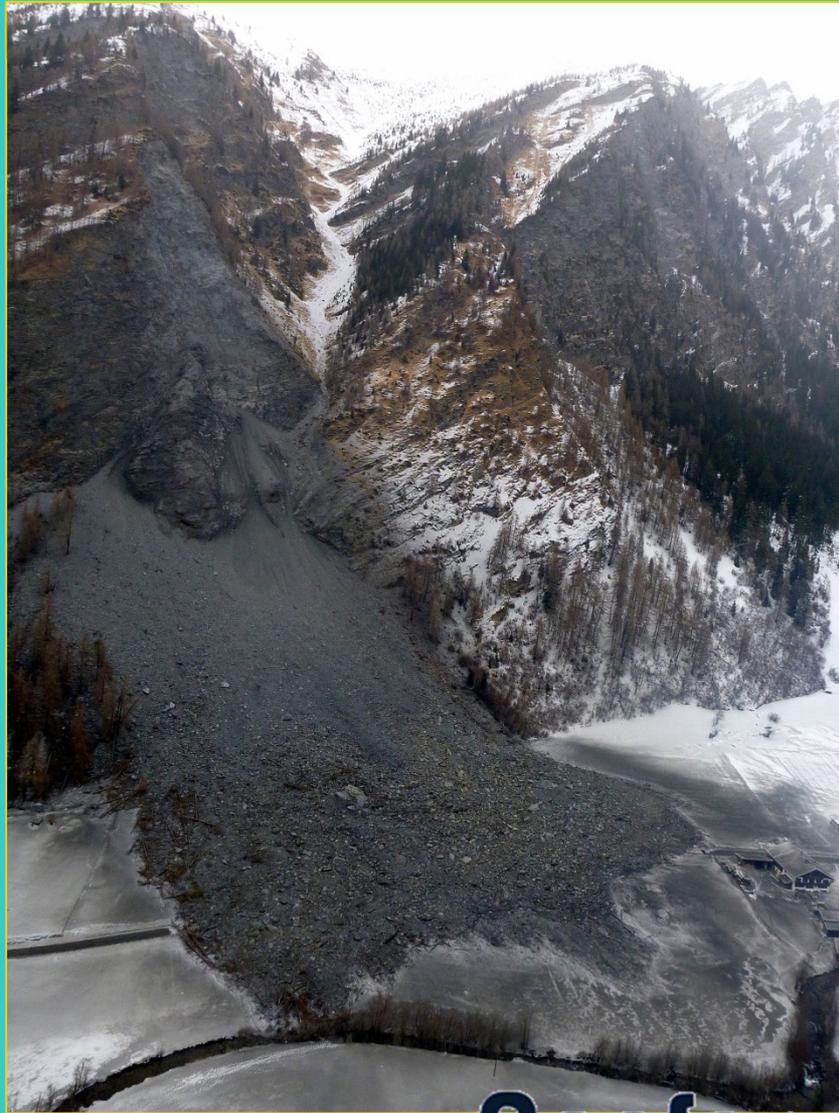


20. Geoforum Umhausen 17. – 19. Oktober 2018



Geoforum
Tirol



TAGUNGSBAND

Grußworte von Landeshauptmann-Stellvertreter ÖR Josef Geisler

Sehr geehrte Damen und Herren, liebe Referentinnen und Referenten, wertees Organisationsteam!

Es freut mich außerordentlich, dass das Geoforum Umhausen heuer zum 20. Mal stattfindet. Dieses Jubiläum zeigt, dass die jährlichen Tagungen sehr erfolgreich sind und auf großes Interesse in der Fachwelt stoßen. Die Veranstalter, die 1999 mit dem 1. Geoforum begonnen haben, können stolz auf diese Bilanz sein. Mein besonderer Dank gilt an dieser Stelle unserem Landesgeologen Gunther Heißel.

Ein wesentlicher Erfolgsfaktor besteht darin, dass sich hier in Umhausen-Niederthai eine Möglichkeit bietet, wirklich interdisziplinär unter Fachleuten zu kommunizieren und gegenseitig Erfahrungen auszutauschen. Dies ist in der vom Geoforum gelebten Weise als ziemlich einzigartig anzusehen. Auch zum Erfolg trägt wohl die Tatsache bei, dass das Themenspektrum der Tagungsvorträge weit gefächert ist, was die Interdisziplinarität begünstigt und einen lebendigen und abwechslungsreichen Tagungsverlauf ermöglicht.

Als für die Themenbereiche Naturgefahren und Trinkwasser zuständiges Mitglied der Tiroler Landesregierung begrüße ich das hohe Engagement der Veranstalter sehr, gerade diese Themen für die Zukunft des Alpenraumes und seiner dort lebenden Bevölkerung in das Zentrum der Betrachtungen und Erörterungen zu führen. Angesichts des fortschreitenden Klimawandels werden wir unsere Ziele, den Alpenraum lebenswert zu erhalten nur erreichen können, wenn wir uns eingehend mit diesen Themen befassen und auseinandersetzen.

Ich bin sehr froh, dass es auch heuer wieder gelungen ist, das fachliche Know-how von Expertinnen und Experten aus allen Teilen Österreichs, aber auch aus unseren Nachbarländern, sowie von Fachleuten aus ferneren EU-Ländern und sogar aus Südafrika hierher nach Umhausen zum Geoforum zu bringen.

Ich bin sicher, dass das Geoforum in den bisherigen 19 Tagungen sehr erfolgreich seinen Beitrag geleistet hat, damit wir im Hinblick auf den Klimawandel in die Lage versetzt werden, Strategien zu entwickeln, die der Tiroler Bevölkerung und den Gästen aus dem In- und Ausland zeigen, dass die Zukunft nicht von Horrorszenarien geprägt sein wird, sondern dass es wert ist hier zu leben oder als Gäste den wohlverdienten Urlaub in unserem schönen Land Tirol zu genießen. Das 20. Geoforum Umhausen 2018 wird sich also sicherlich nahtlos in diese Erfolgsgeschichte einreihen.

Ich darf nun das 20. Geoforum Umhausen eröffnen. Ich wünsche Ihnen, meine sehr geehrten Damen und Herren aus dem In- und Ausland eine spannende und abwechslungsreiche Tagung und möchte mich sehr bei der kleinen Gruppe der Organisatoren dieser Tagung für ihr großes und nunmehr bereits langjähriges Engagement bedanken.

Angesichts des Jubiläums der 20. Tagung Geoforum Umhausen möchte ich gerne meiner Hoffnung Ausdruck verleihen, dass noch möglichst viele Jahre Geoforum vor uns sein werden und freue mich auf ein Wiedersehen im Jahr 2019.

ÖR Josef Geisler
(Landeshauptmann-Stellvertreter von Tirol)



Grußworte 2018 von LA Klubobmann Bgm. Mag. Jakob Wolf

Sehr geehrte Tagungsteilnehmerinnen und Tagungsteilnehmer, sehr geehrte Vortragende, liebes Organisatorenteam!

Wir haben uns 1999 das erste Mal zu einem Geoforum Umhausen hier in meiner Gemeinde getroffen. Damals haben wir zwar hoffen, aber nicht wissen können, dass sich daraus eine Erfolgsgeschichte entwickeln wird.



Die jährlichen Tagungen des Geoforums Umhausen ziehen immer mehr und immer neue Fachleute an und haben dem Geoforum Umhausen längst zu hohem Ansehen in der Fachwelt verholfen. Hier werden die Probleme, die uns die Zukunft - nicht zuletzt durch den Klimawandel - bringen wird, angesprochen und analysiert, und es wird interdisziplinär versucht gangbare Lösungsvorschläge zu erarbeiten, um den Menschen in unserem gebirgigen Land ihren guten und schönen Lebensraum auch in der Zukunft zu erhalten.

Als Bürgermeister der Gemeinde Umhausen begrüße ich es auch sehr, dass mit den öffentlichen Abendvorträgen die Bevölkerung in die Tagungen Geoforum Umhausen einbezogen wird. Dieses Angebot wird von den Einheimischen und Gästen im Ötztal und im nahen Inntal sehr gut angenommen, nicht zuletzt Dank der stets hervorragenden Vortragenden und ihrer interessanten und spannenden Themen, die sie behandeln. Der Andrang an Zuhörern ist jedes Jahr so groß, dass der Vortragssaal bis hin zum letzten Stehplatz voll ist.

So ist das Geoforum Umhausen längst nicht nur in der Bevölkerung zu einem Qualitätsbegriff geworden, sondern wird auch von der Landespolitik sehr geschätzt.

Das 20. Geoforum Umhausen ist zu Recht eine Jubiläumsveranstaltung. Mein Dank für diese Erfolgsgeschichte gilt dem Organisatorenteam, das mit viel Elan und Engagement zum 20. Mal für die erfolgreiche Durchführung der Tagung gesorgt hat.

Ich wünsche Ihnen nun eine spannende und interessante Tagung und hoffe Sie auch 2019 zum 21. Geoforum Umhausen wieder begrüßen zu dürfen.

Mag. Jakob Wolf

(Klubobmann der Volkspartei im Tiroler Landtag und Bürgermeister der Gemeinde Umhausen)

Grußworte 2018 von Hofrat Dr. Gunther Heißel

Sehr geehrte Tagungsteilnehmerinnen und Tagungsteilnehmer, sehr geehrte Referenten!

Als Mitbegründer der Tagungen Geoforum Umhausen erfüllt es mich mit großer Freude, dass wir uns heuer zum 20. Mal hier in Umhausen-Niederthai zu einem Geoforum treffen.



Was 1999 als „Versuchsballon“ begonnen hat, hat sich inzwischen zu einer allgemein anerkannten Tagungsreihe entwickelt. Es sind mehrere Gründe zu nennen, die zu diesem Erfolg geführt haben:

- Das Geoforum Umhausen ist eine interdisziplinäre Veranstaltung die von der Themenvielfalt und der Lebendigkeit der interdisziplinären Diskussion lebt.
- Die Organisation der Tagung ist so ausgelegt, dass sie kurzfristig auf wichtige Ereignisse reagieren und diese in das Programm aufnehmen kann. Das Geoforum Umhausen lebt also auch von der Aktualität.
- Die Bevölkerung wird durch die bei freiem Eintritt öffentlich zugänglichen Abendvorträge oder Podiumsdiskussionen in die Tagungen integriert und findet daher auch hohe Akzeptanz in der Öffentlichkeit.
- Das Geoforum Umhausen sieht sich als Verbindung von Wissenschaft und Praxis. So können Lösungen erarbeitet, diskutiert und präsentiert werden, die für Politik und Bevölkerung anwendbar und umsetzbar sind, was wiederum das mediale Interesse weckt und die positive Wahrnehmung des Geoforums in der Öffentlichkeit fördert.
- Last but not least sind es die Teilnehmer und Teilnehmerinnen der Tagungen Geoforum Umhausen aus dem In- und Ausland, die sich offensichtlich im „familiären Ambiente“ des Geoforums wohl fühlen und so den Erfolg der Tagungen ausmachen. Das gilt natürlich auch für die Vortragenden, die mit ihren erstklassigen Referaten die Qualität der Tagungen prägen.
- Schließlich finden wir auch Unterstützung von der Landespolitik und der Gemeinde Umhausen, sowie von interessierten und engagierten Bürgern, um nur einige Unterstützer zu erwähnen.
- Natürlich darf das kleine, aber dafür sehr engagierte Organisationsteam nicht unerwähnt bleiben. Ohne dieses Team wäre der Gesamterfolg wohl auch nicht vorstellbar.

Mein Dank gilt so allen, die am erfolgreichen Weg der Tagungen Geoforum Umhausen von 1999 bis heute teilgenommen haben. Das Geoforum Umhausen ist ein schöner Beweis, dass nur Teamarbeit zu einem nachhaltigen Erfolg führen kann.

Ich darf hoffen, dass dieser Weg noch lange nicht zu Ende ist und dass das herbstliche Treffen der Tagungen Geoforum Umhausen nicht nur 2019 ein Fixpunkt im Kalender sein wird.

Hofrat Dr. Gunther Heißel
(Präsident des Vereins Geoforum Tirol)

Felssturz Vals – ein Weihnachtswunder

Patrick Fritzmann¹, Johannes Anegg¹, Gunther Heißel², Petra Nittel-Gärtner², Huber Werner³, Markus Leuthold³, Josef Plank⁴, Florian Riedl⁴:

¹Amt der Tiroler Landesregierung, Abteilung Geoinformation, Herrengasse 1-3, 6020 Innsbruck

²Amt der Tiroler Landesregierung, Allgemeine Bauangelegenheiten, Fachbereich Landesgeologie, Herrengasse 1-3, 6020 Innsbruck

³Amt der Tiroler Landesregierung, Baubezirksamt Innsbruck, Valiergasse 1, 6020 Innsbruck

⁴Wildbach und Lawinenverbauung, GBL Mittleres Inntal, Josef Wilbergerstraße 41, 6020 Innsbruck

Das Valsertal zweigt am Südennde von St. Jodok am Brenner in südöstlicher Richtung vom Schmirntal ab. Es ist somit ein Seitental des etwa in östliche Richtung verlaufenden Schmirntales, das bei Stafflach (Gemeinde Steinach am Brenner) in das Silltal einmündet. Der Ort St. Jodok am Brenner gehört orographisch links des Schmirnbaches zur Gemeinde Vals, orographisch rechts des Schmirnbaches ist er Teil der Gemeinde Schmirn. Im Valsertal liegen die Ortsteile Innervals und Außervals Südöstlich von Außervals zweigt eine Straße zum Ortsteil Padaun ab. Knapp taleinwärts von dieser Abzweigung steigen die Felswände der „Tumelers Wand“ in Richtung der Berggipfel Blenten und Ultenspitze (2179) an.

Geologisch befindet sich das Gebiet von Inner- und Außervals im Bereich des Fensterrahmens des östlichsten Teiles des Tauernfensters. Die Felswand „Tumelers Wand“ wird aus Gesteinen der Bündner Schiefergruppe aufgebaut (Schwarzphyllite, Kalkphyllite, Kalkmarmore, Glimmermarmore).

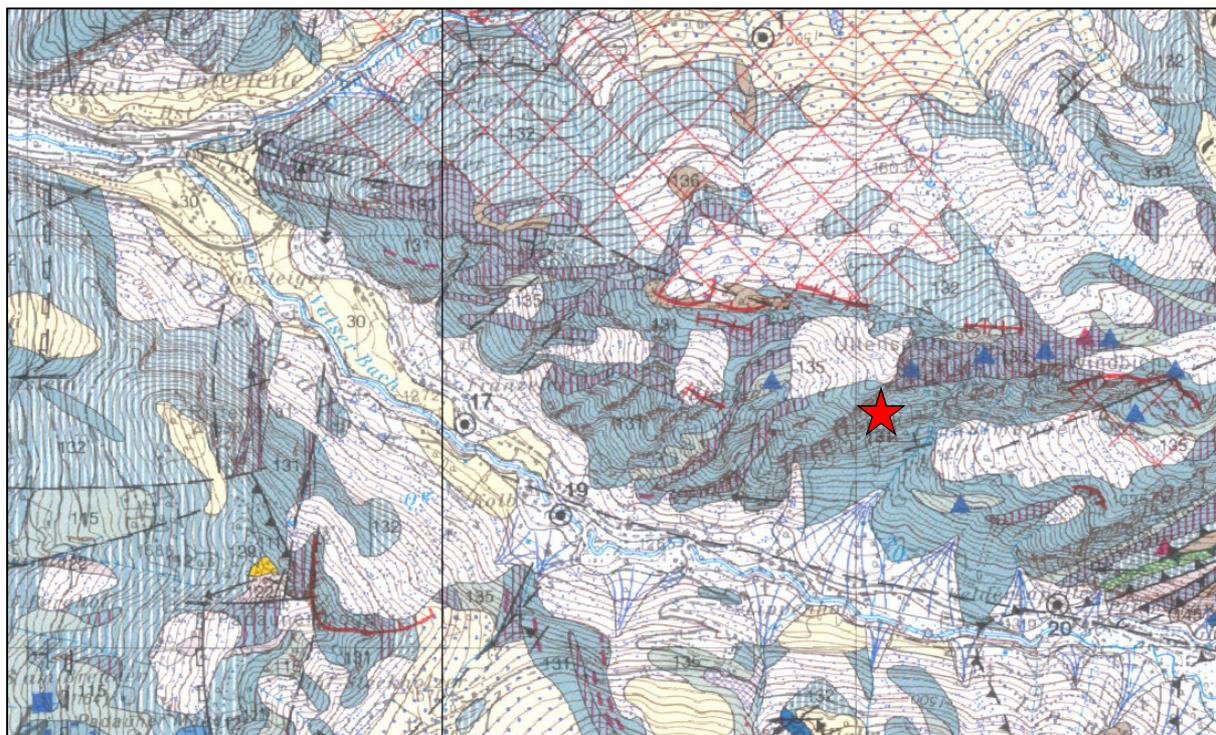


Abb.1. Ausschnitt Geofast/GBA – geologische Karte. Der rote Stern markiert die Stelle der Sturzwand

Chronologie der Ereignisse:

Es wurden in den letzten Jahren immer wieder Steinschläge und Blockstürze aus der „Tumelers Wand“ gemeldet, die auch die L230 Valsler Straße betroffen haben. Daher kam es mehrfach zu Beurteilungen durch die Landesgeologie, die Maßnahmen wie Felsräumungen zur Folge hatten. Seitens des Baubezirksamts wurde bereits vor dem Großereignis eine Variantenstudie beauftragt. Dabei wurde in Übereinstimmung mit der Landesgeologin Mag. Petra Nittel-Gärtner eine Verlegung der Landesstraße in Richtung Valsler Bach, auf einem Damm verlaufend, als beste Variante eingestuft. Mit Vorplanungen seitens des Baubezirksamtes Innsbruck wurde begonnen.

Zuletzt kam es im Oktober 2017 zu größeren Blocksturzereignissen. Daraufhin wurde eine Spezialfirma beauftragt einen Bereich der Wand zu übersteigen und zu begutachten. Im Zuge dieser erfolgten Felsräumung ergaben sich keine Hinweise auf bevorstehende Ereignisse, die den Absturz von Einzelblöcken übersteigen würden.



Abb.2. Zustand der „Tumelers Wand“ im Oktober 2017

Die letzten Wochen des Jahres 2017 waren im Silltal und seinen Seitentälern besonders niederschlagsreich. Der Niederschlag fiel in vergleichsweise kurzen Abschnitten als Schnee und als Regen. Der Niederschlag fiel in seinen Einzelereignissen meist intensiv aus. Auch im Tal selbst bildete sich eine durchgehende Schneedecke aus.

Am frühen Nachmittag des 24.12.2017 setzte neuerlich der Absturz von Einzelblöcken ein. Auch wenn diese Ereignisse von mehreren Personen beobachtet wurden und auch für Beunruhigung sorgten, wollte angesichts des bevorstehenden Heiligen abends niemand wirklich Alarm schlagen. So blieb auch bis zuletzt der – eher spärliche – Straßenverkehr aufrecht und ein Bus mit Kindern, die vom Weihnachtssingen kamen, passierte nur wenige Minuten vor dem Großereignis die Gefahrenzone.

Um ca. 18:10 Uhr setzte plötzlich und bei völliger Dunkelheit ein Felssturzprozess ein, der durch laufende Nachbrüche noch bis nach Mitternacht anhielt.



Abb.3. 25. 12.2017 in der Früh: Blick talauswärts. Das Tal ist bis zum Bach hin von der Verschüttung durch den Felssturz betroffen. Der gesamte Talraum ist in diesem Bereich von einer dunklen Staubschicht überzogen. Die Nähe der Sturzmassen zu den Häusern ist gut ersichtlich. Die Landesstraße ist auf große Länge verschüttet. Das Ereignis der Nacht vom 24.12. auf den 25.12.2017 hat keine Opfer gefordert –ein **Weihnachtswunder**. Spätere Laserscan-Auswertungen haben gezeigt, dass 117.500 m³ in wenigen Stunden abgestürzt sind. Mit dem Einsetzen des Sturzereignisses dürften bereits die Hauptmassen abgestürzt sein.

Wenige Minuten nach Beginn der Ereignisse waren Feuerwehr und Polizei über die Leitstelle Tirol und die Landesgeologie über die Leitstelle Tirol und die Landeswarnzentrale Tirol alarmiert. Polizei und Feuerwehr waren sofort zur Stelle und begannen unter der Einsatzleitung durch Bürgermeister Klaus Ungerank mit Absicherungs- und ersten Evakuierungsmaßnahmen. Der Landesgeologe war eine Stunde nach Felssturzbeginn vor Ort.

In Anbetracht der Unbeurteilbarkeit der laufenden Felssturzvorgänge auf Grund der Dunkelheit, aber auch in Anbetracht der dramatischen Geräusche, die die laufenden Abstürze verursachten, riet der Landesgeologe zur Ausdehnung der Evakuierungszone und zum Rückzug der Feuerwehrleute in

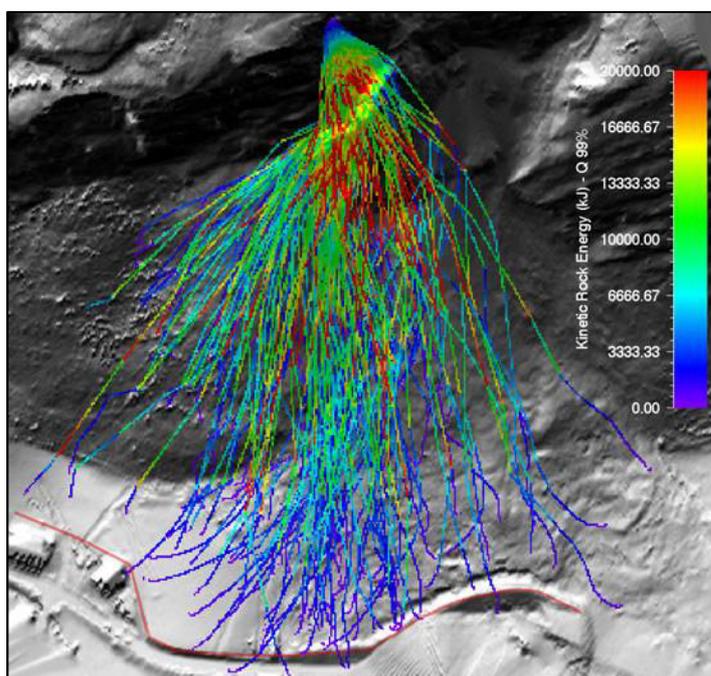
entferntere und daher sicherere Bereiche. Schließlich wurde etwa um Mitternacht der Großteil der Einsatzkräfte abgezogen und es wurden die weiteren Entscheidungen bis zum Morgen des nächsten Tages ausgesetzt.

Am 25.12.2017 konnte mit Tagesanbruch ein Hubschraubererkundungsflug durchgeführt werden, der zeigte, dass die bisherigen Maßnahmen richtig waren. Man konnte sehen, dass Einzelblöcke bis in direkte Nähe von Wohnhäusern und den noch am Abend dort anwesenden Feuerwehrleuten zu liegen kamen. Die L 230 war auf größere Distanz mehrere Meter hoch verschüttet und die Sturzmassen erreichten an einer Stelle den Valser Bach. Die Blocksturzaktivität aus der Sturzwand war nur noch gering, allerdings öffnete sich im Lauf des Tages im Bereich des Randes der Abbuchzone ein mehrere zig-Meter langer Spalt, der immer breiter und ausgeprägter wurde.

Ein Teil der Evakuierungen wurde zurückgenommen. Allerdings blieben mehrere Häuser in der Evakuierungszone und auch die Straße nach Padaun war deshalb weiter gesperrt. Noch am gleichen Tag wurde damit begonnen, am orographisch linken Talrand eine Notstraße zu errichten. Dafür wurde einerseits ein Wiesenweg ertüchtigt, andererseits ein Stück einer Forststraße. Diese Arbeiten konnten kurzfristig abgeschlossen werden und dienten dazu, den Siedlungsraum im Talinneren und im Bereich Padaun wieder zugänglich zu machen.

