststofffracht in Wildbächen: Grundlagen und Anleitung. Geographisches Institut der Universität Bern, Bern.

Luetschg, M. & Haeberli, W. 2007: Permafrost evolution in the Swiss Alps in a changing climate and the role of the snow cover. Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography. 59(2), 78–83.

MeteoSchweiz 2013: Klimaszenarien Schweiz – eine regionale Übersicht. Fachbericht MeteoSchweiz. 243, 36 S.

Mock, S. 2014: Deformation of the sediment-crystalline contact in the northern Aar massif (Innertkirchen, Bernese Oberland). Unveröffentlichte Masterarbeit, Universität Bern, Bern, Schweiz.

Nicot, F. & Lambert, S. 2011: Rockfall engineering. Wiley, London, Hoboken, N.J.

Noetzli, J., Gruber, S., Kohl, T., Salzmann, N. & Haeberli, W. 2007: Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. Journal of Geophysical Research. 112(F2).

Palmström, A. 2002: Measurement and characterization of rock mass jointing. In: Sharma, V. M. und Saxena, K. R. (Hrsg.) In-situ characterization of rocks. Balkema Publishers, Lise.

Pechnig, R., Delius, H. & Bartetzko, A. 2005: Effect of compositional variations on log responses of igneous and metamorphic rocks. II: acid and intermediate rocks. Geological Society, London, Special Publications. 240(1), 279–300.

PERMOS 2013 2013: Permafrost in Switzerland 2008/2009 and 2009/2010.

Preusser, F., Reitner, J. M. & Schlüchter, C. 2010: Distribution, geometry, age and origin of overdeepened valleys and basins in the Alps and their foreland. Swiss Journal of Geosciences. 103(3), 407–426.

Prinz, H. & Strauß, R. 2011: Ingenieurgeologie. Spektrum Akad. Verl., Heidelberg.

Ravanel, L. & Deline, P. 2011: Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: The north side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the «Little Ice Age». The Holocene. 21(2), 357–365.

Savigny, K. & Clague, J. 1992: Technical tour No. 2: Fraser Valley and Fraser Canyon area. Geohazard '92. BiTech Publishers, 47–99.

Schaltegger, U. 1992: The evolution of the polymetamorphic basement in the Central Alps unraveled by precise U-Pb zircon dating. Contrib. Mineral. Petrol. 1993(113), 466–478.

Spreafico, M., Lehmann, C. & Naef, O. 1996: Empfehlung zur Abschätzung von Feststoffrachten in Wildbächen. Teil 1: Handbuch. Arbeitsgruppe für operationelle Hydrologie GHO, Mitteilung Nr. 4, Bern.

Steck, A. 1968: Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs. Eclogae Geologicae Helvetiae (61).

Stoffel, M. & Huggel, C. 2012: Effects of climate change on mass movements in mountain environments. Progress in Physical Geography. 36(3), 421–439.

Thackray, G. D., Owen, L. A., Yi, C., Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P. W. & Schlüchter, C. 2008: Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. Journal of Quaternary Science. 23(6-7), 559–573.

Tobler, D., Kull, I. & Hählen, N. 2012: Gefahrenmanagement der Murgänge im Spreitgraben, Guttannen. Swiss Bull. angew. Geol. Vol. 17/2(17/2), 53–61.

Ustaszewski, M., Herwegh, M., McClymont, A. F., Pfiffner, O. A., Pickering, R. & Preusser, F. 2007: Unravelling the evolution of an Alpine to post-glacially active fault in the Swiss Alps. Journal of Structural Geology. 29(12), 1943–1959.

Wehrens, P. 2015: Structural evolution in the Aar Massif (Haslital transect): Implications for mid-crustal deformation. Dissertation, Universität Bern, Bern.

Wehrens, P., Baumberger, R., Berger, A. & Herwegh, M. eingereicht: How is strain localized in a mid-crustal basement section? Spatial distribution of deformation in the Aar massif (Switzerland).

Ziegler, M., Loew, S. & Moore, J. R. 2013: Distribution and inferred age of exfoliation joints in the Aar Granite of the central Swiss Alps and relationship to Quaternary landscape evolution. Geomorphology. 201, 344–362.

Zimmermann, M. 1997: Murganggefahr und Klimaänderung – ein GIS-basierter Ansatz. vdf Hochschulverlag an der ETH Zürich, 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. 1992(22), 59–72.

Zurfluh, R., Kober, F., Ivy-Ochs, S., Hajdas, I. & Christi, M. 2014: Post-glacial Landscape Evolution of the Upper Haslital Aare between Handegg and Guttannen (Bernese Alps), Abstract. Swiss Geoscience Meeting 2014, Fribourg.

BAUGRUND-
VERSTÄRKUNG

FUNDAMENT-
STABILISIERUNG

GEBÄUDE-
AUFSTOCKUNG

GEBÄUDE-
HEBUNG

RISSE?
SENKUNGEN?

URETEK
Injektionen schnell und einfach!

Kostenlose Angebote:

URETEK Schweiz AG
6052 Hergiswil
Tel. 041 676 00 80
www.uretek.ch - uretek@uretek.ch

URETEK®