Die Aktivitäten der Felswand sind rasch zur Ruhe gekommen, sodass schon nach wenigen Tagen praktisch kein Steinfall mehr registriert wurde und die Rissaktivitäten im obersten Bereich am Abbruchrand optisch zur Ruhe gekommen sind. Diese Einschätzung stimmte mit den Ergebnissen der ersten Maßnahmen der von der Abteilung Geoinformation begonnenen Wandüberwachung überein. Deshalb konnten unter Überwachung durch die Landesgeologie und mittels Assistenzeinsatzes des Österreichischen Bundesheeres mittels Aufstellens von mehreren Reihen von Panzerigeln die Straßensperre nach Padaun und die letzten Hausevakuierungen aufgehoben werden. Genauso erfolgte das Freischöpfen der bis zu 8 m hoch verschütteten Landesstraße durch eine Firma im Auftrag der Landesstraßenverwaltung und unter Überwachung der Landesgeologie, sowie nach den Vorgaben des Arbeitsinspektors, wodurch die durch die Schneeschmelze arg in Mitleidenschaft gezogene Notstraße nicht mehr benötigt wurde. Mit dem von der Straße geräumten Sturzmaterial wurde bergseits der Straße ein 4 m hoher Schutzdamm errichtet. Hierfür hat die Landesgeologie auch die nötigen Steinschlagsimulationen geliefert.

Abb.4. Steinschlag- und Blocksturzsimulation der Landesgeologie (Roman Außerlechner, MSc.) zeigt, dass Blockstürze mit hoher Sicherheit sowohl vom provisorischen Straßendamm, als auch von den Panzersperren aufgehalten werden sollten.



Alle diese Maßnahmen wurden als kurzfristiges Provisorium geplant und ausgeführt, das nicht dazu führen sollte und konnte, die notwendigen endgültigen Maßnahmen zu ersetzen.

Es wurde daher das Monitoring zur besseren Überwachung seitens der Abteilung Geoinformation in Absprache mit der Landesgeologie und mit der Geologischen Stelle der WLV weiter ausgebaut und es wurden die Planungen für eine kurzfristige Realisierung derselben noch im Jahr 2018 vorangetrieben.

Geomonitoring am Felssturz Vals

Zusammenfassung und Chronologie

Am Abend des 24. Dezember 2017 ereignete sich im Valsertal ein Felssturz. Die Abbruchstelle befindet sich oberhalb der Weilers Tumeler an der südlichen Flanke der Ultenspitze (Tumelers Wand). Die Sturzbahn erstreckt sich über ca. 400HM. Die Ablagerungen überdecken auch die Landesstraße L230.

Die Abteilung Geoinformation wurde seitens der Landesgeologie mit der Erstellung eines Konzepts für ein permanentes Geomonitoring am Felssturz Vals beauftragt.

Als Sofortmaßnahme und zur Bestimmung der Sturzkubatur wurde am 27.12.2017 ein Laserscan mit einem terrestrischen Laserscanner VZ 4000 der Firma Riegl durchgeführt. Die terrestrischen Laserscanmessungen (TLS) werden seitdem periodisch weitergeführt.

Mitte Jänner 2018 wurde mit der Installation eines geodätischen Monitorings begonnen, das mit 01.02.2018 operativ gesetzt wurde und seitdem stündlich Messergebnisse von 16 ausgewählten Deformationspunkten liefert.

In Zusammenarbeit mit der Wildbach- und Lawinenverbauung und dem Vermessungsbüro Trigonos wurde Ende Juli 2018 auch ein permanentes geotechnisches Monitoring eingerichtet, das seit 01.08.2018 operativ ist und ebenfalls stündlich Messergebnisse von 5 Extensometern liefert.

Die Ergebnisse des Geomonitorings am Felssturz Vals werden mit der Darstellungssoftware „Leica GeoMos Now“ und mit einem Webviewer den Experten zur Verfügung gestellt.

Ergänzt wurde das Geomonitoring im April 2018 mit einer Befliegung durch eine Drohne, die mit einem Laserscanner bestückt war. Die Befliegung erfolgte durch die Firma Laserdata in Zusammenarbeit mit der Universität Innsbruck.

Ein zweiter und abschließender Drohnenflug ist für den Oktober 2018 vorgesehen.

Eine an der Messhütte installierte Webcam gewährleistet die permanente Beobachtung des Felssturzgebietes.

1. TLS Monitoring

Die erste TLS Kampagne fand am 27.12.2017 statt. Verwendet wird ein Long-Range-Scanner (Riegl VZ-4000) welcher bis zu vier Kilometer entfernte Ziele reflektorlos messen kann. Obwohl die Wellenlänge des Scanners mit 1550 nm für Messungen auf Schneeoberflächen nicht optimal ist (starke Absorption) konnte bei den Messungen bis zur kompletten Schneefreiheit (bei der Messung vom 28.03.2018 erstmals gegeben) auch auf den schneebedeckten Wiesen und Dächern eine hohe Punktdichte erzielt werden. Die Gründe hierfür sind:

- Die starke Verschmutzung des Schnees durch den Felssturz
- Eine relativ langsame Messrate von 30 kHz und somit höhere Energie pro Laserbeam
- Distanzen unter 1,5 km zwischen Scanposition und Ausbruchsstelle

Die vier Scan-Positionen wurden in Lage und Höhe über das Gebiet verteilt um Scan-Schatten so gut wie möglich zu vermeiden. Die Koordinate der Scanposition auf dem Messfeiler in der Messhütte ist geodätisch bestimmt worden, die anderen drei Scanpositionen werden bei den TLS-Messungen mittels D-GNSS bestimmt. Um die Konsistenz der Epochen zueinander (identische Scan-Ausschnitte der verschiedenen Epochen mit einheitlichen Punktdichten) zu gewährleisten, werden die Scanpositionen und Messprogramme nicht verändert. Die vierfache Überlappung der Scans im Interessensgebiet führt zu sehr hohen Punktdichten und folglich einem sehr hohen Detaillierungsgrad der Punktwolken der einzelnen Epochen.



Abbildung 1: TLS-Messung am 27.12.2017. (Foto von: kristen-images.com)

1.1. Ermittlung der Kubaturen des Felssturzes

Zur Ermittlung der Sturzkubatur wurde als Referenz die Punktwolke des Airborne Laserscan aus dem Jahr 2008 (ALS 2008) verwendet. Die mittlere Punktdichte der Bodenpunkte wurde mit 1,8 Punkten/m² berechnet. Die Punktwolke ist klassifiziert in Bodenpunkte, First-Echos und Nicht-Boden Punkte. Aus den Bodenpunkten der ALS-Punktwolke und der TLS-Messung vom 27.12.2017 wurde jeweils ein Digitales Geländemodell (DGM) mit 1 x 1 m Auflösung generiert. Anhand dieser Modelle wurden die 2D-Differenzen und die Kubaturen von Ausbruch und Ablagerung ermittelt.

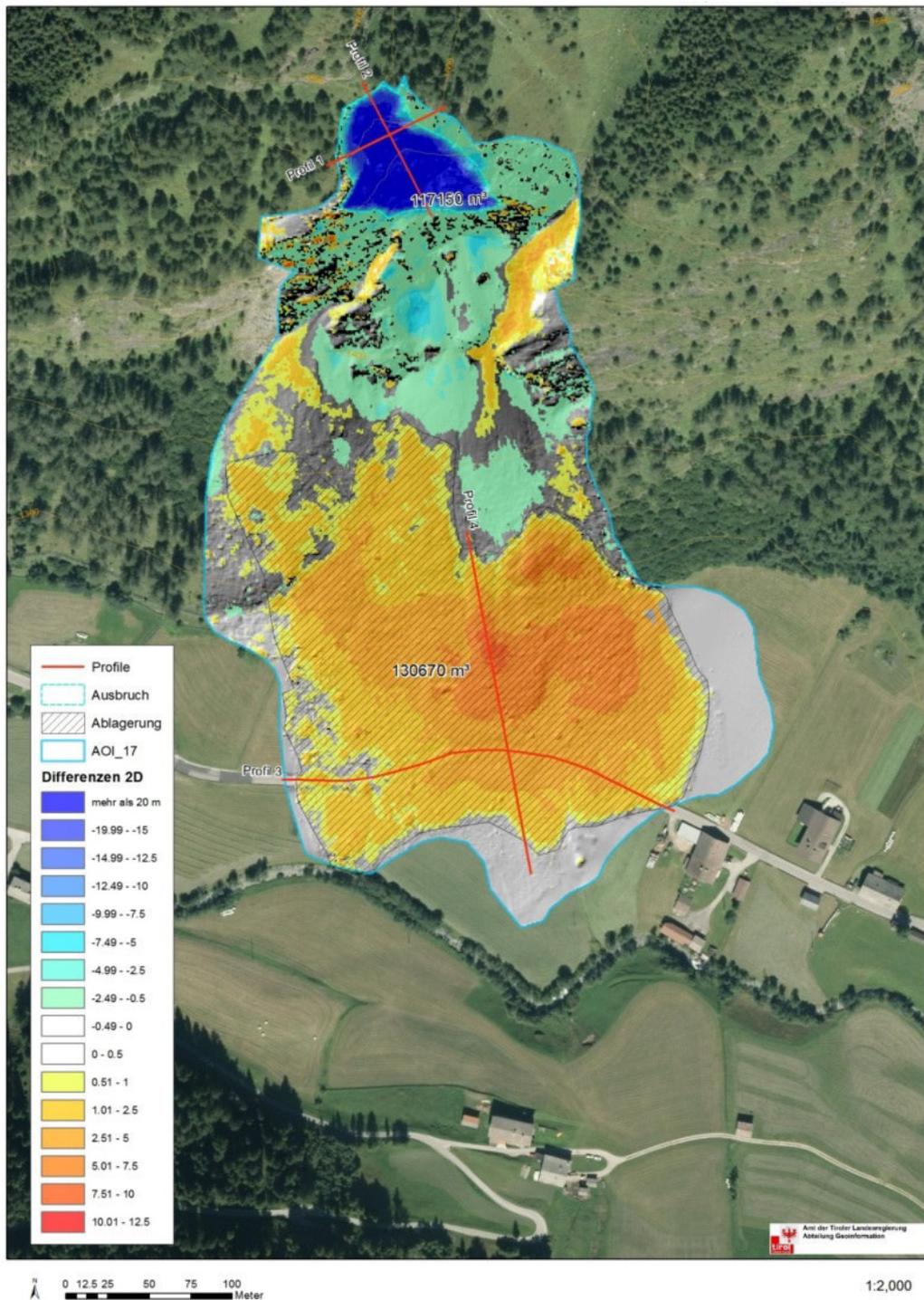


Abbildung 2: Ergebnis der Kubaturermittlung des Felssturzes basierend auf den Geländemodellen der TLS-Messung vom 27.12.2017 und dem ALS-Flug aus dem Jahr 2008. Das Orthofoto stammt aus dem Jahr 2016.

Durch den Ausbruch wurde die ursprüngliche Geländekante um bis zu 25 m in den Berg hinein verlegt. Abmessungen des Ausbruchs: ca. 180 HM und ca. 90 m Breite. Die Mächtigkeit der Ablagerungen beträgt größtenteils über 7 m und reicht bis zu maximal 13 m. Die vertikale Distanz zwischen der Oberkante des Ausbruchs und dem Talboden beträgt etwas über 400 HM.

Die Kubaturermittlung ergab, dass 117.150 m³ Steinmaterial ausgebrochen ist. Dies deckt sich auch mit dem ermittelten Volumen im Akkumulationsgebiet (130.670 m³), sofern man Umlagerungsprozesse innerhalb der Sturzbahn und die Auflockerung des abgelagerten Materials mit berücksichtigt.

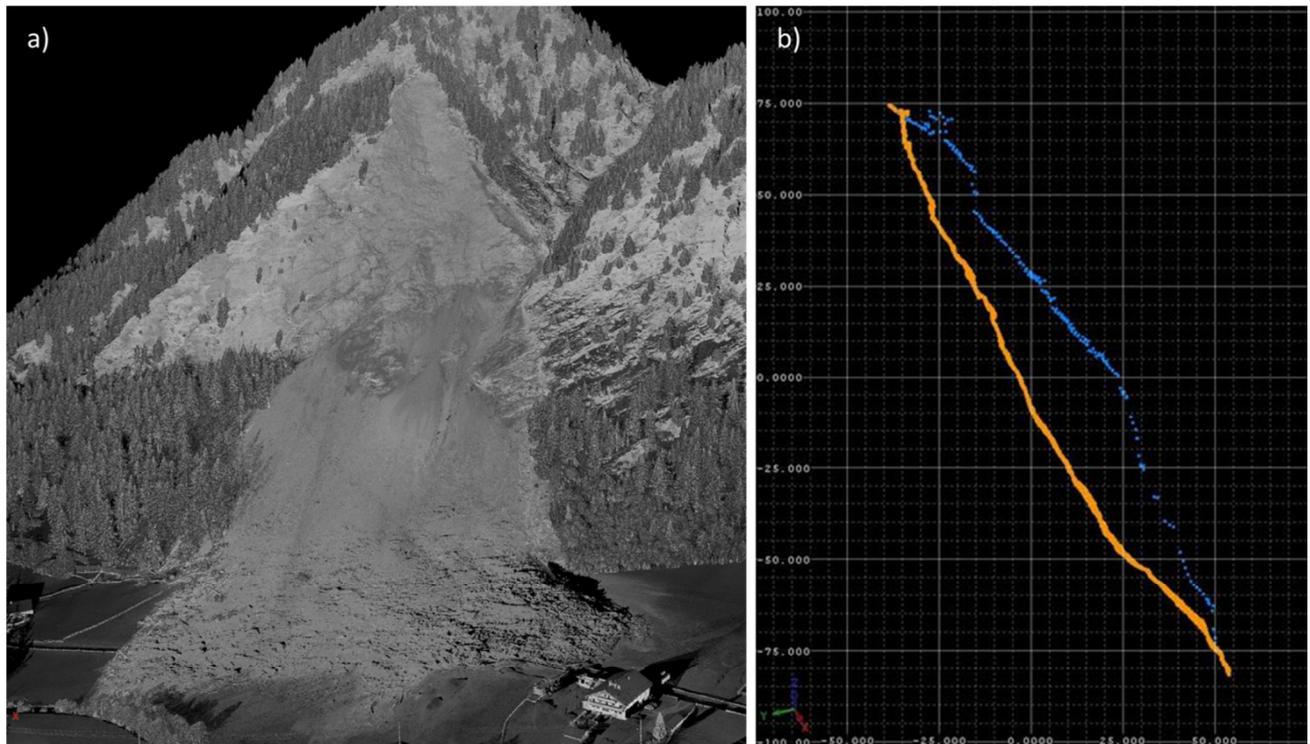


Abbildung 3:

a) 3D Punktwolke der TLS-Messung vom 27.12.2017. Einfärbung aufgrund der Reflektivität.

b) Vertikaler Profilschnitt durch das Ausbruchsgebiet:

Blau = Punktwolke Stand 2008 (ALS 2008), Orange = Punktwolke Stand 27.12.2017 (TLS), Einheiten in Meter. Die Lage des Profilschnitts entspricht dem Profil 2 in Abbildung 2.

1.2. TLS-Folgemessungen

Seit dem Sturzereignis wurden bis September 2018 insgesamt acht TLS-Messungen (Epochen) durchgeführt.

Die Genauigkeit der Registrierung der einzelnen Scanpositionen einer Epoche (Interne Genauigkeit) wird anhand möglichst ebener Bereiche in verschiedenen Expositionen (Hauswände, Dächer und Straßen) ermittelt. Durch die Scanpunkte in diesem Bereich wird eine Ebene eingepasst und die Abweichungen der Punkte zu dieser generierten Ebene bestimmt. Die Abweichungen liegen im Durchschnitt etwas über 1 cm (einfache Standardabweichung, siehe Tabelle 1).

Die Genauigkeit der Epochen zueinander (Absolute Genauigkeit) wurde an den gleichen Flächen durchgeführt, sofern sich diese zwischen den Epochen nicht verändert haben (nur an schneefreien Flächen möglich!), und beträgt über alle acht Messungen +/- 1,13 cm (einfache Standardabweichung).

Tabelle 1: Übersicht der bis September 2018 durchgeführten TLS-Kampagnen.

Datum / Epoche	Scanner	Scan-Positionen	Bezeichnung	Mittlere Interne Genauigkeit (StdDev)
27.01.2017	VZ 4000	4	TLS17_1	1,11 cm
10.01.2018	VZ 4000 / VZ 6000	5	TLS18_1	1,25 cm
15.01.2018	VZ 4000	4	TLS18_2	1,20 cm
01.03.2018	VZ 4000	4	TLS18_3	1,22 cm
28.03.2018	VZ 4000	4	TLS18_4	1,14 cm
18.04.2018	VZ 4000 / RiCOPTER	1	TLS18_5 / UAV_0	Nur eine Position!
21.06.2018	VZ 4000	4	TLS18_6	1,41 cm
24.07.2018	VZ 4000	4	TLS18_7	1,35 cm

Aufgrund der hohen Punktdichten und den zu erwartenden Genauigkeiten der Georeferenzierung lassen sich Deformationen ab 5 cm signifikant detektieren.

Die einzelnen Epochen werden mittels einem modifizierten Iterative-Closest-Point Verfahren auf die Nullmessung referenziert, wobei die Anpassung nur außerhalb des potentiellen Deformationsbereichs (also im stabilen Gelände) stattfindet. So kann sichergestellt werden, dass durch die Anpassung geringe Deformationen (5-10 cm) nicht wegfallen. Um Bereiche mit Deformationen identifizieren zu können werden 3D-Distanzen (M3C2-Verfahren) der Punktwolken der einzelnen Epochen zueinander (jeweils zur vorhergehenden Epoche) als auch zur Nullmessung 17_1 gerechnet.

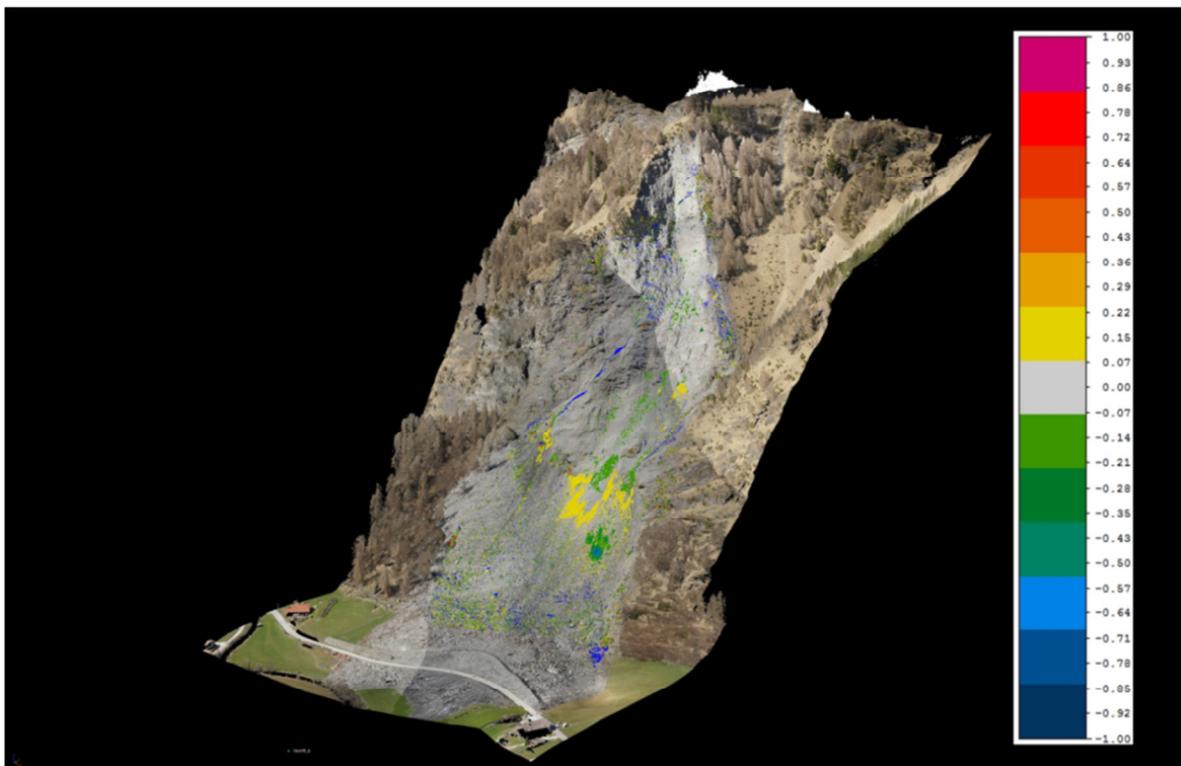


Abbildung 4: 3D Ansicht der Punktwolke der Epoche 18_5. Einfärbung der Punktwolke mit RGB-Farben und den ermittelten Deformationen (3D-Distanzen im Meter zwischen den Epoche 18_4 und 18_5).

1.3. UAV - gestützte Laserscanbefliegung

Am 18.04.2018 fand zeitgleich zur TLS-Messung eine Befliegung des Untersuchungsgebiets mit einer unbemannten Laserscandrohne (UAV = unmanned aerial vehicle) statt. Durchgeführt wurde die Befliegung von der Firma Laserdata, welche die Drohne in Kooperation mit der Universität Innsbruck betreibt (UAV-Gerät: RiCOPTER und Scanner: VUX-1UAV, beide Firma Riegl). Ziel war es auch die Gebiete oberhalb des Abbruchs, in denen bei den TLS-Messungen durch Scanschatten bzw. Abschattung durch Vegetation zu wenige Informationen gewonnen werden konnten, lückenlos zu erfassen. Des Weiteren wurde versucht in Risse hinein zu scannen.



Abbildung 5: UAV Laserscanning System, Foto: Thomas Zieher (UIBK).

2. Geodätisches und geotechnisches Monitoring

2.1. Geodätisches Monitoring

Das geodätische Monitoring wurde am 25.01.2018 installiert und mit 01.02.2018 operativ gesetzt.

Die Messungen werden stündlich durchgeführt, wobei die Ergebnisse der Tagesmittel für Längs,- Quer- und Höhenverschiebung dargestellt werden (Längsverschiebung = Verschiebung in Messrichtung). Die Zielweiten liegen zwischen 620m und 780m, die Genauigkeit für die 3-fache Standardabweichung (3σ) liegt bei 4mm in der Lage und 9mm in der Höhe.

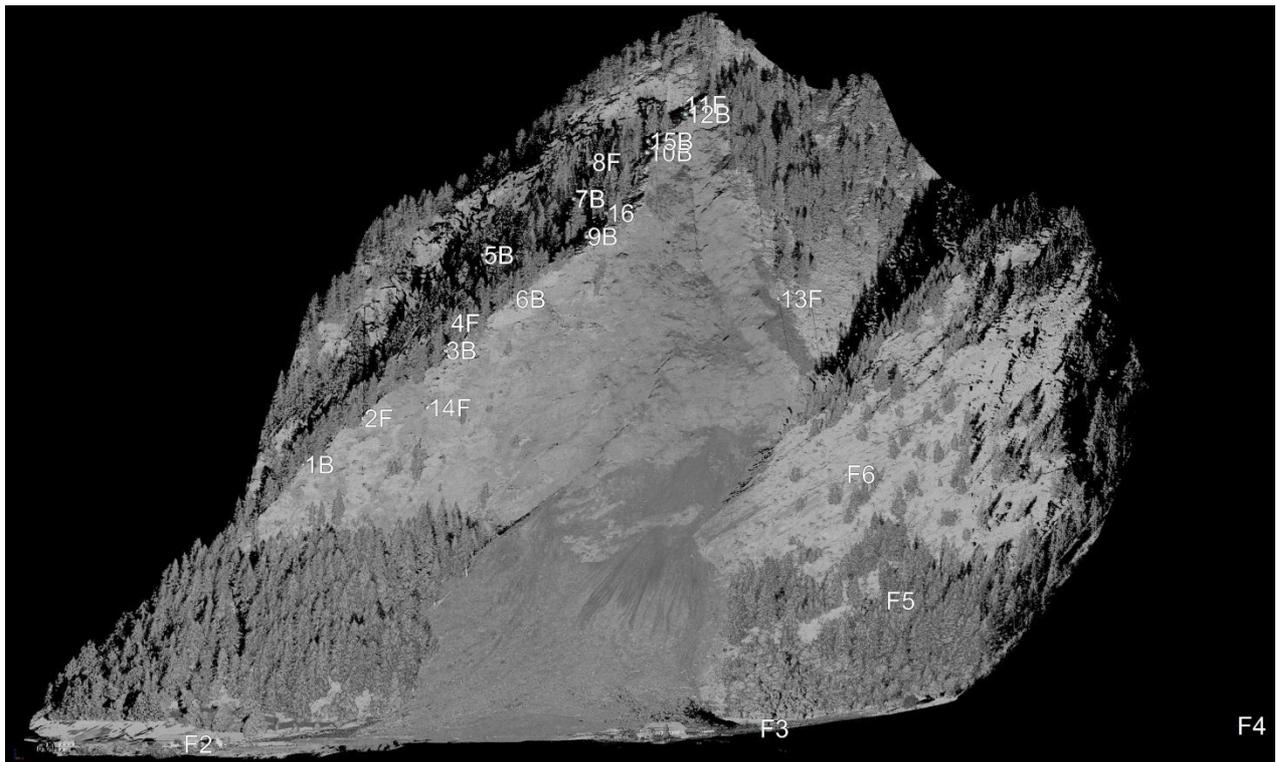


Abbildung 6: Übersicht der installierten Reflektoren für das geodätische Monitoring. PFT = Pfeilmesshütte

2.1.1. Verschiebungen Februar 2018 bis August 2018

Vom 01.02.2018 bis zum 27.07.2018 zeigten die stündlichen Messungen Gesamtbewegungen in der Größenordnung von 5mm bis 10mm.

Um mit den geotechnischen Messungen konsistent zu sein, wurde mit 1.8.2018, dem Beginn der geotechnischen Messungen, bei allen geodätischen Punkten eine neue Nullmessung gesetzt.

Im Folgenden werden die Ergebnisse bis Ende Juli 2018 und ab August 2018 dargestellt.

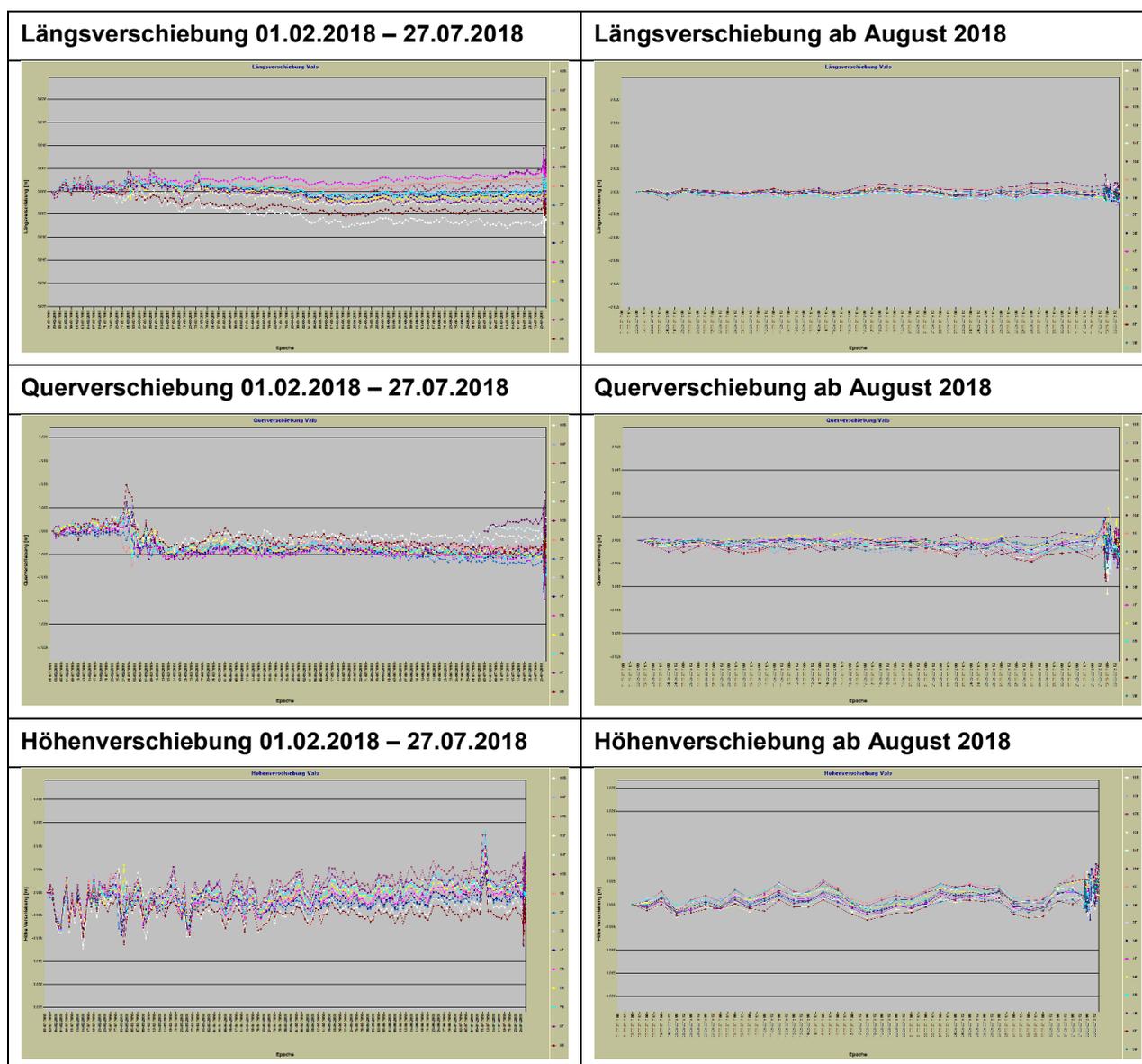


Abbildung 7: Verschiebungsdiagramme

2.2. Geotechnisches Monitoring

Ende Juli 2018 wurden zusätzlich zu den 16 Reflektoren, die geodätisch überwacht werden, zusätzlich 5 Extensometer S1 bis S5 in ausgewählten Spalten installiert. Die erreichbaren Genauigkeiten liegen für die 3-fache Standardabweichung (3σ) der Einzelmessung zwischen 0,05mm und 0,8mm.

Mit 1. August 2018 wurde das Geomonitoring bestehend aus 16 geodätisch überwachten Punkten und 5 Extensometern operativ gesetzt, in der Übersicht rot bzw. blau dargestellt.

Die Ergebnisse werden mit dem Darstellungsmodul „Leica GeoMos Now“ aufbereitet und den Experten zur Verfügung gestellt.



Abbildung 8: eingebauter Extensometer S3



Abbildung 9: Lageübersicht der installierten Reflektoren (rot) und Extensometer (blau)

3. Graphische Darstellung der Ergebnisse mit Leica GeoMos Now und als Übersicht mit einem Webviewer

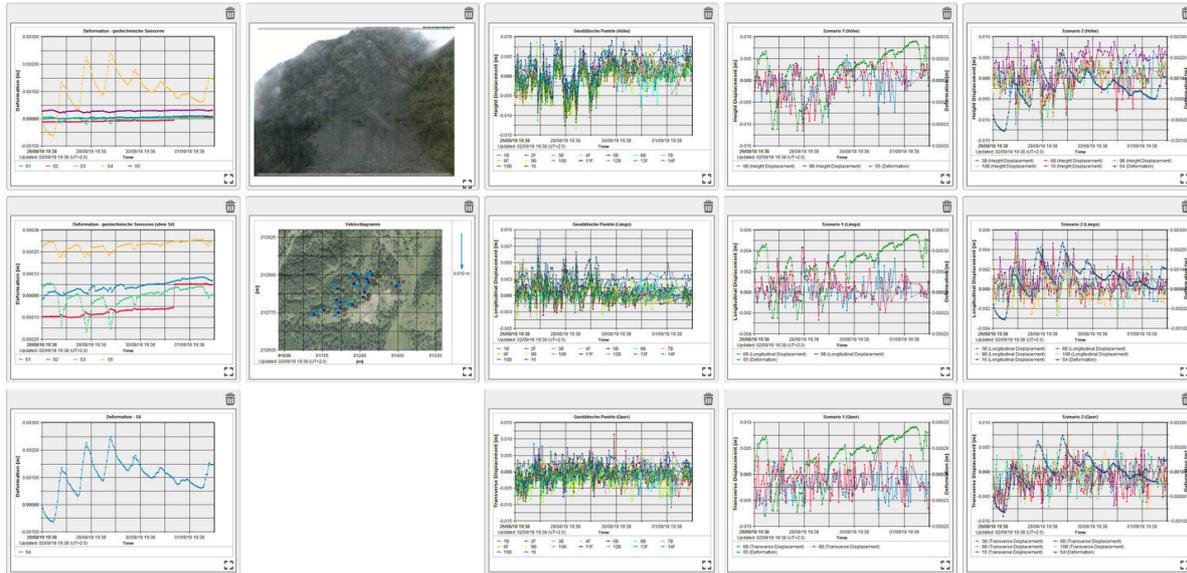


Abbildung 10: Darstellung Leica GeoMos Now

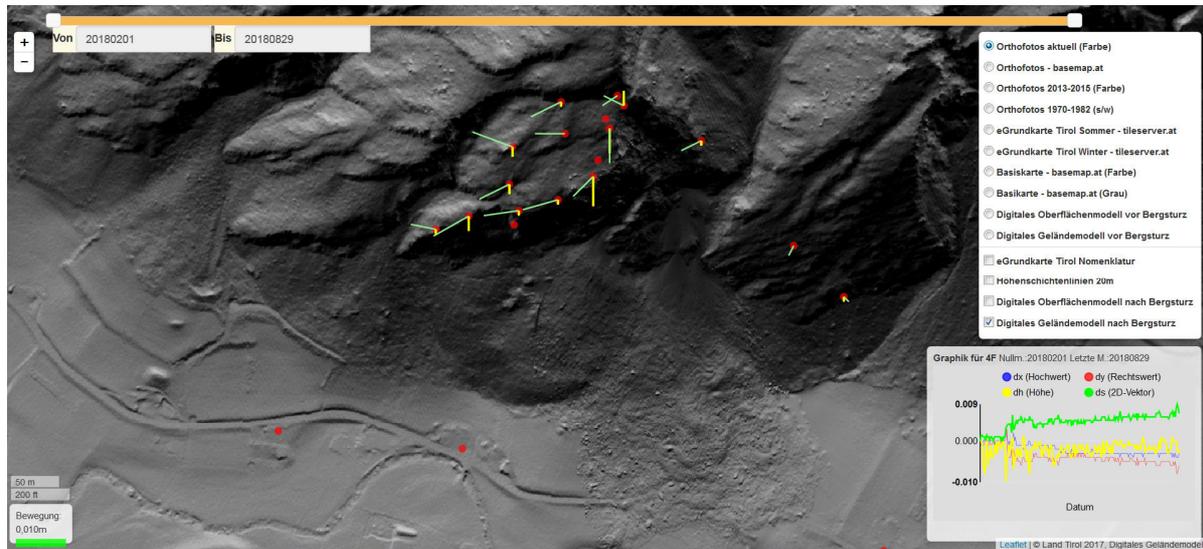


Abbildung 11: Darstellung im Webview

Maßnahmen der Landesstraßenverwaltung



Planung des Baubezirksamtes Innsbruck für die neue Straßenführung auf einem Damm etwa entlang dem orographisch rechten Ufer des Valscher Baches. Zusätzlich ersichtlich die von der Gebietsbauleitung Mittleres Inntal der WLW geplanten endgültigen Schutzdämme für den Siedlungsraum

Maßnahmen Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung, Gebietsbauleitung Mittleres Inntal

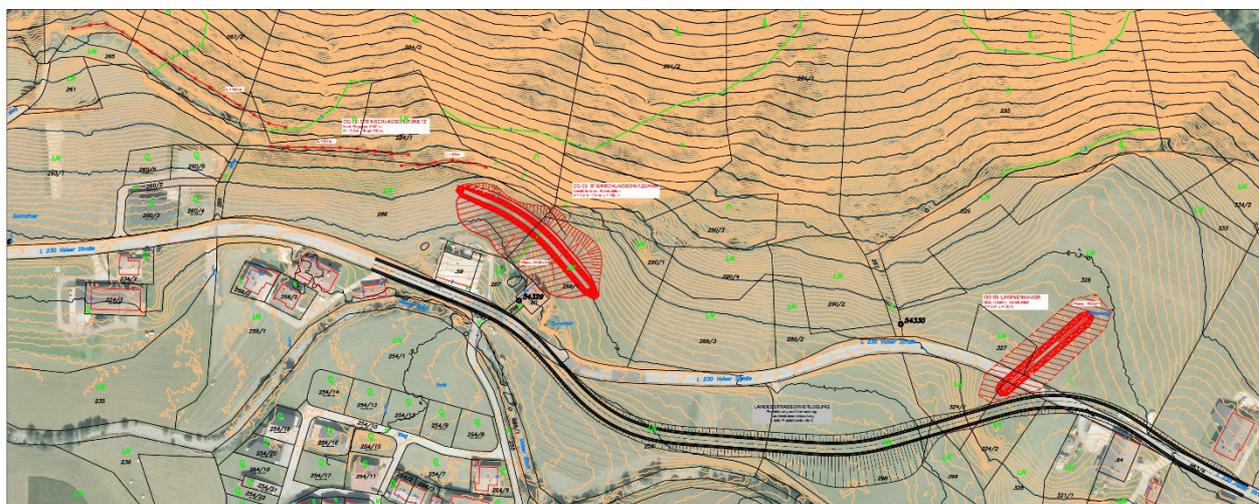
Was hat die.wildbach bis jetzt gemacht ?

Die Wildbach hat die Arbeiten zur Installation des Monitoring-System unterstützt (Errichtung Zugangssteige, Holzarbeiten im Steilgelände, Montage von Reflektoren) und ein Verbauungsprojekt ausgearbeitet. Dieses Verbauungsprojekt umfasst im Wesentlichen die Verstärkung bestehender Netze am Randbereich des Bergsturzes, einen Schutzdamm für 2 Wohnhäuser sowie einen Lawinenschutzdamm für ein weiteres Wohnhaus taleinwärts des Bergsturzgebietes. Die Maßnahmen zum Schutz der Landesstraße wurden vom Baubezirksamt Innsbruck projektiert.

Was macht die.wildbach als nächstes ?

Das Genehmigungsverfahren für das Schutzprojekt ist noch im Gange und ist derzeit durch die fehlende Zustimmung einzelner Grundeigentümer blockiert. Die Wildbach- und Lawinenverbauung bemüht sich, den Genehmigungsprozess zu unterstützen und voranzubringen. Parallel dazu wird die.wildbach in den

kommenden Wochen mit der Errichtung eines provisorischen Schutzdammes zur Sicherung von 2 Wohnhäusern sowie der Straßenabzweigung nach Padaun und zum Notweg beginnen.



Plan der endgültigen Schutzdammmaßnahmen und der Errichtung neuer Steinschlagschutznetze der WLW für den Siedlungsraum

Schlussfolgerungen und Ausblick:

Die Auswertungen des Laserscans durch die Abteilung Geoinformation haben gezeigt, dass durch das Ereignis vom 24.12.2018 knapp 120.000 m³ Festgestein, ausgebrochen am für die Lokalität charakteristisch ausgeprägten System großer tektonischer Trennflächen abgestürzt sind. Die Ursache für dieses Großereignis liegt mit Sicherheit in der Art und Weise der dem Ereignis vorangegangenen Witterung mit monatelangen starken Regenfällen und starken Schnee- und Regenfällen im kurzfristigeren Vorlauf des Ereignisses. Dies stimmt mit den Beobachtungen und Ereignissen im Großraum Silltal in der gesamten zweiten Jahreshälfte 2017 überein (vgl. den Beitrag Rutschung Matreiwald in diesem Band).

Die Landesgeologie hat auf Grund der Beruhigung der Abbruchwand geschlossen, dass in näheren Zeiträumen keine größeren Stürze folgen sollten, bzw. sich solche durch Einzelstürze und eventuelle Messergebnisse des Monitorings rechtzeitig erkennen lassen würden. Die Landesgeologie geht mit derzeitigem Kenntnisstand davon aus, dass im Maximum Ereignisse mit ca. 30.000 m³ als worst-case-Szenario möglich sind. Es gibt aber auch Fachmeinungen von Experten außerhalb der Landesgeologie, die diesbezüglich Ereignisse mit wesentlich größeren Kubaturen prinzipiell für möglich halten.

Die Auswertungen der Landesgeologie haben gezeigt, dass sich die Tumelers Wand durch ähnliche Ereignisse wie am 24.12.2017, abgelaufen vor Jahrhunderten, herausgebildet hat. Die Auswertung der Ortschronik zeigt, dass auch südlich vor mehr als 100 Jahren ein ähnliches Ereignis stattgefunden hat. Dass sich also in größeren Zeiträumen im Valser Tal ähnliche Ereignisse wieder einstellen werden, sollte nicht bezweifelt werden.

Da nunmehr feststeht, dass 2018 keinesfalls mehr mit den endgültigen Maßnahmen begonnen werden kann und nicht einschätzbar ist, wann dies 2019 der Fall sein kann und wird, wurde im September 2018 beschlossen, die provisorischen Maßnahmen (Panzersperren, Verbesserung an der Notstraße taleinwärts der Straße nach Padaun)) zu verbessern. Dazu gehört die Errichtung eines provisorischen Dammes an Stelle der Panzersperren. Dies sollte noch 2018 abgeschlossen sein. Außerdem wurde beschlossen die weitere Benützung der ehemals verschütteten Landesstraße von gewissen Parametern abhängig zu machen. Die Benützung der Straße wird unterbunden wenn:

- 1. der Schnee im Tal eine Höhe von 30 cm (oder mehr) erreicht**
- 2. gewissen Werte der Monitoring-Messungen Grenzwerte übersteigen (diese sind zum Zeitpunkt der Abfassung dieser Publikation [Ende September 2018] noch nicht festgelegt)**
- 3. Steinfall und/oder Blocksturz einsetzt, der so lange anhält, dass ein größeres Ereignis befürchtet werden muss. Diese Einschätzung obliegt in erster Linie dem Bürgermeister, der im Zweifelsfall sofort die Sperre auslöst, sowie die Aktivierung der Notstraße veranlasst. Eine anschließende fachliche Beurteilung der Situation wird weiter durch die Landesgeologie erfolgen.**

Das Ziel, die endgültigen Maßnahmen möglichst zeitnahe umzusetzen, wird in den befassten Fachkreisen weiter vehement verfolgt werden.

Einfluss von Blockgletscher auf Fließgewässer: abiotische und biotische Aspekte

Markus Ribis¹, Maximilian Boschi², Peter Boschi², Martin Schletterer^{3,4}

¹geo.zt gmbh poscher beratende geologen, Saline 17, A-6060 Hall in Tirol, www.geo-zt.at

²droneproject.at - Photography, Video & Survey, Schneeberggasse 225, 6020 Innsbruck, www.droneproject.at

³TIWAG-Tiroler Wasserkraft AG, Eduard-Wallnöfer-Platz 2, A-6020 Innsbruck, www.tiwag.at

⁴Institute of Hydrobiology and Aquatic Ecosystem Management, BOKU - University of Natural Resources and Life Sciences, Gregor-Mendel-Straße 33, 1180 Vienna, Austria

1. Einleitung

Alpine Regionen sind geprägt durch periglaziale Landschaftsformen wie Blockgletscher, die Indikatoren von Gebirgspermafrost (d.h. ganzjährig gefrorener Untergrund mit einer wenigen Meter mächtigen saisonalen Auftauschicht) beeinflussten Gebieten darstellen. Aktive Blockgletscher sind Schutt- und Eisgemische in Permafrostgebieten, die langsam talabwärts kriechen und große Schutt- und Eisvolumina beinhalten können (Berthling 2011, Haeberli 2013). Bedingt durch klimatische Erwärmung kommt es zum Abschmelzen des Eisgehalts und die Blockgletscher werden zu reliktschen Formen (Barsch, 1996). Blockgletscher zählen damit zu den prominentesten Erscheinungsformen des alpinen Permafrostes und sind aus morphologischer Sicht meist deutlich im Gelände verifizierbar.

Grundsätzlich werden intakte und reliktsche (fossile) Blockgletscher unterschieden. Intakte Blockgletscher werden in aktive und inaktive Blockgletscher untergliedert.

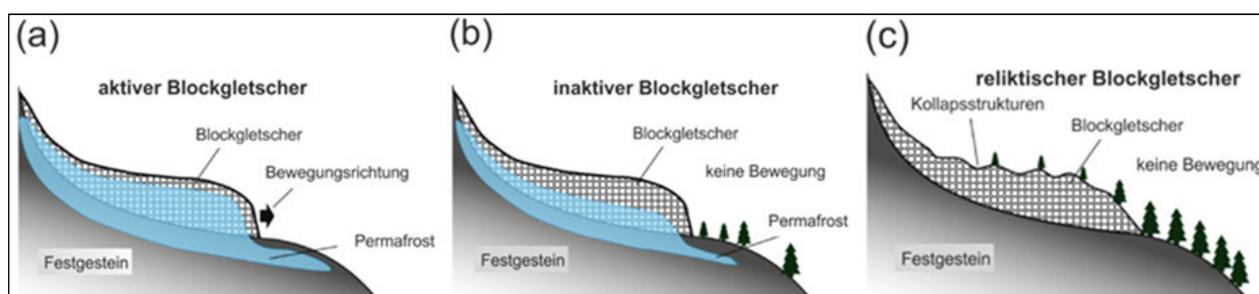


Abb. 1: Grafische Darstellung der Blockgletscherklassifikation in (a) aktive, (b) inaktive und (c) reliktsche (fossile) Blockgletscher (modifiziert nach Pauritsch 2016).

2. Hydrologie und Wasserchemie

Das Schüttungsverhalten einiger untersuchter Quellen bei aktiven Blockgletschern in den Ötztaler Alpen zeigt große saisonale und tägliche Schwankungen. Die Herkunft dieser Wässer ist vielfältig (Schneeschnmelze, atmosphärischer Niederschlag, Schmelzwasser des Eiskörpers, Grundwasser) und kann in unterschiedlicher Konfiguration und Intensität auf den Jahrgang einer Blockgletscherquelle einwirken.

Einhergehend mit dem Jahrgang des quantitativen Parameters Schüttung sind an einigen aktiven Blockgletscherquellen sowohl qualitative Veränderungen der klassischen Feldparameter Wassertemperatur und elektrische Leitfähigkeit als auch qualitative Veränderungen weiterer Elementkonzentrationen im Jahrgang beobachtbar (Lösch et al. 2015, Thaler et al. 2015, Nickus et al. 2015a, Wagner et al. 2016, Ribis 2017).

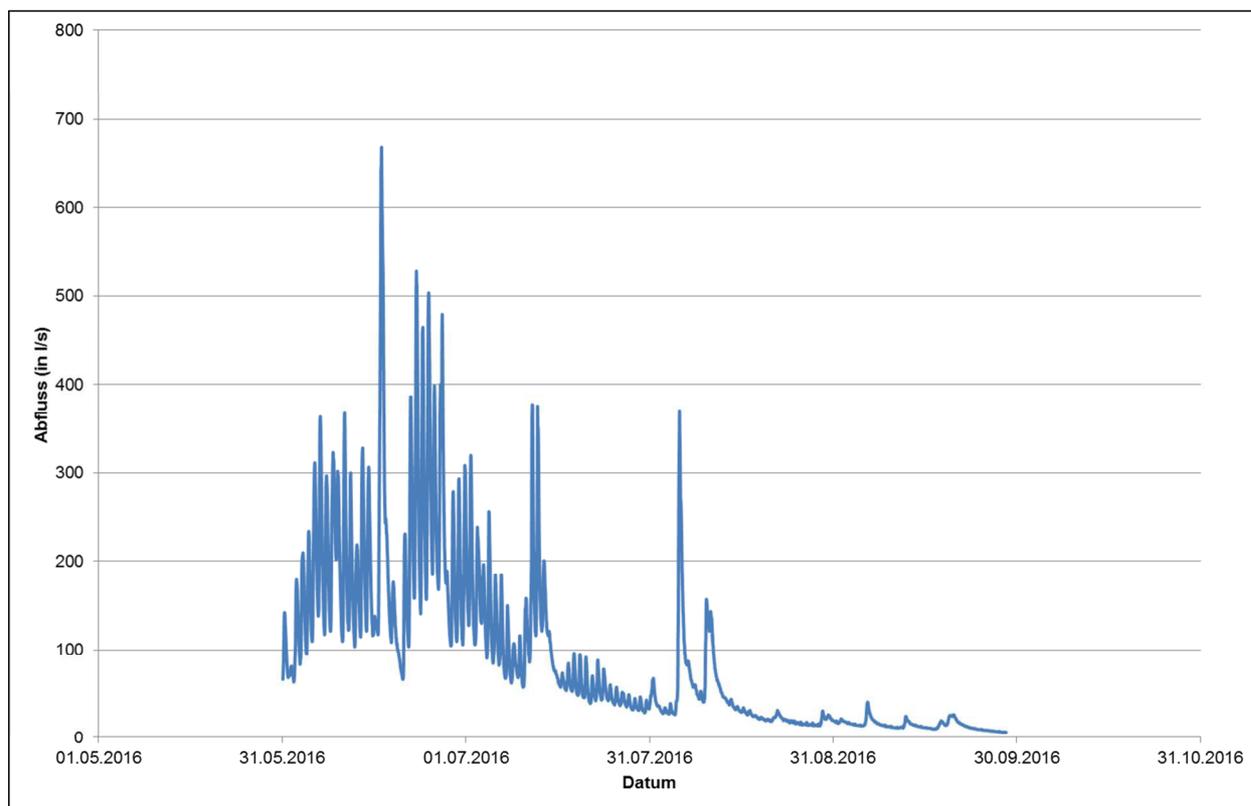


Abb. 2: Exemplarischer Jahresgang 2016 der Blockgletscherquelle Äußeres Hochebenkar (Datenquelle: Land Tirol - Hydrografischer Dienst, modifiziert).

Beim gegenständlich untersuchten Blockgletscher Krummgampen im hinteren Kautertal wurde aufgrund dieser Erkenntnisse das Augenmerk auf die dortigen Blockgletscherquellen und umliegenden Fließgewässer gelegt. Es erfolgten – aufbauend auf den bestehenden Erfahrungswerten – weitere hydrochemische sowie umfangreiche gewässerökologische Beprobungen der relevanten Quellen und Fließgewässer, um den Einfluss von Blockgletschern auf Fließgewässer darstellen zu können.

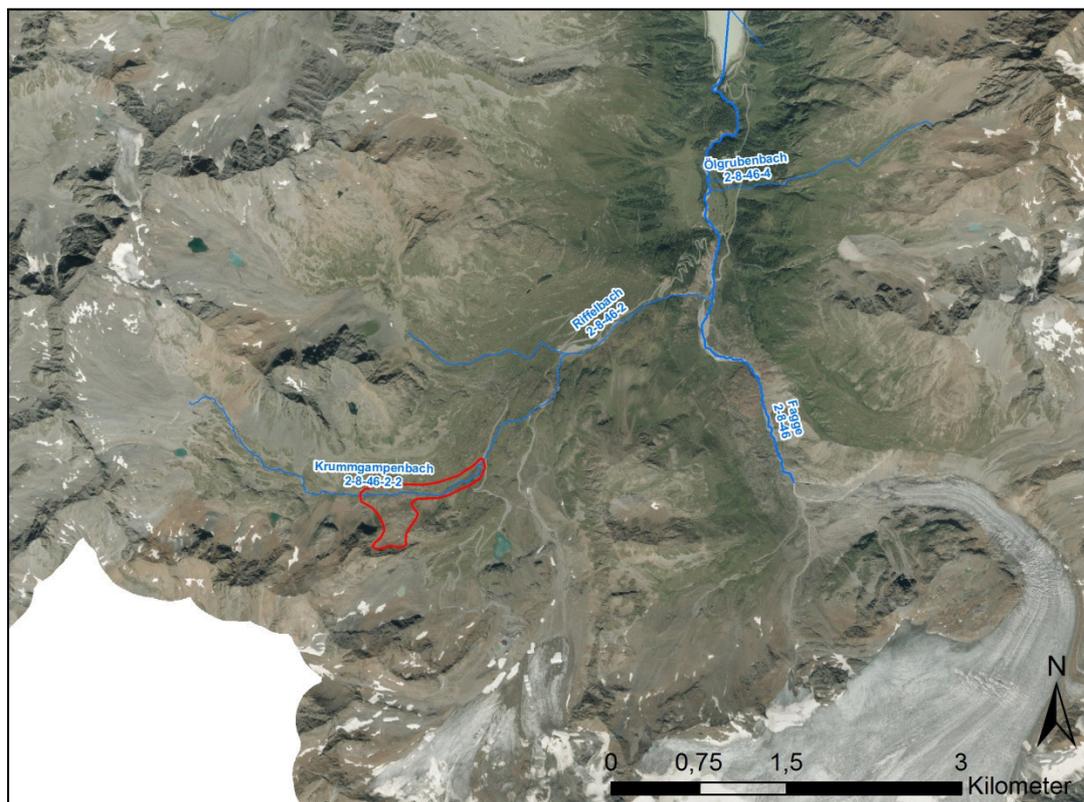


Abb. 3: Lage des Untersuchungsraumes Krummgampen (rot markiert) im hinteren Kaunertal.

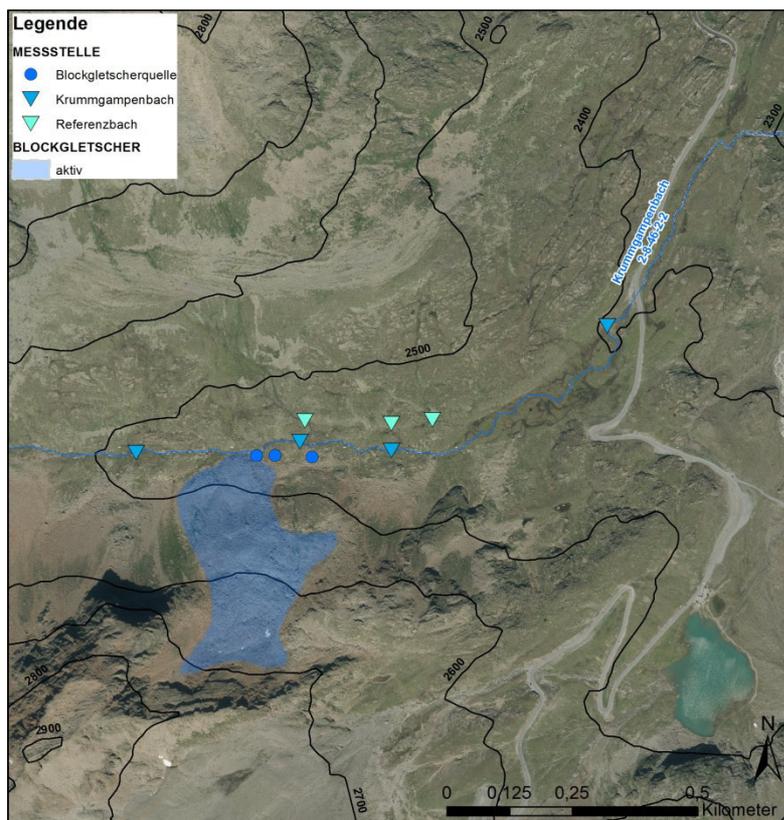


Abb. 4: Lage der Messstellen im Umfeld des Blockgletschers Krummgampen.

3. Gewässerökologie

Aufgrund der abiotischen Einflüsse hinsichtlich dem Temperaturregime, als auch der physiko-chemischen Parameter (pH Wert, Schwermetalle, ...) können Blockgletscher je nach Abflussdynamik einen Einfluss auf die aquatischen Zönosen im Vorfluter haben. Während klassische Gletscherbäche lange im Fokus der Wissenschaft stehen, gibt es an Abflüssen von Blockgletschern nur wenige Studien an alpinen Fließgewässern (z. B. Thies et al. 2013, Lösch et al. 2015, Nickus et al. 2015b) bzw. Seen (z.B. Ilyashuk et al. 2014, Thaler et al. 2015).

Bisher wurden die Diversität von epilithischen Diatomeen und des Makrozoobenthos in Bächen mit und ohne Einfluss eines aktiven Blockgletschers analysiert (Lösch et al. 2015, Nickus et al. 2015b), wobei hier grundsätzlich festgehalten werden kann, dass die Biodiversität und Abundanz in blockgletscherbeeinflussten deutlich niedriger ist als in Referenzgewässern.

Im Rahmen der ggst. Studie wurden im Spätwinter 2018 an mehreren Stellen Phytobenthos und Makrozoobenthosproben entnommen. Die aktuellen Auswertungen liefern eine detaillierte Übersicht im Kleineinzugsgebiet des Krummgampen-Blockgletschers und bestätigen bzw. erweitern die bisherigen Erkenntnisse.

Um das Temperaturregime der Abflüsse des Blockgletschers als auch jenes im Vorfluter (Krummgampenbach) zu erfassen, wurden Temperaturlogger (HOBO Datenlogger TidbiT v2, Onset Comp) mit einem Messintervall von 60 Minuten expositioniert. Zudem erfolgen Punktmessungen physiko-chemischer Parameter (inkl. ausgewählter Schwermetalle) zu verschiedenen Terminen (Schneeschnmelze, Sommer, Herbst).

4. Vermessung mittels UAV-Photogrammetrie

Für die Klimaforschung ist der Zusammenhang zwischen dem Fließverhalten des Blockgletschers und der Klimaveränderung von zentraler Bedeutung. Dabei reagieren Blockgletscher sehr rasch auf Klimaveränderungen und sind wichtige Indikatoren für die jetzige und vergangene Geoökologie im hochalpinen Bereich (Barsch, 1996). Aufgrund der Klimaerwärmung und der damit einhergehenden Abschmelzung der Permafrostgebiete können Hanginstabilitäten durch Verringerung der Gesteinsfestigkeit bzw. Änderungen der hydraulischen Eigenschaften entstehen. Eine mögliche Folge ist unter anderem eine ansteigende Murentätigkeit sowie vermehrte Hangrutschungen. Seit Anfang des 20. Jahrhunderts werden Blockgletscher untersucht und mit einfachen Messverfahren und Methoden aufgenommen. In den letzten Jahren hat sich die UAV-Photogrammetrie als flächenhaftes Aufnahmeverfahren stark weiterentwickelt und erweist sich als kostengünstiges und effizientes 3D-Messverfahren. Um die Dynamik und den Einfluss auf Fließgewässer zu erforschen, wurden neben den beschriebenen Untersuchungen der Blockgletscherquellen und der umliegenden Fließgewässer eine Erstbefliegung mittels Unmanned Aerial Vehicle (UAV) am Blockgletscher Krummgampen durchgeführt. Diese dient bei multitemporaler Befliegung und photogrammetrischer Erfassung des Gebiets der Analyse von Bewegungen und Volumenänderungen. Die UAV-Photogrammetrie beschreibt ein photogrammetrisches Aufnahmesystem mithilfe unbemannter Luftfahrzeuge und die photogrammetrische Auswertung von Bildern durch Verfahren der automatisierten Mehrbildauswertung. Das berührungslose Messverfahren ermöglicht eine 3D Rekonstruktion der aufgenommenen Szene. Die Auslegung und Einmessung von Pass- und Kontrollpunkte ermöglicht

einerseits die Georeferenzierung des 3D-Modells, andererseits einen Punkt-zu-Punkt Vergleich zur eindeutigen und reproduzierbaren Evaluierung der erzielten Genauigkeit. Bei der photogrammetrischen Auswertung kommt es zu einer Verbindung von Methoden und Algorithmen aus verschiedenen Bereichen, wie beispielsweise der Photogrammetrie, der Computer Vision und der Robotik. Die Algorithmen der automatisierten Mehrbildauswertung berechnen aus einer Vielzahl an Bildern die äußere Orientierung der Kamera und eine punktbasierte Objektrekonstruktion. Punktwolken bilden dabei die Grundlage für die Weiterverarbeitung zu rasterbasierten Oberflächen- bzw. Geländemodellen, Höhengichtlinien oder Orthofotos. Als Ergebnis der Erstbefliegung liegen eine Punktwolke, ein rasterbasiertes Oberflächenmodell sowie ein Orthofotomosaik mit einer Bodenauflösung von 3cm vor.

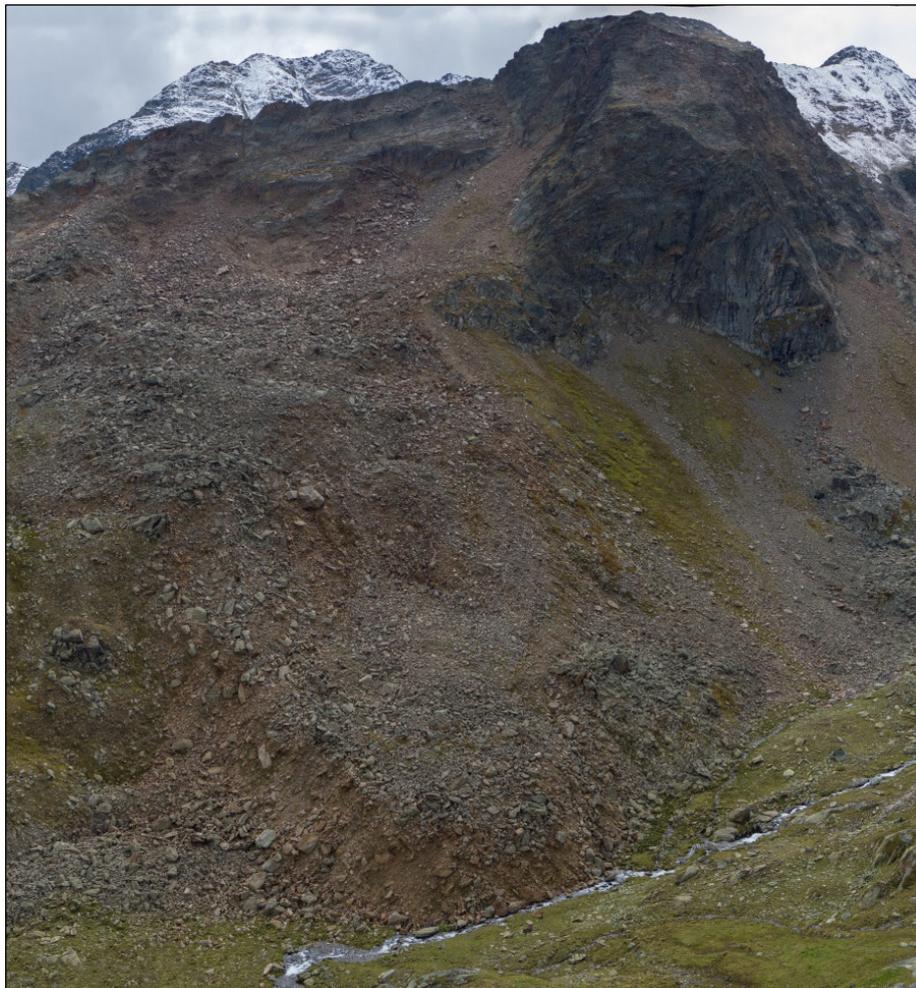


Abb. 5: Blockgletscher Krummgampental (Drohnenbefliegung September 2018).

5. Ausblick

Um die dynamischen Vorgänge der sehr komplex aufgebauten Blockgletscher näher zu erforschen, sind Informationen über die interne Struktur erforderlich. Zukünftig wird eine umfangreichere Messkampagne mit der Verwendung unterschiedlicher Sensoren und Messmethoden angestrebt. Die Kombination von geophysikalischen, geodätischen und geologischen Informationen würde dabei den Informationsgehalt zur Abschätzung der dynamischen Prozesse erheblich erhöhen. Regelmäßige Aufnahmen und photogrammetrische Auswertungen können Aufschlüsse über Wanderbewegungen liefern. Ebenso sollen mit einer Infrarot-Kamera Aktivitätsmuster und mit einer Multi-Spektral-Kamera Vegetationsmuster erfasst

und mit den Bewegungen des Blockgletschers verschnitten werden. Der Einsatz eines Georadars in Kombination mit der Refraktionsseismik würde der Bestimmung der internen Struktur dienen.

6. Literatur

- Barsch, D. (1996): Rockglaciers. Indicators for the present and former geocology in high mountain environments. Springer, Berlin, 331 p.
- Berthling, I. (2011): Beyond confusion: rock glaciers as cryo-conditioned landforms. *Geomorphology* 131/3–4:98-106. doi:10.1016/j.geomorph.2011.05.002.
- Haeberli, W. (2013): Mountain permafrost – research frontiers and a special long-term challenge. *Cold Regions Science and Technology* 96:71-76. doi:10.1016/j.coldregions.2013.02.004.
- Ilyashuk, B. P., Ilyashuk, E. A., Psenner, R., Tessadri, R. & Koinig, K. A. (2014): Rock glacier outflows may adversely affect lakes: lessons from the past and present of two neighboring water bodies in a crystalline-rock watershed. – *Environ. Sci. Technol.*, 48: 6192-6200.
- Lösch, B., Tolotti, M. & Alber, R. (2015): Permafrost und Gewässerökologie - Quellen und Bäche mit Blockgletschereinfluss. In: *Geo.Alp Vol.12 (2015)*, Universität Innsbruck, S. 163-182.
- Nickus, U., Thies, H.J. & Krainer, K. (2015a): Hydrologie und Wasserchemie von Blockgletscherbächen. In: *Geo.Alp Vol.12 (2015)*, Universität Innsbruck, S.151-162.
- Nickus, U., Krainer, K., Thies, H. & Tolotti, M. (2015b): Blockgletscherabflüsse im Äußeren Hochebenkar – Hydrologie, Wasserchemie und Kieselalgen. In: Nikolaus Schallhart, Brigitta Erschbamer (Hg.): *Forschung am Blockgletscher, Methoden und Ergebnisse. Alpine Forschungsstelle Obergurgl - Band 4*, S. 117-134.
- Pauritsch, M. (2016): Hydrogeology of relict rock glaciers (Niedere Tauern Range, Austria). Unveröffentlichte Dissertation, Karl-Franzens-Universität Graz.
- Ribis, M. (2017): Geologisch-hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen in Permafrostbereichen der Ötztaler Alpen (Tirol, Österreich). Unveröffentlichte Dissertation, Universität Innsbruck.
- Thaler, B., Tait, D. & Tolotti, M. (2015): Permafrost und seine Auswirkungen auf die Ökologie von Hochgebirgsseen. In: *Geo.Alp Vol. 12 (2015)*, Universität Innsbruck, S.183-234.
- Thies, H., Nickus, U., Tolotti, M., Tessadri, R. & Krainer, K. (2013): Evidence of rock glacier melt impacts on water chemistry and diatoms in high mountain streams. – *Cold Reg. Sci. Technol.*, 96:77–85.
- Wagner, T., Pauritsch, M. & Winkler, G. (2016): Impact of relict rock glaciers on spring and stream flow of alpine watersheds: Examples of the Niedere Tauern Range, Eastern Alps (Austria). In: *Austrian Journal of Earth Sciences* 109/1:84-98. doi:10.17738/ajes.2016.0006.

Erste Untersuchungen an Blockgletschern in kalkalpinen Gebieten der Ostalpen: Ein Beispiel aus dem Karwendel

Karl Krainer, Sabine Pernreiter
Institut für Geologie, Universität Innsbruck

Abstract

In the Tyrolean part of the Northern Calcareous Alps 212 rock glaciers were recognized which cover an area of 10,8 km². Most of the rock glaciers are located in the Lechtal Alps, in the Karwendel Mountain Group and in the Allgäu Alps.

The active rock glacier located at Marxenkar in the Karwendel Mountain Group was studied in detail. Bedrock of the catchment of this rock glacier is composed of slightly karstified Wetterstein Limestone. Most of the meltwater of this rock glacier disappears along karst cavities and fissures. Tracer tests showed that most of the meltwater of the rock glacier is released at a spring at Garber Schlag. This spring shows typical features of a karst spring such as strong seasonal variations in discharge and fast flow rates.

In den Nördlichen Kalkalpen wurden in Österreich insgesamt 420 Blockgletscher festgestellt, davon entfallen 76 auf Vorarlberg, 212 auf Tirol, 57 auf Salzburg und 75 auf die Steiermark.

Blockgletscherinventar Nördliche Kalkalpen (Tirol)

Die 212 Blockgletscher in den Nördlichen Kalkalpen Tirols bedecken insgesamt eine Fläche von 10,801 km² (Krainer und Ribis 2011, 2012). Die meisten Blockgletscher liegen in den Lechtaler Alpen (88), im Karwendel (66) und in den Allgäuer Alpen (38). In den anderen Gebirgsgruppen der Nördlichen Kalkalpen konnten nur wenige Blockgletscher festgestellt werden: Wilder Kaiser (8), Mieminger Kette (6), Wettersteingebirge (2), Rofan (2), Zahmer Kaiser (1) und Loferer Steinberge (1).

Von den 212 Blockgletschern wurden 7 als aktiv (leicht aktiv), 39 als inaktiv und 166 als fossil eingestuft. Die Unterscheidung zwischen aktiv-inaktiv und inaktiv-fossil ist jedoch auf den Orthophotos meist schwierig. Als aktiv wurden alle Blockgletscher eingestuft, die eine steile, unbewachsene Stirn aufweisen. Die Aktivität dieser Blockgletscher dürfte aber sehr gering sein. Fossile Blockgletscher besitzen dagegen eine abgeflachte, meist völlig von Vegetation bedeckte Stirn.

Aktive Blockgletscher

Von den 7 vermutlich leicht aktiven Blockgletschern liegen 5 in den Lechtaler Alpen und je einer im Wettersteingebirge und einer im Karwendel. Die 7 aktiven Blockgletscher bedecken eine Fläche von 0,27 km².

Ein Blockgletscher von den 7 aktiven besitzt vermutlich einen massiven Eiskern, die übrigen 6 wurden als „ice-cemented“ Hangschutt-Blockgletscher eingestuft. Bis auf einen lappenförmigen Blockgletscher sind alle zungenförmig ausgebildet (6). Festgesteine im Einzugsgebiet sind bei vier Blockgletschern Hauptdolomit, bei zwei Wettersteinkalk und bei einem Kössener Schichten (Krainer und Ribis, 2012).

Inaktive Blockgletscher

Die 39 inaktiven Blockgletscher verteilen sich auf folgende Gebirgsgruppen: 25 in den Lechtaler Alpen, 8 im Karwendel, 3 in den Allgäuer Alpen, 2 in der Mieminger Kette, 1 im Wilder Kaiser. Die 39 inaktiven Blockgletscher bedecken eine Fläche von 1,321 km².

Von den 39 Blockgletschern wird bei dreien ein Eiskern vermutet, alle anderen sind vermutlich als „ice-cemented“ Hangschutt-Blockgletscher einzustufen. 5 Blockgletscher sind lappenförmig und 32 zungenförmig, zwei Blockgletscher zeigen eine komplexere Form. Bei einem Blockgletscher befindet sich ein kleiner See vor der Stirn. Als Festgesteine finden sich im Einzugsgebiet von 22 Blockgletschern Hauptdolomit, bei 9 Wettersteinkalk, bei 3 Allgäu Formation, bei 3 Kössener Schichten und bei je einem Jura- bzw. Kreidegesteine (Krainer und Ribis 2012).

Fossile Blockgletscher

Von den 166 fossilen Blockgletschern liegen die meisten in den Lechtaler Alpen (58) und im Karwendel (57), in den Allgäuer Alpen konnten 35, im Wilden Kaiser 7, in der Mieminger Kette 4, im Rofan 2 und im Wettersteingebirge und den Loferer Steinbergen je einer festgestellt werden.

Die 166 fossilen Blockgletscher bedecken eine Fläche von 9,211 km². Von den 166 fossilen Blockgletschern sind 164 als „ice-cemented“ (typische „Hangschutt-Blockgletscher“) einzustufen, zwei besaßen möglicherweise einen Eiskern. Zwei Blockgletscher besitzen 2 Zungen, 44 Blockgletscher sind lappenförmig, 118 zungenförmig und 2 komplex. Vor der Stirn von 5 Blockgletschern befinden sich kleine Seen.

Bei den meisten Blockgletschern bestehen die Festgesteine im Einzugsgebiet entweder aus Hauptdolomit (92) oder Wettersteinkalk (52), seltener sind im Einzugsgebiet Kössener Schichten (8), verschiedene Triaskarbonate (5), Trias- und Juragesteine (4), Allgäu Formation (2), Juragesteine (2), Jura- und Kreidegesteine (2), Ammergau Formation (1), Juragesteine und Hauptdolomit (1), Dachsteinkalk (1), Gosausedimente und Hauptdolomit (1) aufgeschlossen (Krainer und Ribis 2012).

In den Lechtaler Alpen im Bereich der Vorderseespitze konnte Schiestl (2014) im Rahmen ihrer Masterarbeit die Existenz von intakten, teilweise leicht aktiven Blockgletschern durch Temperaturmessungen, Georadar-Untersuchungen und Luftbildvergleichen bestätigen.

Blockgletscher in kalkalpinen Gebieten wie den Nördlichen Kalkalpen und den Dolomiten unterscheiden sich in einigen Punkten deutlich von Blockgletschern in Kristallingebieten:

- In kalkalpinen Gebieten sind die Blockgletscher deutlich feinkörniger,
- Die Oberflächenmorphologie in Form von Rücken (Loben) und Vertiefungen ist meist nicht oder nur undeutlich ausgebildet
- Blockgletscher in kalkalpinen Gebieten sind im Vergleich zu Kristallingebieten durch einen sehr geringen bis fehlenden Oberflächenabfluss charakterisiert. Der Großteil der Schmelzwässer fließt unterirdisch über Kluft- und Karstsysteme ab.

Tabelle 1: Verbreitung der Blockgletscher in den Nördlichen Kalkalpen, aufgelistet nach den einzelnen Gebirgsgruppen

Blockgletscher Nördliche Kalkalpen, Tirol (212)

Lechtaler Alpen (88)

		Höhe Stirn	mittlere Höhe	Höhe Wurzelzone	Länge	Breite
aktiv	5	2428 (2365-2520)	2476 (2420-2560)	2542 (2480-2630)	243 (90-370)	163 (80-200)
inaktiv	25	2372 (2140-2530)	2418 (2180-2580)	2479 (2210-2640)	258 (70-640)	162 (60-400)

Allgäuer Alpen (38)

inaktiv	3	2187 (2100-2270)	2247 (2160-2330)	2317 (2260-2400)	250 (170-325)	158 (120-215)
fossil	35	1927 (1690-2140)	1968 (1730-2170)	2011 (1760-2210)	248 (90-580)	203 (85-400)

Wettersteingebirge (2)

aktiv	1	2220	2280	2340	280	150
fossil	1	1940	2000	2120	400	155

Mieminger Kette (6)

inaktiv	2	2262 (2215-2310)	2285 (2240-2330)	2340 (2300-2380)	142 (125-160)	58 (55-60)
fossil	4	1962 (1920-2040)	2025 (1950-2120)	2118 (2050-2240)	552 (160-890)	345 (130-470)

Karwendel (66)

aktiv	1	2280	2340	2410	370	235
inaktiv	8	2203 (2030-2370)	2230 (2050-2390)	2275 (2070-2420)	200 (90-290)	131 (60-220)
fossil	57	1921 (1460-2320)	1976 (1500-2350)	2024 (1560-2400)	319 (65-1120)	223 (50-1020)

Rofan (2)

fossil	2	1670 (1620-1720)	1750 (1690-1810)	1830 (1740-1920)	487 (235-740)	210 (115-305)
--------	---	---------------------	---------------------	---------------------	------------------	------------------

Wilder Kaiser (8)

inaktiv	1	1960	1990	2010	200	145
fossil	7	1646 (1500-1765)	1686 (1540-1800)	1723 (1580-1830)	209 (115-330)	144 (85-195)

Zahmer Kaiser (1)

fossil	1	1450	1500	1550	155	60
--------	---	------	------	------	-----	----

Loferer Steinberge (1)

fossil	1	1610	1630	1660	150	105
--------	---	------	------	------	-----	-----

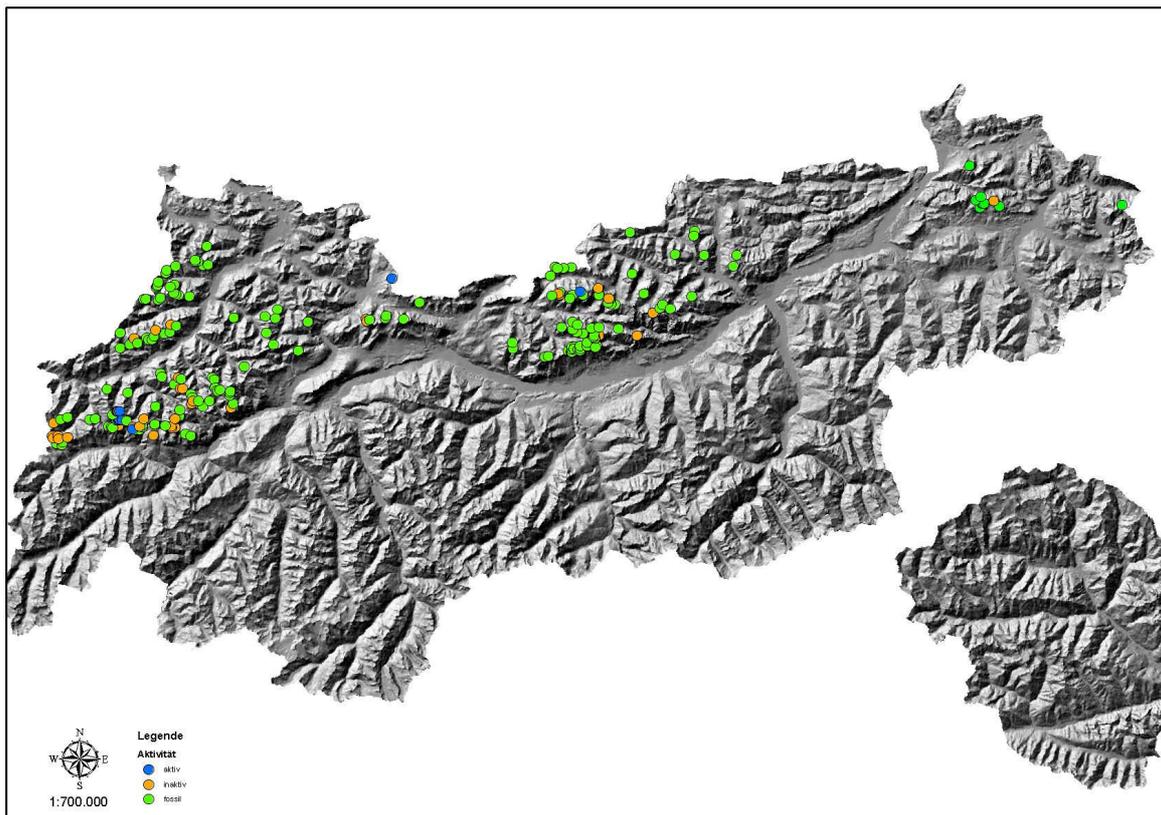


Abb. 1: Verbreitung der Blockgletscher in den Nördlichen Kalkalpen

Beispiel Blockgletscher Marxenkar (Karwendel)

Lage: Der Blockgletscher liegt im nach Norden ausgerichteten Marxenkar, ca. 2,5 km SW des Karwendelhauses (Koordinaten: 47°24'34''N, 11°23'54''E bzw. Austria GK West Rechts 80.421,00 Hoch 252.847,00).



Abb. 2: Leicht aktiver Blockgletscher im Marxenkar

Geologischer Rahmen: Das Einzugsgebiet des Blockgletschers im Marxenkar besteht ausschließlich aus gebanktem Wettersteinkalk (Lagunenfazies) vertreten durch (?)Algenkalke mit massenhaft Dasycladaceen, Algenlaminiten (Stromatolithen) und peloidalen Packstones. Die Kalke zeigen oberflächlich Karsterscheinungen in Form von Karren und vereinzelt kleinen Dolinen (Pernreiter 2017).

Im Bereich der Deckengrenze zwischen Wettersteinkalk und unterlagernden Reichenhall Formation, die auf der Südseite des Karwendeltales in Ost-West-Richtung entlang zieht, kommt es zu großen Quellaustritten. Eine dieser Quellen im Bereich Garber Schlag, in dessen Einzugsgebiet das Marxenkar liegt, wurde genauer untersucht.

Morphologie des Blockgletschers: Der Blockgletscher im Marxenkar ist 360 m lang, bis zu 180 m breit und erstreckt sich von 2280 m (Fuß der Stirn) bis 2400 m (Wurzelzone). Der Blockgletscher bedeckt eine Fläche von 5,6 ha und ist nach Norden ausgerichtet. Die Oberflächenmorphologie ist durch transversale Rücken und Vertiefungen charakterisiert. Im Bereich der Wurzelzone ist eine leichte Depression ausgebildet. Die Stirn ist sehr steil (45°) und unbewachsen.

Korngröße: Die Korngröße an der Oberfläche des Blockgletschers ist im Vergleich zu Blockgletschern in Kristallingebieten sehr feinkörnig, es dominieren Klasten mit einem Durchmesser von bis zu 10 cm (79%), Klasten >31 cm sind selten, vereinzelt liegen auf der Oberfläche des Blockgletschers auch Blöcke mit einem Durchmesser von >1 m.

Temperaturmessungen: Temperaturen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS), gemessen im Winter 2015/2016, weisen auf das Vorhandensein von Eis im Blockgletscher hin (Pernreiter, 2017).

Bewegungsraten: Luftbildvergleiche der Befliegungen 1974 und 2010 zeigen eine durchschnittliche jährliche Bewegungsrate von 10 cm. Abstandsmessungen im Stirnbereich mit einem Laserdistanzmeter ergaben für den Zeitraum 10.7.2015 bis 24.8. 2016 Bewegungsraten von 0.25 bis 0.77 m (Pernreiter, 2017).

Hydrogeologie: Ungefähr 200 m unterhalb der Stirn entspringt im Schutt eine Quelle, die aber nach einer Fließstrecke von ca. 40 m wieder versiegt. Diese Quelle stammt vom Blockgletscher, schüttet während der Schneeschmelze maximal ca. 1 l/s und liegt im Spätsommer und Herbst meist trocken. Die elektrische Leitfähigkeit betrug Ende Juli 2016 137 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Die Hauptquelle des Einzugsgebietes Marxenkar liegt an der Deckengrenze im Bereich Garber Schlag auf einer Seehöhe von ca. 1400 m. Knapp unterhalb der Quelle wurde eine Pegelmessstelle eingerichtet.

Die Schüttung dieser Quelle zeigt starke Schwankungen von deutlich unter 100 l/s in den Wintermonaten bis zu deutlich über 400 l/s während der Schneeschmelze und nach starken Niederschlagsereignissen (Abb. 3). Die elektrische Leitfähigkeit liegt in den Sommermonaten meist bei 150 $\mu\text{S}/\text{cm}$, sinkt während hoher Abflüsse auf 102 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und steigt in den Wintermonaten auf maximal 174 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

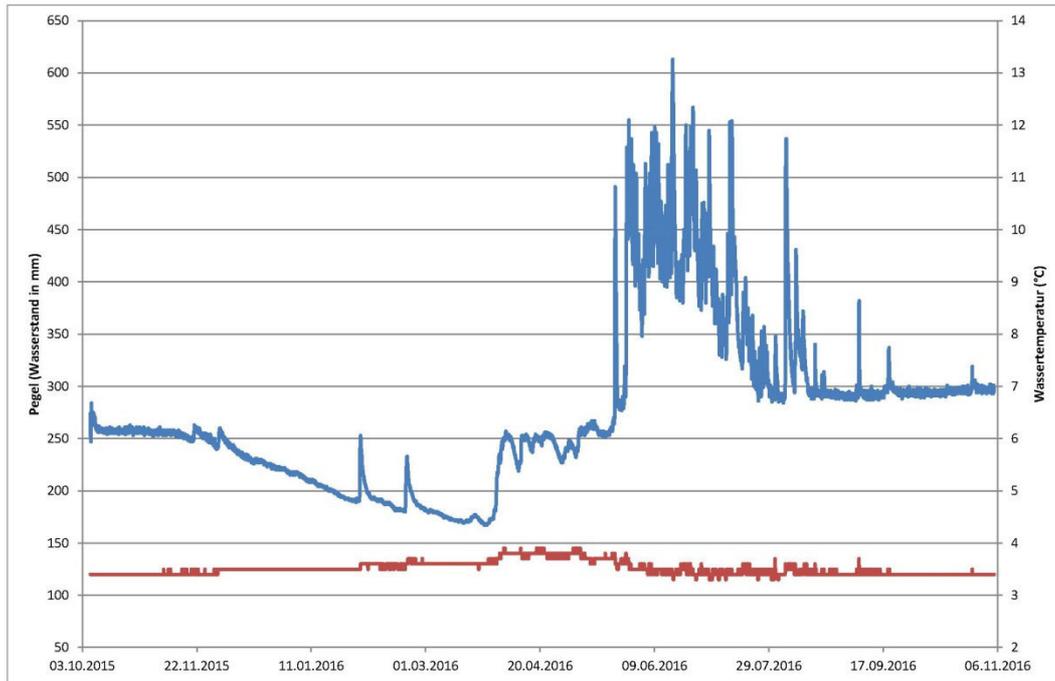


Abb. 3: Pegeldaten (Wasserstand in mm – blaue Linie und Wassertemperatur in °C – rote Linie der Quelle im Garber Schlag)

Die Temperatur weist nur geringe Schwankungen von 3,3°C bis maximal 4,0°C auf.

Vom 20. Mai bis 4. November 2016 war an der Quelle ein automatischer Probennehmer installiert, der jeden Tag (mit kurzen Unterbrechungen) eine Wasserprobe für Isotopenuntersuchungen gezogen hat. Auch Regenwasser wurde an der Quelle gesammelt. Die Isotopenanalysen ergaben für Mai und Juni (Schneeschnmelze) Werte von -14 bis -15‰ $\delta^{18}\text{O}$. Die Werte stiegen im Juli und August auf -13 bis -12,5‰ $\delta^{18}\text{O}$ um dann bis Oktober und Anfang November leicht auf Werte um -13‰ $\delta^{18}\text{O}$ zu fallen. Einen ähnlichen Trend haben Krainer et al. (2007) beim Blockgletscher im Reichenkar (westliche Stubai Alpen) festgestellt. Die Isotopenwerte zeigen im Mai und Juni einen hohen Anteil an Schneeschnmelze, im Juli und August wird der Abfluss von Regenwasser dominiert, im Herbst ist auch ein geringer Anteil an Eisschnmelze und Grundwasser am Abfluss beteiligt.

Tracerversuch: Es wurden Zwei Tracerversuche durchgeführt, einer im September 2017 und einer im August 2018. Mit dem ersten Versuch konnte der Zusammenhang der Einspeisquelle mit der Quelle Garber Schlag bestätigt und eine ungefähre Verweildauer ermittelt werden. Diese betrug weniger als 24h wobei der Gesamtabfluss nach einer Woche noch nicht erreicht wurde. Die Daten des letzten Tracerversuchs müssen im Detail erst ausgewertet werden.

Zusammenfassend kann folgendes festgehalten werden:

Im Marxenkar befindet sich ein leicht aktiver Blockgletscher. Das Einzugsgebiet besteht aus leicht verkarstem Wettersteinkalk. Der Blockgletscher entwässert hauptsächlich über Karstsysteme, wobei Tracerversuche zeigen, dass zumindest ein Großteil der Wässer des Blockgletschers an der Quelle Garber Schlag zum Vorschein kommt. Die Quelle im Garber Schlag zeigt typische Merkmale einer Karstquelle, insbesondere starke Schwankungen in der Schüttung und schnelle Durchflussraten.

Literatur

Krainer, K., & Ribis, M. (2012). A rock glacier inventory of the Tyrolean Alps (Austria). *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105(2): 32-47, Vienna.

Krainer, K., Mostler, W., & Spötl, C. (2007). Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 100: 102-112, Vienna.

Lang, K. (2006): Geologie des Hohe Gaisl Massives (Pragser- und Ampezzaner Dolomiten) unter besonderer Berücksichtigung der aktiven Blockgletscher. – Diplomarbeit, Naturwiss. Fak. Univ. Innsbruck, 170 pp.

Pernreiter, S. (2017): Quartärgeologie und Permafrost (Blockgletscher) im Karwendelgebirge SW des Karwendelhauses (Tirol, Österreich). – Masterarbeit, Naturwiss. Fak. Univ. Innsbruck, 189 pp.

Schiestl, E.-M. (2014): Quartärgeologie der Lechtaler Alpen nördlich von Schnann mit besonderer Berücksichtigung der Blockgletscher. – Masterarbeit, Naturwiss. Fak. Univ. Innsbruck, 137 pp.

Blockgletscher in den Kristallingebieten der Ostalpen, Abflussdynamik und Speicherverhalten

¹Gerfried Winkler, ¹Thomas Wagner

¹*Institut für Erdwissenschaften, Nawi Graz Geozentrum, Karl-Franzens-Universität Graz*

Abstract

Rock glaciers are the most prominent periglacial landforms and in the Austrian Alps 5770 rock glacier suspected landforms were identified in recent studies. Climate warming and related degradation of permafrost ice in intact rock glaciers and the transformation into relict rock glaciers is expected to increase the storage capacity of these landforms and thus change the discharge pattern of related springs. It is assumed that in alpine catchments peak discharges during snowmelt and summer thunderstorms become less pronounced, while the baseflow (e.g. during winter period) increases. These processes have a high relevance particularly for local water resources management when landforms such as relict rock glaciers are considered as reservoirs for drinking water or for artificial snow-making. However, a number of challenges remain still unsolved and further interdisciplinary research is needed. Dye tracer tests, isotope studies, permafrost ice and water chemistry and geophysical investigations in combination with studies related to the thermal behavior of the subsurface will lead to a better understanding of melting processes of the permafrost ice on the one hand and of the hydro(geo)logical processes in such alpine landforms and their impact on alpine catchments on the other hand.

Einleitung

Alpine Einzugsgebiete sind durch periglaziale Landschaftsformen wie bspw. Blockgletscher als deren prägendste Landschaftsformen beeinflusst. In den letzten Jahren wurde ein einheitliches Blockgletscherinventar für den gesamten österreichischen Alpenraum erstellt, in dem 5770 Blockgletscher verdächtige Formen ausgewiesen wurden (Abbildung 1). Blockgletscher können morphologisch in intakte (aktiv und inaktiv; beinhalten Permafrosteis) und reliktsche (fossile) Blockgletscher untergliedert werden (z.B. Barsch, 1996), wobei die Gesamtfläche der Blockgletscher für Österreich 303 km² umfasst. Die Fläche der hydrologischen Einzugsgebiete der Blockgletscher und ihrer Quellen liegt bei ca. 1280 km², wobei in manchen Regionen / Gebirgszügen über einer Seehöhe von 2000 m die anteilige Fläche der über Blockgletscher entwässernden Einzugsgebiete über 50% der Gesamtfläche liegt.

Die Klimaerwärmung bedingt im Alpenraum ein rascheres Abschmelzen der Gletscher und einen Anstieg der alpinen Permafrostuntergrenze, was zum Abschmelzen des Permafrosteises führt. Rogger et al. (2017) zeigten in einem alpinen Einzugsgebiet (5 km²) in den Ötztaler Alpen, dass sich die Abflussdynamik und das Speicherverhalten in alpinen Regionen durch das Verschwinden des Permafrosteises ändern wird. Daraus resultieren mehrere wasserwirtschaftliche Fragen in Bezug auf die Speicherfähigkeit und Abflussdynamik von Blockgletschern und ihre Auswirkung auf unterstromige Oberflächengerinne. Diese und weitere Fragen zum internen Aufbau von Blockgletschern wurden in den letzten zwei Jahrzehnten und speziell in den letzten Jahren intensiv in den österreichischen Alpen an Blockgletschern in Kristallingebieten untersucht. Die Ergebnisse werden in diesem Beitrag zusammenfassend vorgestellt.

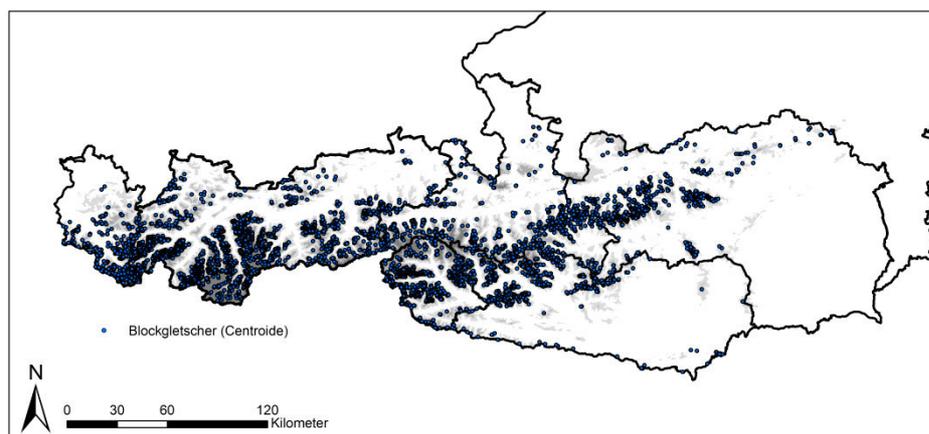


Abbildung 1: Lage (Centroid-Punkte) aller Blockgletscher verdächtigen Formen im österreichischen Alpenraum (modifiziert nach Winkler et al., 2018)

Blockgletscher – Aquifere und ihr Aufbau

Bereits vor über 40 Jahren zeigte Corte (1976) die hydrologische Relevanz von intakten Blockgletschern in den Anden, zahlreiche weitere Studien bestätigen die hydrologische Bedeutung auch in den anderen Großgebirgen weltweit. Die weltweite Bedeutung dieser Wasserspeicher (in der Form von Permafrosteis und dessen Schmelzwasser) wurde jüngst von Jones et al. (2018) zusammengefasst. In den Alpen wurden v.a. in den letzten zwei Jahrzehnten Blockgletscher intensiver untersucht. Unterschiedliche Methoden, die verschiedene geophysikalische Methoden wie Refraktionsseismik, Georadar oder Geoelektrik aber auch isopenhydrologische, hydrochemische und hydrologische Methoden umfassen, wurden angewandt, um den internen Aufbau sowie die Abflussdynamik und ihr Speicherverhalten zu erfassen. Blockgletscher sind komplexe und mehrschichtige Aquifere (Abbildung 2), die sich in mehreren Abflusskomponenten widerspiegeln (z.B. Krainer & Mostler, 2002; Krainer et al., 2007; Winkler et al., 2016a).

Der Aufbau von **intakten Blockgletschern** besteht im Wesentlichen aus a) einer mehreren Meter dicken oberflächigen ungefrorenen Schicht („active layer“), und darunter b) einer Schicht (Permafrostkörper), die entweder aus einem Gemisch von Permafrosteis und Schutt („ice-cemented“) oder einem weniger häufig auftretenden reinem Eiskern („ice-cored“) mit Mächtigkeiten von mehreren Zehnermetern besteht. Zwischen dem Permafrostkörper und dem darunter liegenden Festgestein liegt im Allgemeinen c) eine feinkörnige basale ungefrorene Schicht, die bis über 15 Meter mächtig sein kann und im Wesentlichen den Hauptaquifer repräsentiert. Dieser Aufbau konnte auch an einer Bohrung im Blockgletscher Lazaun bestätigt werden (Krainer et al., 2015). Erste Zwischenergebnisse eines derzeit laufenden österreichweiten Projekts zeigen, dass der gut gespeicherte Grundwasseranteil relativ zum Gesamtabfluss saisonal schwankend zwischen 20-30 % zur Schneeschmelze sowie bei Niederschlagsereignissen und nahezu 100% kurz vor der einsetzenden Schneeschmelze beträgt.

Der Dreischichtaufbau konnte bei **reliktischen Blockgletschern** bestätigt werden (Winkler et al., 2016a, b), wobei die Schicht b) kein Permafrosteis mehr beinhaltet und aus feinkörnigem bis grobblockigem Schutt aufgebaut ist. Aufgrund der basalen Schicht c) zeigt sich eine gute Speicherefähigkeit. Bei einem Niederschlagsereignis wird primär „altes“ Grundwasser hinausgedrückt, sodass die Schüttungsmenge

während und nach einem Regenereignis zu einem Großteil aus gut gespeichertem Grundwasser (ca. 80%) und nur zu ca. 20% aus rasch durchströmendem Niederschlagswasser gebildet wird.

Reliktische wie auch intakte Blockgletscher zeigen eine schnelle Abflusskomponente sowie einen Basisabfluss (speziell in den Wintermonaten sichtbar), die durch Verweilzeiten von einigen wenigen Stunden bzw. mehreren Monaten bis fast einem Jahr gekennzeichnet sind. Jedoch sind signifikante Unterschiede zwischen reliktschen und intakten Blockgletschern in Bezug auf Abflussdynamik und Speicherfähigkeit erkennbar. Intakte und v.a. aktive Blockgletscher sind in den Sommermonaten im Gegensatz zu den reliktschen durch starke Tagesschwankungen der Schüttung geprägt.

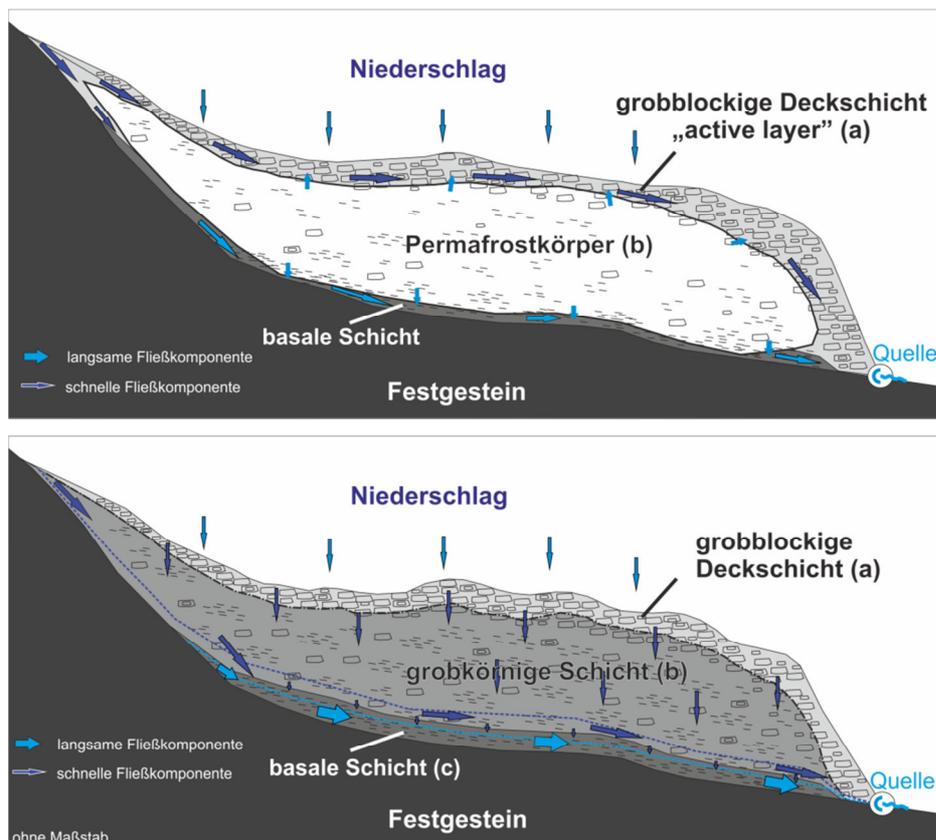


Abbildung 2: konzeptionelles hydrogeologisches Modell von intakten (oberes Bild) und reliktschen (unteres Bild) Blockgletschern (modifiziert nach Winkler et al., akzeptiert, basierend auf Winkler et al., 2016a, b und Burger et al., 1999)

Der Abfluss einer Quelle aus einem aktiven Blockgletscher setzt sich aus den Abflusskomponenten Niederschlag in Form von Regen, Schmelzwasser von Schnee und Permafrosteis und dem länger gespeicherten Grundwasser zusammen. Zudem infiltrieren sehr oft in den Blockgletscher Schmelzwässer von Kargletschern, die sich noch oberhalb des Blockgletschers befinden.

Neben den Niederschlägen erhöhen die Schmelzwässer des Permafrost- sowie Kargletschereises die Schüttungswerte deutlich. Tendenziell zeigen aktive Blockgletscher daher niedrigere jährliche Schüttungsquotienten (Q_{\min}/Q_{\max}), da einerseits zur Zeit der Schneeschmelze zusätzlich Schmelzwässer des Permafrosteises hinzukommen (Erhöhung von Q_{\max}) und andererseits in den Wintermonaten geringere Schüttungswerte beim Basisabfluss auftreten (Verringerung von Q_{\min}), welche auf eine gering mächtige basale Schicht (Basis-Layer) zurückgeführt werden können. Das Verhältnis gut gespeichertes Grundwasser zu rasch durchfließendes Niederschlagswasser scheint bei reliktschen Blockgletschern mit

einem Verhältnis von ca. 80:20 vorzuliegen, wo hingegen in den Sommermonaten intakte Blockgletscher eine nahezu umgekehrt Verteilung aufweisen. Ca. 20% Grundwasser gegenüber ca. 80% Niederschlags- und Abschmelzwasser deuten auf eine andere Entwässerungsdynamik hin. Bei reliktschen Blockgletschern wird durch den Neubildungspuls im Zuge von Niederschlagsereignissen „altes“ gespeichertes Grundwasser aus dem System gedrückt, bei intakten sind es rasch infiltrierende Wässer die nach kurzer Zeit an der Quelle ankommen und vorwiegend die Schüttungszunahme bewirken. Hierbei muss, wie oben bereits erwähnt, berücksichtigt werden, dass sehr oft bei intakten Blockgletschern kleine Kargletscher im Einzugsgebiet vorliegen, deren Schmelzwässer durch den Blockgletscher fließen und entsprechend zum Gesamtabfluss an der Blockgletscherquelle wesentlich beitragen.

Mit Hilfe von natürlichen Tracern (stabile Isotope δD und $\delta^{18}O$, elektrische Leitfähigkeit) konnten an zwei aktiven Blockgletschern (Bergli und Ölgrube Süd; Nordtirol) die saisonal variierenden dominanten Abflusskomponenten erfasst und bereichsweise quantifiziert werden. Es konnte die Dominanz der Schneeschmelze im frühen Sommer (über 80%), der massive Einfluss der Schmelzwässer v.a. des oberhalb befindlichen Kargletschers im Sommer (ca. 40-60%) und der starke Anstieg des Grundwasseranteils im Spätherbst und während der Zeit des Basisabflusses (bis 100%) gezeigt werden (z.B. Daten des Bergli Blockgletschers in Abbildung 3). Des Weiteren ist zu beobachten, dass im Spätherbst bei und nach Regenereignissen der Anteil des Ereigniswassers bis ca. 50% ausmachen kann.

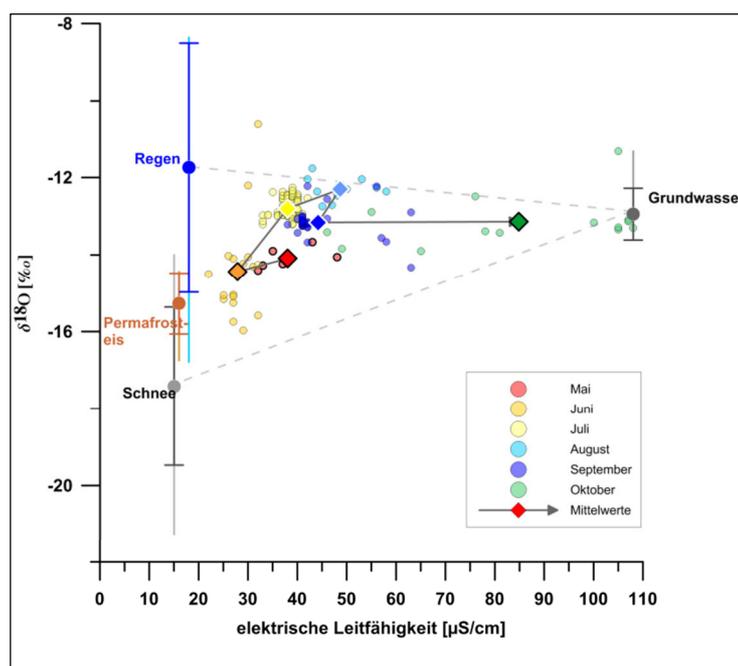


Abbildung 3: saisonale Schwankung der Isotopensignatur sowie der elektrischen Leitfähigkeit des Quellwassers des Blockgletschers Bergli. Basierend auf den Signaturen der Abflusskomponenten Regen, Schnee, Eis und Grundwasser. Kreise=Messwerte der Einzelmessungen, Rauten=Mittelwerte der Monate Mai bis Oktober.

Einfluss auf die alpine Hydro(geo)logie

Erste quantitative Untersuchungen zum Einfluss von intakten Blockgletschern auf das alpine Abflussverhalten wurden von Geiger et al. (2014) publiziert. Sie zeigten an zwei Einzugsgebieten in den La Sal Mountains (Utah, USA), dass ein Einzugsgebiet mit intakten Blockgletschern im Vergleich zu einem vergleichbaren Einzugsgebiet ohne intakte Blockgletscher einen höheren Oberflächenabfluss und stärker

ausgeprägte Hochwasserspitzen aufweisen. Rogger et al., (2017) untersuchten in einem 5 km² großen Einzugsgebiet in den Öztaler Alpen (Tirol, Österreich) die Änderung des Abflussverhaltens nach den Wegfall von Permafrosteis in vier unterschiedlichen Schuttformen (Hangschutt, Blockgletscher, Moränenmaterial der „kleinen“ Eiszeit und älteres Moränenmaterial). Ihre Ergebnisse deuten auf eine Verringerung der Hochwasserspitzen und eine Zunahme der Schüttung während des Basisabflusses hin. Dies bestätigt im Wesentlichen die Ergebnisse von Geiger et al. (2014). Wagner et al. (2016) konnten erstmals auch den Einfluss von reliktschen Blockgletschern auf darunterliegende Flusssysteme in den Niederen Tauern (Steiermark, Österreich) basierend auf einem globalen Niederschlags-Abflussmodell quantifizieren. Die Ergebnisse zeigen, dass der Abflussanteil der Blockgletschereinzugsgebiete bei einer Modellierung auf Tagesbasis an den unterstromigen Pegelstationen von einem Drittel bis zu mehr als dem Vierfachen des Flächenanteils der übergeordneten Einzugsgebiete beträgt. Es zeigten sich saisonale Schwankungen der Abflussanteile, wobei die höchsten gegen Ende der Schneeschmelze und im Spätsommer auftraten. In jüngster Zeit wurden erste Niederschlag-Abflussmodellierungen des Einzugsgebietes der Blockgletscherquelle Ölgrube Süd simuliert. Basierend auf dem globalen Niederschlags-Abflussmodell in Wagner et al. (2016) und unter Berücksichtigung eines zusätzlichen „Eisspeichers“ zeigen erste Zwischenergebnisse, dass der Schmelzwasseranteil des Kargletschereises und des Permafrosteis gesamt ca. 40% beträgt. Dies bestätigt die Ergebnisse der Untersuchungen der natürlichen Tracer (EC und stabile Isotope). Jüngste Untersuchungen in den Kanadischen Rocky Mountains an einem inaktiven Blockgletscher (Helen Creek, National Park Banff), zeigen, dass gespeichertes Grundwasser aus dem Blockgletscher 50% des Gesamtabflusses des übergeordneten Einzugsgebietes im Sommer und 100% im Winter ausmachen (Harrington et al., 2018). Dies bestätigt die Ergebnisse der in den österreichischen Alpen durchgeführten bisherigen Untersuchungen.

Zusammenfassend zeigen die Ergebnisse der letzten Jahre, dass die Speicherwirkung von Blockgletschern (v.a. von reliktschen Blockgletschern) bedeutende Größenordnungen erreichen kann und somit das Abflussverhalten alpiner Einzugsgebiete beeinflusst. Vor allem während längerer Trockenzeiten können an Blockgletscherquellen in kristallinen Gebieten noch hohe Schüttungswerte gemessen werden, wohingegen andere Quellen bereits trocken gefallen sind. Beobachtungen im Zuge von Quellkartierungen und Geländearbeiten während und nach einer längeren Trockenperiode im Sommer 2018 im ganzen Alpenraum und im Speziellen bspw. in der Silvrettagruppe in Vorarlberg bestätigen, dass bei Blockgletscherquellen noch Schüttungswerte von mehreren Zehnerlitern pro Sekunde gemessen werden konnten, wo hingegen andere Quellen bereits trocken gefallen waren.

Schlussfolgerungen – Ausblick

Die hier zusammen gefassten Ergebnisse zeigen, dass Blockgletscher sehr komplexe heterogen aufgebaute Grundwasserleiter sind und bedeutende Grundwasserspeicher in alpinen Einzugsgebieten darstellen können. Das Abflussverhalten reliktscher Blockgletscher hat wesentliche Auswirkungen auf die unterstromigen Gerinne, und der anteilige Abfluss kann weit über die rein flächenbezogenen Anteile der Blockgletscher im Einzugsgebiet hinaus gehen (vorübergehend bis über dem Vierfachen). Es ist auch davon auszugehen, dass sich das Abflussverhalten in alpinen Einzugsgebieten deutlich aufgrund des Permafrostrückgangs ändern wird, wobei erste Studien zeigen, dass die Speicher- bzw. Pufferfähigkeit der

Schuttmassen in alpinen Einzugsgebieten steigen und somit die Hochwasserspitzen niedriger werden können. Ihre wasserwirtschaftliche Bedeutung wird unter anderem daran ersichtlich, dass auch während Trockenzeiten aus diesen Schuttmassen Wasserressource zur Verfügung stehen, was auch für das sensible Ökosystem in alpinen Regionen von hoher Bedeutung ist. Die interne Struktur und der Aufbau von Blockgletschern (im Speziellen von intakten Blockgletschern) haben vor allem bei Fragestellungen in Bezug auf Stofftransport hohe Relevanz. Die Mobilisierung von Stoffen, die an Permafrosteis gebunden sind, hängt primär vom Abschmelzprozess des Eises ab. Das thermische Verhalten dieser Schuttmassen und der Abschmelzprozess innerhalb der Schuttmassen sind daher wichtige Grundlagen und sollen künftig auch verstärkt untersucht werden.

Referenzen

Barsch, D. (1996): Rock Glaciers: Indicators for the Present and Former Geocology in High Mountain Environments. - Springer Series in Physical Environment 16, 331 S, Springer Verlag.

Burger, K.C., Degenhardt, J.J., Giardino, J.R. 1999. Engineering geomorphology of rock glaciers. - *Geomorphology* 31, 93-132.

Corte, A.E. 1976. Rock glaciers. - *Biuletyn Peryglacjalny* 26, 175-197.

Geiger, S.T., Daniels, J.M., Miller, S.N., Nicholas, J.W. 2014. Influence of rock glaciers on stream hydrology in the La Sal Mountains, Utah. - *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 46(3), 645-658.

Harrington, J.S., Mozil, A., Hayashi, M., Bentley, L.R. (2018): Groundwater flow and storage processes in an inactive rock glacier. - *Hydrological Processes*. 2018;1–19. DOI: 10.1002/hyp.13248

Jones, D. B., Harrison, S., Anderson, K., Betts, R. A. (2018): Mountain rock glaciers contain globally significant water stores. - *Scientific Reports*, 8, 2834.

Krainer, K., Mostler, W. (2002): Hydrology of active rock glaciers: examples from the Austrian Alps. - *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 34, 142-149.

Krainer, K., Mostler, W., Spötl, C. (2007): Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach. - *Austrian Journal of Earth Sciences* 100, 102-112.

Krainer, K., Bressan, D., Dietre, B., Haas, J.N., Hajdas, I., Lang, K., Mair, V., Nickus, U., Reidl, D., Thies, H., Tonidandel, D. (2015): A 10,300-yearold permafrost core from the active rock glacier Lazaun, southern Ötztal Alps (South Tyrol, northern Italy). - *Quaternary Research*, 83(2), 324-335.

Rogger, M., Chirico, G.B., Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E., Stadler, P., Blöschl, G. (2017): Impact of mountain permafrost on flow path and runoff response in a high alpine catchment. - *Water Resources Research*, 53, 1288-1308. DOI: 10.1002/2016WR019341

Wagner, T., Pauritsch, M., Winkler G. (2016): Impact of relict rock glaciers on spring and stream flow of alpine watersheds: Examples of the Niedere Tauern Range, Eastern Alps (Austria). - *Austrian Journal of Earth Sciences*, 109/1, doi: 10.17738/ajes.2016.0006.

Winkler, G., Wagner, T., Pauritsch, M., Birk, S., Kellerer-Pirklbauer, A., Benischke, R., Leis, A., Morawetz, R., Schreilechner, M.G., Hergarten, S. (2016a): Identification and assessment of flow and storage components of the relict Schöneben Rock Glacier, Niedere Tauern Range, Eastern Alps (Austria). - *Hydrogeology Journal*, 24, 937-953. DOI: 10.1007/s10040-015-1348-9

Winkler G., Pauritsch M., Wagner T. & Kellerer-Pirklbauer, A. (2016b): Grundwasserspeicherung und Entwässerungsdynamik reliktscher Blockgletscher. - *Berichte der wasserwirtschaftlichen Planung Steiermark*, Bd. 87, S. 134, Graz.

Winkler, G., Wagner, T., Pleschberger, R., Krainer, K., Kellerer-Pirklbauer A., Ribis, M. (2018): 2. Zwischenbericht - Wasserwirtschaftliche Aspekte von Blockgletschern in Kristallingebieten der Ostalpen - Speicherverhalten, Abflusssdynamik und Hydrochemie mit Schwerpunkt Schwermetallbelastungen (RGHeavyMetal), unveröffentl. Bericht, S.65, Graz

Winkler, G., Wagner, T., Krainer, K., Ribis, M., Hergarten, S. (akzeptiert): Hydrogeology of Rock Glaciers - Storage Capacity and Drainage Dynamics - an Overview (Гидрогеология горных ледников - емкость и динамика дренажа – обзор). - In: Müller, L. & Sychev, V.S.: *Novel Methods and Results of Landscape Research in Europe, Central Asia and Siberia (НОВЫЕ МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ЛАНДШАФТОВ В ЕВРОПЕ, ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И СИБИРИ)*, Vol.II Understanding and Monitoring in Soils and Water Bodies. Chapter II/7.1.

Hangbewegung Hochklingwald (St. Veit im Pongau) vom Geländebefund zum Prozessverständnis

Thomas Zwack

mjp Ziviltechniker GmbH, Bachwinkl 126, 5760 Saalfelden am Steinernen Meer

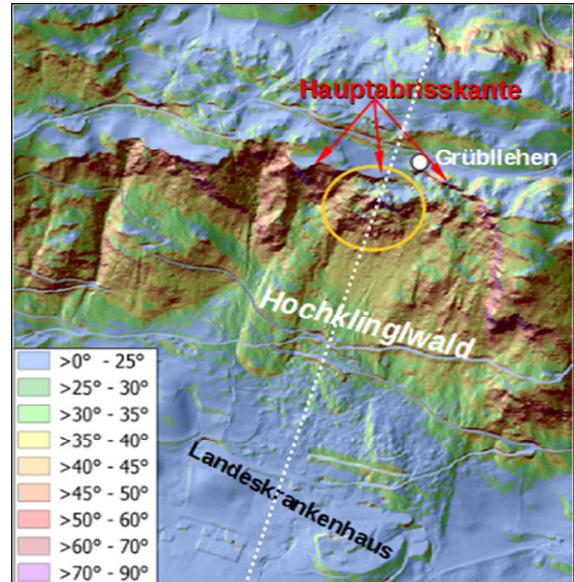
Abstract

Past records [4] document rockfall events on the Sonnenhang above St. Veit (Pongau) ranging from a few cubic meters (single blocks) up to several 10.000 m³ as secondary landslides of a post glacial deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD). Divergence measurements on open fractures reveal ongoing movements of several mm/year in the detachment area. Based on a detailed geological mapping, the processes and movement patterns as well as the failure mechanisms and scenarios were to be determined in order to evaluate the risk potential for the state hospital. Various detachment processes such as toppling, buckling and sliding were detected in a complex structured detachment area. As potential hazard scenarios to the hospital buildings, single rockfall events with up to 160 m³ and rockfall events of a few 1.000 to 100.000 m³ were identified. Investigations of the various scenarios with 3D rockfall simulations and the Fahrböschungswinkel method indicate a residual risk due to single block fall events, which is why a total station monitoring is to be installed.

Einführung

Die Hangflanke oberhalb des Landeskrankenhauses St. Veit ist von einer tiefgreifenden Hangbewegung (DSGSD) überformt (Abb. 1), weshalb es in der Vergangenheit mehrfach zu sekundären Sturzprozessen gekommen ist. Daher gab es bereits Untersuchungen zur Gefährdung durch Sturzprozesse und es wurden zwei Steinschlagschutzdämme errichtet. Aktuelle Divergenzmessungen im Abbruchbereich zeigen anhaltende Bewegungen, weshalb eine neue Beurteilung anhand einer Detailkartierung im Ablösebereich erfolgte.

Abb. 1: Schummerungsdarstellung (1m DGM) des Untersuchungsgebietes mit Hangneigungsklassen (gelb = Ablösebereich West, weiß = Profilinie Abb. 2).



Oberhalb des Krankenhauses steilt sich der flach geneigte und zunächst bewaldete Hang (Hochklingwald) bis zur ehemaligen Trogschulter auf rd. 1.200 m stetig auf (s. Abb. 2). Im Bereich der Abbruchkante ist keine einheitliche, markante Geländekante ausgebildet; es handelt sich vielmehr um ein großräumig abgetreptes Gelände mit Nackentalausbildungen.

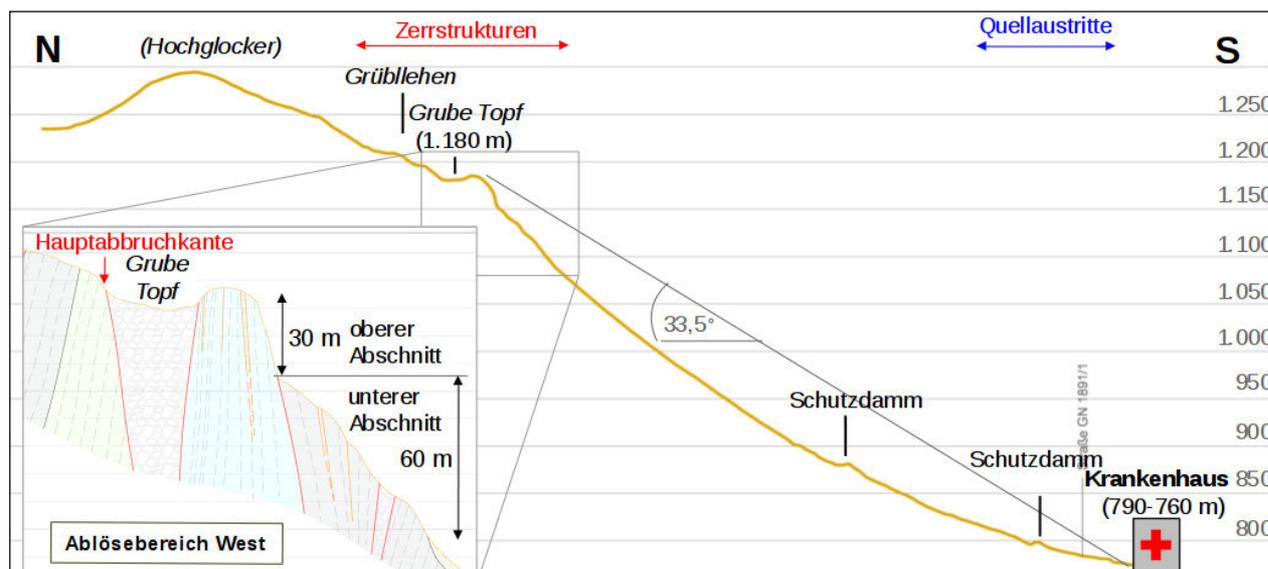


Abb. 2: Profil (s. Abb. 1) durch den zentralen Abschnitt des Ablösebereiches West.

Die vier ausgeschiedenen Ablösebereiche werden von zwei lithologischen Einheiten der Nördlichen Grauwackenzone aufgebaut (s. Abb. 5). Der Großteil wird von metamorphen Karbonaten eingenommen, die von S nach N (stark vereinfacht) eine Abfolge aus Kalkphylliten/-schiefern hin zu Marmoren und Bänderkalken bilden, die in den obersten, steilen Abbruchbereichen ein massig-kompaktes Erscheinungsbild aufweisen. Untergeordnet treten massige und nur schwach geschieferte grünliche Metatuffite und -basite auf. Unterhalb der Ablösebereiche verdecken grobblockige Hangschutt- und Felssturzalagerungen das Festgestein. Einzelne inselartige Felsaufschlüsse aus Karbonaten stellen wahrscheinlich im Verband versackte bzw. abgeglittene Felschollen dar. Im Bereich des Krankenhauses wird der Festgesteinsuntergrund von (Grund-) Moränenablagerungen verdeckt.

Die dominierende Trennflächenschar bilden steil nach NNE bzw. SSW einfallende Schieferungsflächen (s. Abb. 3). Als zweite markante Schar wurde die Klüftung k1 ermittelt, die mittelsteil nach NW einfällt. Zudem sind leicht spitzwinkelig zur Schieferung orientierte Störungsflächen mit Harnischen bzw. einer vertikalen Striemung entwickelt. Sie begrenzen unter anderem das Nackental „Grube Topf“ im Ablösebereich West nach N, sowie die annähernd senkrechte Abbruchkante aus metamorphen Karbonaten talseitig der Divergenzmessstrecken. Auch parallel zur Salzach-Längstalstörung (WSW-ENE) wurden einige steil stehende Störungen eingemessen.

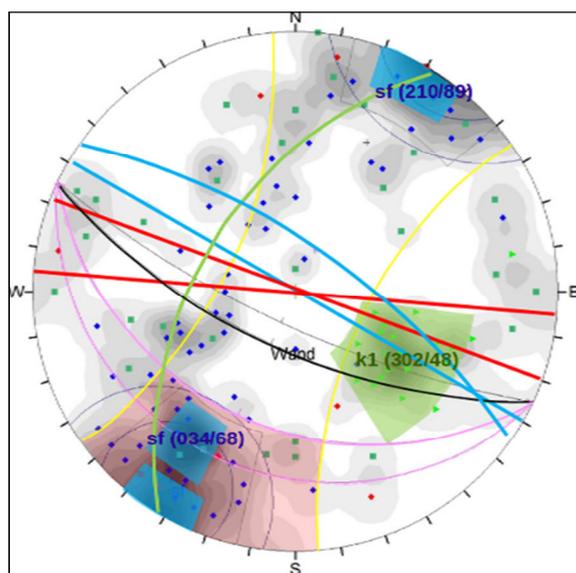


Abb. 3: Polpunkte der 137 Feldmessungen mit den wichtigsten strukturgeologischen Elementen als Großkreise (Schieferung, Klüftschar k1, Störungen, Steilwand Ablösebereich West). Der rötliche Bereich repräsentiert die kritische Polpunktzone aus einer kinematischen Analyse für Flexural Toppling (Hangneigung > 50°).

Sowohl in den Ablösebereichen, als auch den Hangschutt- und Felssturزابlagerungen fehlen oberirdische Gerinne oder Wasseraustritte. Erst im Übergang zu den feinkornreichen glazialen Sedimenten im Unterhang sind Quellen, Wasseraustritte und Vernässungen ausgebildet (s. Abb. 2). Die Entwässerung innerhalb der Hangbewegung erfolgt also nahezu vollständig in den aufgelockerten Felsmassen (Kluftgrundwasserleiter) und den hohlraumreichen Hangschutt- bzw. Felssturزابlagerungen (Porengrundwasserleiter).

Ein erstes dokumentiertes Blocksturzereignis fand ca. 1623 statt. Nach regelmäßigen Felsstürzen über mehrere Jahre (s. Abb. 4) wurden von 1925-1929 Räumungen und Absprengungen der überhängenden bzw. absturzgefährdeten Felsbereiche durchgeführt sowie Schutzdämme errichtet. Danach erfolgten weitere geologische Bearbeitungen (u.a. [2] & [5]), wobei die Gefährdung durch Sturzprozesse erst durch Flächenwidmungen in jüngerer Zeit wieder in den Fokus rückte. Die Ergebnisse der seit 2012 laufenden Divergenzmessungen (s. Pkt. 3) führten schließlich zu den gegenständlichen Untersuchungen [7], die seitens des geologischen Dienstes (Land Salzburg) vorgeschrieben wurden.

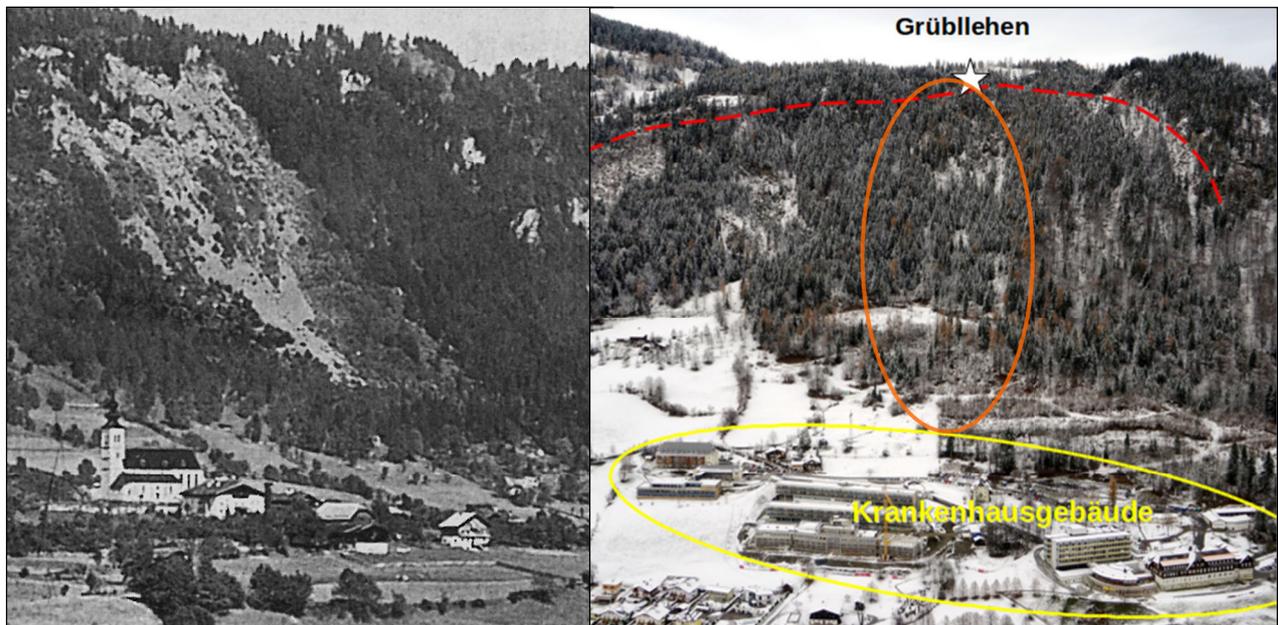


Abb. 4: Foto der unverbauten "Steinriese" ~1924 und aktuelle Ansicht mit roter Abbruchkante und den mittlerweile bewaldeten Felssturzmassen (orange).

Geländebefund

Als übergeordnete Strukturen der großräumigen Hanginstabilität sind im Bereich der Hauptabbruchkante E-W streichende Nackentäler und Nackentälchen ausgebildet (z.B. „Grube Topf“, s. Abb. 2, 5 & 8), die parallel zu den kartierten Störungen orientiert sind. Die kleinsten Zerrstrukturen mit wenigen Dezimetern Öffnungsweite bilden geöffnete Klüfte (s. Abb. 8), die den Felsverband durchtrennen bis hin zu einer blockigen Zerlegung. Deren Hauptorientierung folgt dem Streichen der Schieferungsflächen (110° bis 130°) und ist somit leicht spitzwinklig zu den Nackentälern orientiert. Die geöffneten Klüfte reichen augenscheinlich mehrere Meter – wahrscheinlich einige 10er Meter – tief in den Untergrund.

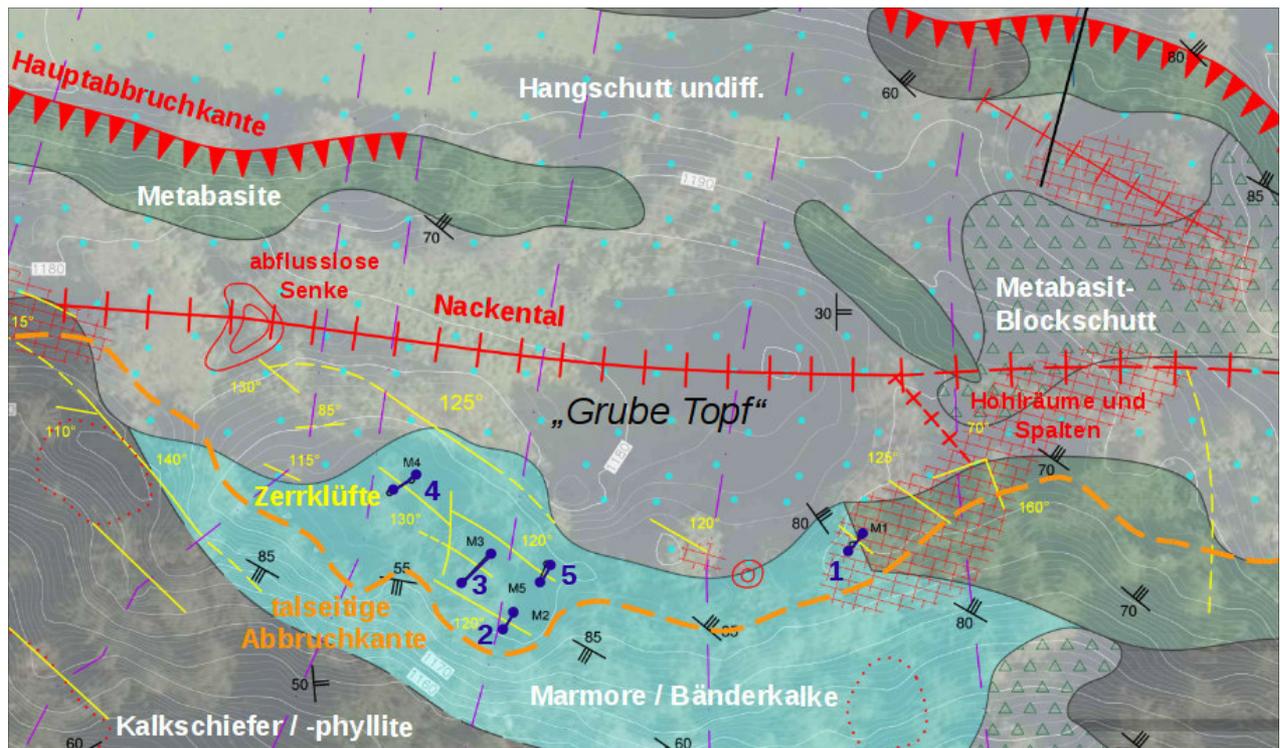


Abb. 5: Geologische Karte des oberen Abschnitts im Ablösebereich West mit Zerrstrukturen und Messstrecken (blau).

Seit Ende 2012 erfolgen vierteljährlich händische Divergenzmessungen mittels Laserdistanzer an fünf Einzelklüften (s. Abb. 5). Hierzu wurden je zwei Anschlagplatten an den Spaltenrändern fixiert (s. Abb. 8). Bis dato wurden Gesamtverformungen von max. 45 mm gemessen (s. Abb.5), mit einem annähernd linearen Verschiebungstrend und mittleren jährlichen Verformungen von 5 - 8 mm (Messstrecken MS 4 & 5). MS 3 ist seit 2016 aufgrund einer Verkipfung der talseitigen Scholle nur noch in Talrichtung messbar. Die Messstrecken MS 1 & 2 zeigen keine Bewegung.

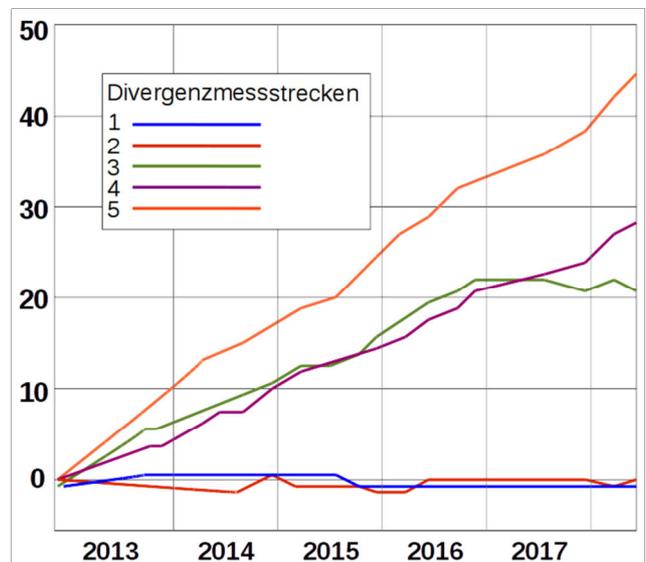


Abb. 6: Divergenzmessungen im Zeitraum 12-2012 bis 06-2018, Verformung in mm.

Unterhalb der Abbruchbereiche wurden im oberen und mittleren Hangabschnitt kaum frisch verstrüzte Klüftkörper (V_{\max} 1,5 m³) kartiert, was die derzeit geringe Aktivität unterstreicht. Dagegen ist im mittleren und unteren Hangdrittel eine Häufung von großem (Felssturz-) Blockwerk (Marmoren und Bänderkalke) aus länger zurückliegenden Ereignissen vorhanden. Die drei größten abgeglittenen Felsschollen haben Kubaturen zwischen rd. 250 m³ bis 840 m³. Die restlichen kartierten Großblöcke haben Volumina zwischen 10 m³ und 160 m³ mit einer Dominanz von Blöcken mit 10 m³ bis 50 m³.

Ablöseprozesse und Versagensmechanismen

Der Ablösebereich West ist durch eine starke Zerlegung und Auflockerung des Felsverbandes gekennzeichnet (s. Abb. 5) und bildet den Hauptablösebereich. Bergseitig wird der Felsriegel durch ein rd. 20 bis 30 m breites Nackental („Grube Topf“) begrenzt (s. Abb. 2). Im rd. 60 m langen zentralen oberen Abschnitt zwischen 1.150 bis 1.190 m ist eine max. 20-30 m hohe und nahezu senkrechte Steilwand aus Bänderkalken und Kalkmarmoren ausgebildet. Die talseitige Felswand weist an ihrer Basis eine markante Ausbauchung auf (s. Abb. 7), die als Anzeichen für „Buckling“ (Beulen) gedeutet wird. Hierbei führt das Eigengewicht der steil stehenden, gering mächtigen (max. 5 m im gegenständlichen Fall) Platte und/oder Wasserdruck zu einem „Knicken“ bzw. Durchbrechen.



Abb. 7: Ablösebereich West mit Ausbauchung des Wandfußes und plattigen Ablösungen an der oberen Steilwand (re.), sowie bergseitig abgetrenntem Felsblock (ca. 9 m Kantenlänge) im mittelsteil geneigten und stufenartig gegliederten Unterhang.

An der Ablösefläche entlang der Divergenzmessstrecke 5 wurde eine Bewegung der talseitigen Scholle um rd. 70 cm nach SSW rekonstruiert, sowie eine „Anhebung“ der talseitigen Scholle um rd. 10-15 cm. Dieser vertikale Versatz ist das Ergebnis von Kippbewegungen, was auch anhand der Divergenzmessungen gefolgert werden kann (s. Pkt. 3). Ebenso bestätigt eine kinematische Analyse (s. Abb. 3), dass die steil stehenden Schieferungsflächen bei den gegebenen Hangneigungen zwischen 55° und 70° Flexural Toppling (Kippen) nach [1] ermöglichen. Dabei kann es aufgrund der Zugbeanspruchungen an der Basis der kippenden Platten zur Ausbildung einer basalen, häufig planaren

Gleitbahn kommen, sodass ein Übergang von langsamen Kipp- zu schnelleren Gleitbewegungen sowie Kombinationen aus beiden Bewegungsarten möglich sind. Folglich ist auch ein großräumiges Versagen, vor allem steiler geneigter Abbruchbereiche, denkbar (s. Pkt. 6 und Abb. 9).

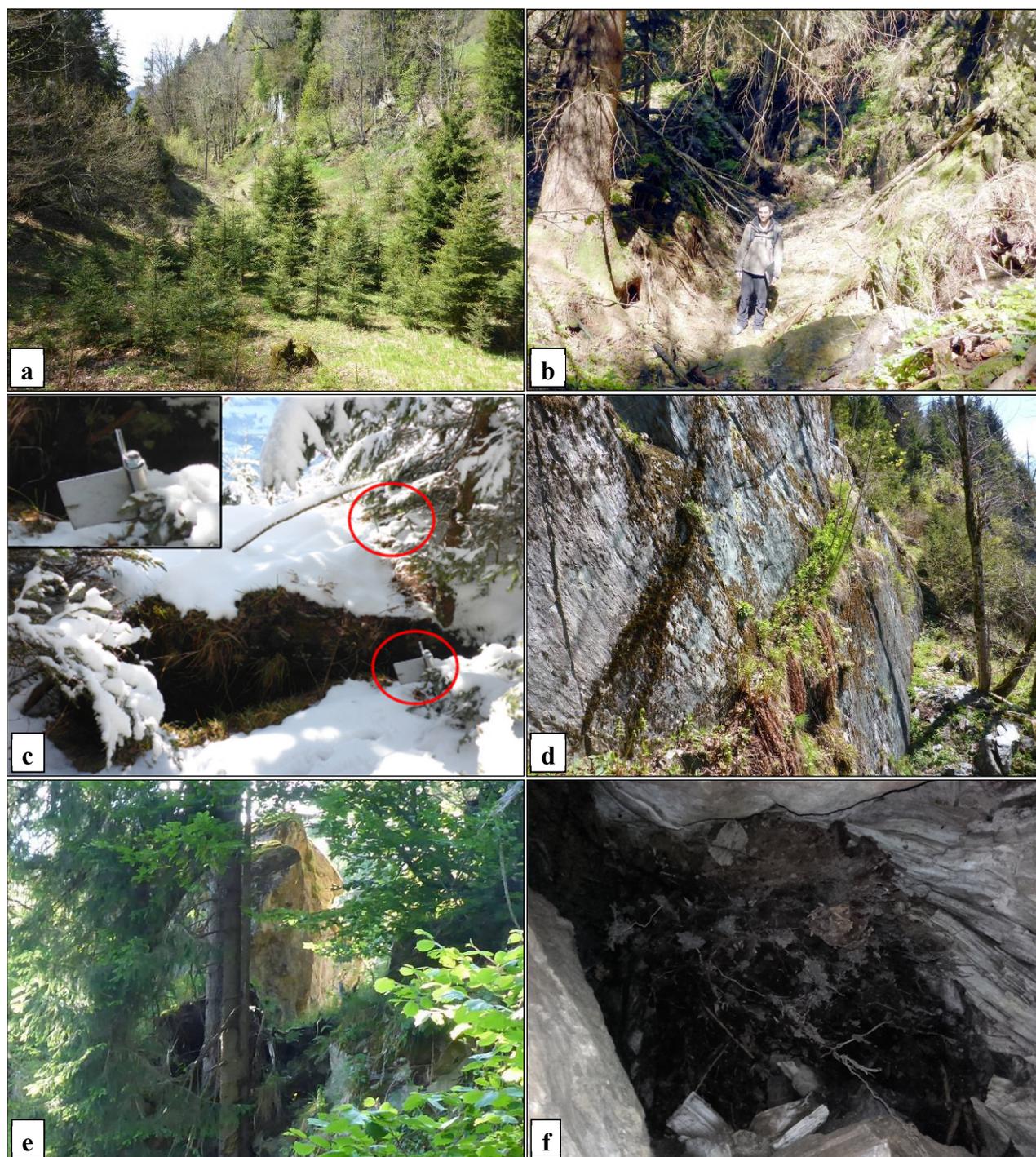


Abb. 8: Unterschiedlich große Zerrstrukturen im Ablösebereich West mit dem Nackental "Grube Topf" (a), einem kleinen Nackental am Hang darüber (b) und einer geöffneten Kluft mit rot markierten Anschlagpunkten der Divergenzmessstrecke 2 und Detail eines Anschlagpunktes (c). Bergseitige Begrenzung des Nackentales im Ablösebereich Ost mit steil stehender Störungsfläche in Metatuffiten (d). Isolierter Felsblock im bewaldeten Unterhang des Ablösebereiches West (e). Blick nach oben auf den Waldboden in einer verwachsenen begehbaren Spalte (f).

Von 1.000 m bis 1.150 m ü.A. dominieren Kalkschiefer und -phyllite den im Mittel rd. 50° geneigten Hang, mit einem in einzelne Felstürme, -platten, -schollen und durch Steilstufen zergliederten Gebirgsverband. Charakteristisch sind Ablösungen von massigen Kalkmarmor- bzw. Bänderkalkschollen (s. Abb. 7 & 8) entlang steil stehender, bergseitig geöffneter Klüfte (Streichen 110° bis 130°), die tief in den Untergrund reichen. Derartige Einzelblöcke können Ausmaße von deutlich über 10 m Kantenlänge erreichen mit Gesamtkubaturen von bis zu 1.500 Kubikmetern (s. Abb. 7 & 8).

Übergeordnete Prozesse und sekundäre Hangbewegungen

In der amtlichen geologischen Karte [6] wird der untersuchte Hangabschnitt als tiefgründige Kriechbewegung bzw. Sackung/Talzus Schub ausgewiesen, wobei Begriffe wie Sackung und Bergzerrei ßung die Mechanismen bzw. das Geschehen in den oberen Hangbereichen beschreiben [3]. Zwar sind im Projektgebiet exemplarisch zahlreiche Zerrstrukturen im oberen Hangabschnitt entwickelt (s. Abb. 5), die auf ein talwärtiges Zergleiten der Felsmasse hindeuten, im bewaldeten Unterhang fehlt jedoch ein typisches Ausbauchen (s. Abb. 2). Da bei tiefgreifenden Kriechbewegungen eine große Bandbreite an morphologischen Formen und Bewegungsmechanismen auftreten kann, scheint der weiter gefasste Begriff der DSGSD (deep-seated gravitational slope deformation) besser geeignet.

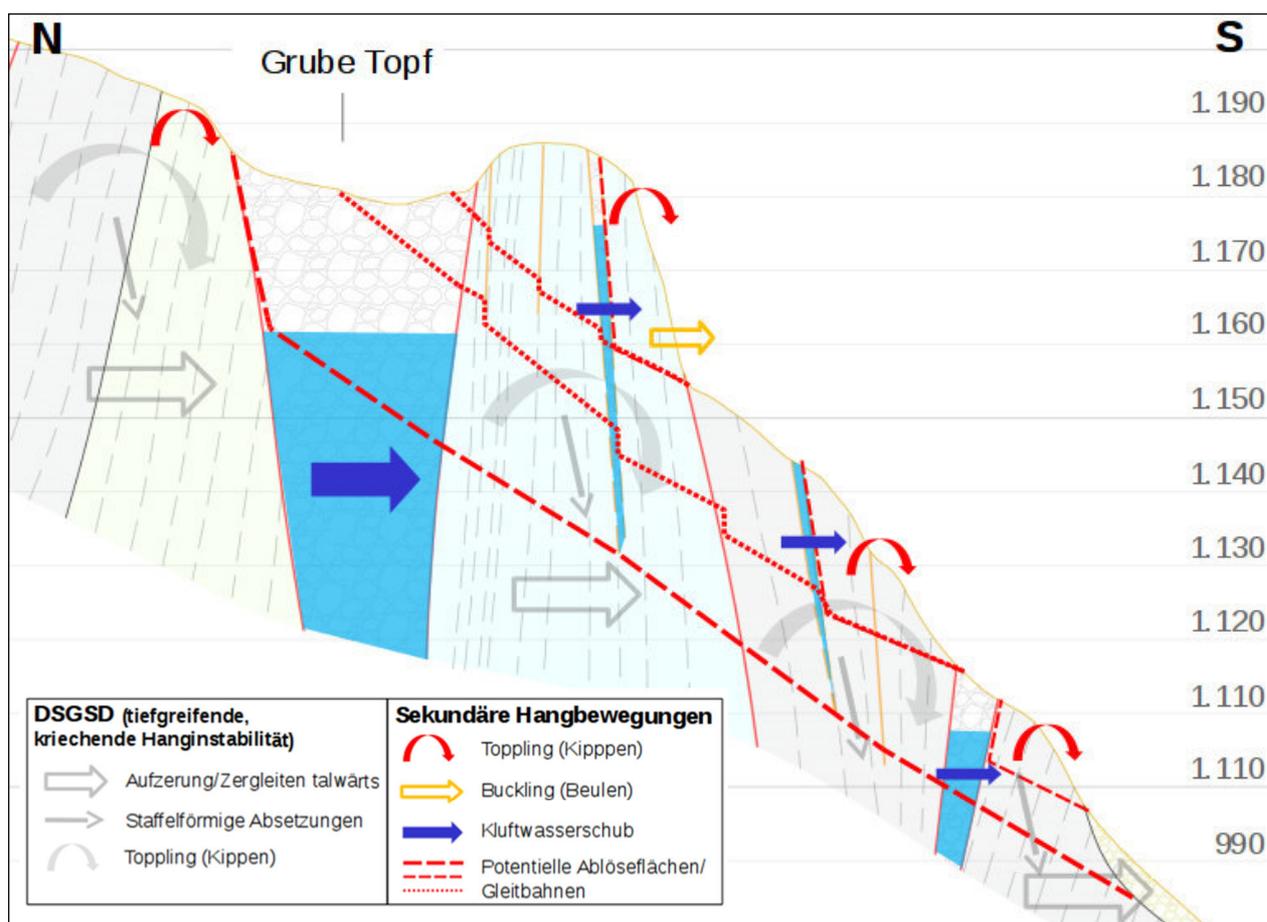


Abb. 9: Schematische Skizze zu den ablaufenden Hangbewegungsprozessen im Ablösebereich West mit Differenzierung zwischen den übergeordneten langsamen Bewegungen (DSGSD) und Ablösemechanismen der sekundären Hangbewegungen.

Bei der gegenständlichen Hanginstabilität werden die tiefgreifenden Kriechvorgänge als Ausgleichsbewegung der übersteilten Talflanke gedeutet, die ihren Ursprung spätestens mit dem Eisfreiwerden am Ende der Würmeiszeit haben. Aufgrund der Prädisposition durch die Morphologie (langgestreckter Geländerrücken), das Trennflächengefüge (steil stehende Schieferungsflächen parallel zum Hang fördern Toppling) und die lithologischen Wechsel mit unterschiedlichen Kompetenzen wurden diese Bewegungen noch begünstigt. Entlang der vermutlich tektonisch vorgelegten, steil nach Süden einfallenden Störungsflächen sowie aktivierter Schieferungsflächen wurden zudem staffelförmig angeordnete, vertikale Versätze (Abschiebungen) des Felsverbandes nach S hin ermöglicht (s. Abb. 9). Dies führte zu einem Absacken/Verkippen ganzer Felsschollen, einhergehend mit einer progressiven Auflockerung bzw. Auflösung des Gefügeverbandes und dem Zergleiten der Felsmasse. Verstärkt werden diese Effekte durch die Abflussverhältnisse, wodurch sich in den geöffneten Zerrstrukturen (zumindest lokal und temporär) erhebliche hydrostatische Drücke aufbauen können.

Das anhaltende „Zergleiten/Kippen bzw. Aufzerren“ des Gefügeverbandes führt mit der Zeit zu einer Destabilisierung des gesamten Gebirgsverbandes. Das Resultat sind sekundäre Hangbewegungen in Form von Stein-/Blockschlag sowie Felssturzereignissen im Ausmaß von einigen 10.000 m³ bis über 100.000 m³ durch Ablöseprozesse in Form von Buckling, Toppling, Gleiten und Mischformen dieser Typen.

Szenarienbildung

Felssturzzenarien sind begrenzt auf den Zentralabschnitt im Ablösebereich West sowie unmittelbar angrenzende Hangareale mit entsprechender Exposition. Ein Gesamtversagen der Steilstufe in einem einzelnen Ereignis durch einen Übergang der Toppling- in Gleitbewegungen durch die Ausformung einer basalen Gleitfläche wird aufgrund der starken Zergliederung und den Erfahrungen der Ereignisse in den 1930er Jahren als unrealistisch beurteilt. Wahrscheinlicher scheint dagegen ein Teilversagen einzelner Felstürme und -platten oder von Wandabschnitten. Nachfolgend werden mögliche Szenarien aufgelistet, die ein potentielles Risiko für das Krankenhaus darstellen:

Felssturz 100.000 m³: Gesamte Felsstufe (Versagensmechanismus: Übergang von Toppling zu Gleiten)

Felssturz 22.500 m³: obere Steilstufe (Übergang von Toppling zu Gleiten)

Felssturz 4.000 m³: Versagen der vordersten Platte der oberen Steilstufe (Buckling/Toppling)

Felssturz 100 m³ bis wenige 1.000 m³: unterer Abschnitt mit isolierten Felsfeilern/-türmen (Toppling/Gleiten)

Blockschlag bis max. 160 m³: Ablösungen von Einzelblöcken dieser Größenordnung sind entsprechend des Geländebefundes möglich. Aufgrund vorgelegter Trennflächen ist eine Fraktionierung während des Sturzprozesses sehr wahrscheinlich. (Toppling/Gleiten)

Einzelblöcke bis ca. 2 m³: Blockschlag dieser Größenordnung kann jederzeit stattfinden; verhältnismäßig frisch abgestürzte Blöcke sind im Gelände jedoch nur vereinzelt in den oberen Hangbereichen unterhalb der Ablösebereiche vorhanden; Anrainer berichten von derartigen Ereignissen, welche vorwiegend im Frühjahr stattfinden.

Gefährdungsabschätzung

Aus den dokumentierten Felssturzereignissen der jüngeren Vergangenheit, kartierten Felssturزابlagerungen und einer statistischen Auswertung historischer Massenstürze konnte mit Hilfe der Fahrböschungswinkel-Methode (Zusammenhang Reichweite/Kubatur) gezeigt werden, dass von den betrachteten Felssturzscenarien auch bei einem unwahrscheinlichen Gesamtversagen der Felsstufe mit rd. 100.000 m³ keine unmittelbare Gefährdung für die Krankenhausgebäude ausgeht. Ergänzende 3D-Steinschlagsimulationen des geologischen Dienstes Land Salzburg (Ramms:Rockfall) mit verschiedenen Blockgrößen zwischen 40 m³ und 160 m³ ergaben zumindest eine potentielle Gefährdung durch Blockstürze, da sich Krankenhausgebäude im Auslaufbereich einzelner Trajektorien befinden. Schlussfolgernd besteht für einzelne Krankenhausgebäude eine Restgefährdung durch Einzelblöcke, die sowohl bei Felssturzereignissen als auch Einzelblockablösungen auftreten können.

Monitoring

Für ein zukünftiges Monitoring sind folgende Rahmenbedingungen und Anforderungen zu berücksichtigen:

- schwer zugängliches Gelände in den vier Ablösebereichen
- komplex strukturierte Ablösebereiche mit ausgeprägter räumlicher Zergliederung und mehreren Versagensmechanismen
- Verifizierung der Bewegungsbilder und Versagensmechanismen
- Differenzierung Kriechbewegung vs. sekundäre Bewegungen
- Einfluss Niederschlagsgeschehen und Schneeschmelze
- Räumliche Abgrenzung von Teilbewegungen
- Prognose Bewegungsentwicklung und Versagenszeitpunkt (Vorhersage)
- aktuell Beobachtung, im Bedarfsfall Nutzung als Alarm-/Warnsystem

Um die oben angeführten Anforderungen zu erfüllen, soll eine automatisierte Totalstation (TPS) zur dauerregistrierenden Überwachung eingesetzt werden. Unter den gegebenen Rahmenbedingungen wird eine Messgenauigkeit von 3-4 mm prognostiziert. Auf Basis der zukünftigen Messergebnisse können Veränderungen im Bewegungsverhalten und Beschleunigungen einzelner Teilbereiche erkannt und so konkrete Gefährdungspotentiale ausgeschieden werden. Im Bedarfsfall erfolgen tiefer gehende Untersuchungen und können gegebenenfalls Schutzmaßnahmen, Notfallpläne, etc. geplant bzw. ausgearbeitet werden. Mit diesem schrittweisen Vorgehen können entsprechende Maßnahmen rechtzeitig und nach Erfordernis getroffen werden, wodurch ein Maximum an Sicherheit und Kontrolle gewährleistet ist.

Referenzen

- [1] Goodman, R. E., Bray, J. (1976): Toppling of Rock Slopes. Proc. Speciality Conference on Rock Engineering for Foundations and Slopes, Boulder, Colorado, ASCE, 2: 34
- [2] ILF (1999): Felssturz St. Veit i. Pongau, Beurteilung der Felssturzgefährdung, Technischer Bericht vom 07.11.1999 (unveröff.)
- [3] Kienholz, H., Zeilstra, P., Hollenstein, K. (1998): Begriffsdefinitionen zu den Themen: Geomorphologie, Naturgefahren, Forstwesen, Sicherheit, Risiko (Arbeitspapier). – 66, Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft/BUWAL, Eidgenössische Forstdirektion, Bern
- [4] Lindenthaler, K. (1991): Heimatbuch Sankt Veit im Pongau. Unsere Marktgemeinde einst und jetzt. – 400, Eigenverlag der Marktgemeinde St. Veit im Pongau, St. Veit im Pongau
- [5] Müller, L. (1956): Felssturzgebiet St. Veit, Baugeologisches Gutachten über die Gefahr von Felsabstürzen, Bericht vom 14.09.1956 (unveröff.)
- [6] Moser, M., Pavlik, W. (2013): Geofast Karte - Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – Blatt 125 Bischofshofen
- [7] Premstaller Geotechnik (2018): St. Veit Landeskrankenhaus, Beurteilung der Steinschlag- und Felssturzgefahr, (unveröff. Bericht)

Der Felssturz an der B99-Katschberg Bundesstraße nahe Pfarrwerfen - Sicherung des Felssturzgebietes und Sanierung von bestehenden Stützmitteln

Andreas Schober¹, Markus Kraxner²

¹Geoconsult ZT GmbH, Hölzlstraße 5, 5071 Wals

²HTB Baugesellschaft mbH, 6471 Arzl im Pitztal

Abstract

During the night from the 12th of August to the 13th of August 2017, a large rockslide with a total volume of about 13.000 m³ occurred along the B99 Katschberg Bundesstraße near Bischofshofen. The road had to be closed and assessed by the geological survey of Salzburg.

After a second minor rockfall a few days later, it was decided to set up a protection concept. Experts of the provincial government, the geological survey, the road maintenance depot, the bridge maintenance depot and the designer collaborated closely. Within a month planning was finished, a tender was prepared, and a building company was assigned.

As main protection components against a possible deep-seated failure 2 horizontal and 12 vertical concrete beams combined with up to 25 m long multistrand anchors were planned. Furthermore, the system included netting in the upper part of the sliding plane and a shotcrete sealing in the lower part. Within these areas 4-15 m long anchors were installed arranged in a raster of about 2,5 x 2,5 m to prevent shallow failures.

Additionally, existing protective structures were renovated and supplemented with multistrand anchors.

Finally, a digital surface model was created from drone data which was then compared with an existing digital elevation model to calculate the rockslide volume.

Keywords: Rockslide, Rockfall, Protective Structures, Multistrand anchors, Concrete beams, Drone data

Einleitung

In der Nacht vom 12.8.2017 auf den 13.8.2017 ereignete sich bei Km 1,1 der B99 Katschberg Bundesstraße nahe Pöham im Fritztal ein Felssturz mit einem Volumen von ca. 13.000 m³, der die Straße auf einer Länge von ca. 60 m bis zu 20 m hoch verschüttete (Abb. 1). Die B99 Katschberg Bundesstraße führt von Bischofshofen in Salzburg nach Spittal an der Drau in Kärnten und stellt eine wichtige Verbindung für den Nahverkehr und eine Ausweichstrecke für die A10 Tauernautobahn dar.

Als Erstmaßnahme wurde eine Begehung durch die Landesgeologie Salzburg durchgeführt, wobei das Versagen bestehender Sicherungsmittel festgestellt wurde und eine Beräumung des Felssturzgebietes mit geologischer Betreuung angeordnet wurde.

Am 21.8.2018 kam es im Bereich der zentralen Gleitebene zu einem kleineren Nachbruch. Im Zuge der nachfolgenden geologischen Untersuchung wurde der vermutete instabile und inhomogene Charakter des Gebirges bestätigt und es wurde in enger Zusammenarbeit mit der Landesgeologie/Landesstraßenverwaltung (Auftraggeber), der Straßenmeisterei, der Brückenmeisterei und des Planers, die Planung und Ausführung eines Sicherungskonzeptes beschlossen.

Innerhalb eines Monats wurde das gesamte Sicherungskonzept erstellt, die Ausführungsplanung durchgeführt, die Ausschreibungsunterlagen erstellt und die Vergabe im beschleunigten Verfahren abgeschlossen. Durch die enge Zusammenarbeit von Auftraggeber und Planer konnte die Baufirma (HTB) bereits einen Monat nach dem Schadereignis (Mitte September) mit den Arbeiten beginnen.

Zeitgleich wurden die von der Brückenmeisterei vor dem Felssturz geplanten Ankerprüfungen entlang der B99 aufgenommen und es wurde festgestellt, dass einige der bis zu 40 Jahre alten Sicherungsmittel keinen ausreichenden Krafteintrag mehr leisten. Somit wurde beschlossen, den gesamten Streckenabschnitt von Km 0,8 bis 1,8 im Zuge der Sicherungsarbeiten des Felssturzgebietes zu sanieren. Die Bauarbeiten konnten im April 2018 abgeschlossen werden und die Straße wurde am 18.4.2018 offiziell für den Verkehr freigegeben.

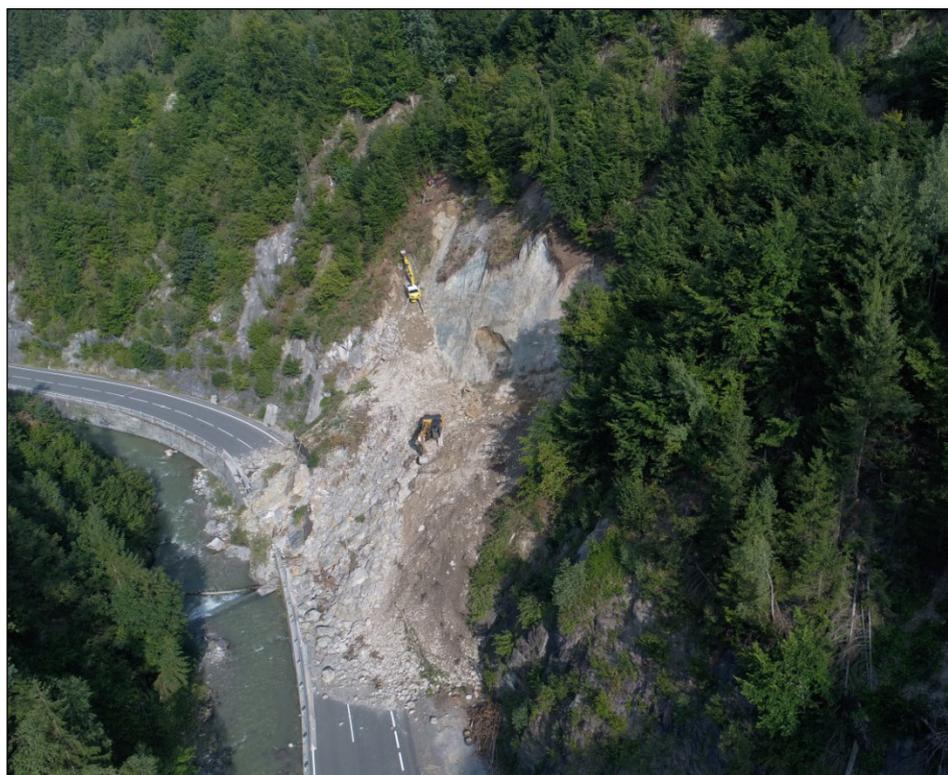


Abb. 1: Luftbild des Felssturzgebietes (Drohnenaufnahme Geoconsult vom 22.8.2017)

Geologie

Das Projektgebiet befindet sich in den Nördlichen Kalkalpen an der Grenze zwischen der Grauwackenzone im Süden und den Werfener Schichten im Norden und ist aus Gesteinen der Werfener Schiefer und Werfener Kalke aufgebaut. Hierbei handelt es sich um bunten, plattigen Sand- und Tonstein, Mergelstein und Kalkstein [1]. Die Werfener Schiefer wurden infolge der Alpidischen Deckenstapelung z.T. stark tektonisch beansprucht [2] und das Fritztal stellt eine inneralpine Störungszone dar.

Festgesteine:

Im Projektgebiet stehen vorwiegend violette und grünlich graue Kalksandstein/-schiefer mit Hellglimmerdetritus an (Abb. 2), welche zum Teil bräunlich verwittert bzw. oberflächlich limonitisiert und oxidiert sind. Die Kalksandsteine und Schiefer zeigen einen massigen bis plattigen Habitus wobei die Schieferung nur schwach ausgeprägt zu erkennen ist.



Abb. 2: Variationen des Kalksandstein/Schiefers

Störungsgesteine:

Die Kernzone besteht aus feinklastischem, schluffigem Störungsmaterial (fault gouge) (Abb. 3). Des Weiteren sind Störungsbrekzien sowie durch Kalzitausfällungen (Abb. 3) wiederverfestigtes Material aufgeschlossen.



Abb. 3: Störungsgesteine

Hydrogeologie

Im Zuge der Bohrarbeiten für die Litzenanker wurden mehrfach wasserführende Horizonte angetroffen. Daraufhin wurden Erkundungsbohrungen, die in weiterer Folge zu dauerhaften Entlastungsbohrungen ausgebaut wurden, abgeteuft. Es zeigte sich, dass der Hauptkluftaquifer in einer Tiefe von 8-13 m liegt und an einen stark zerlegten (gestörten) Bereich gebunden ist (

Abb. 4). Auch die kleineren Wasserzutritte in den Bohrungen waren stets an zerlegte Bereiche gebunden. Im Endzustand wurden sechs Entlastungsbohrungen mit einer Gesamtschüttung von 2-3 l/sec hergestellt (Abb. 5).



Abb. 4: Bohrlochammerabefahrung in einer Erkundungsbohrung (links: intaktes Gebirge; rechts: zerlegter Bereich)



Abb. 5: Bergwasser Austritte

Geologisches Modell

Der Felssturz ereignete sich entlang einer Gleitfläche innerhalb der Störungszone. Der maßgebende Störungsbereich bestand aus einer ca. 5-30 cm mächtigen Kernzone und einer ca. 2 m mächtigen „damage zone“. Das feinklastische Material (fault gouge) der Kernzone fungierte während des Felssturzes als Gleitschicht entlang der Gleitfläche. In der „damage zone“ fanden sich stark zerlegte Kalksandsteine/-schiefer und es zeigten sich deutliche Scherbänder und Scherkörper. Der Übergang zum ungestörten Festgestein war durch großblockige Scherkörper geprägt.

Als Grundlage für das Modell wurde das Oberflächenrelief vor dem Felssturz (Geländedaten aus SAGIS) mit zwei an verschiedenen Tagen aufgenommenen Reliefs nach dem Felssturz (Daten aus Drohnenbefliegungen) verglichen. Die Reliefs wurden mit den aufgenommenen Trennflächenscharen (SF

und 3 Kluftscharen) verschnitten (Abb. 6). Weiters wurden Scherbereiche/Störungsbereiche in unterschiedlichen Tiefenstufen angenommen (Erkenntnisse aus Erkundungsbohrungen), welche ebenfalls mit den Reliefs und den Trennflächenscharen verschnitten wurden und welche als potentielle Gleitbahnen fungieren konnten. Daraus konnten der Versagensmechanismus und die damit einhergehenden möglichen Kubaturen von weiteren Felsstürzen abgeleitet werden.

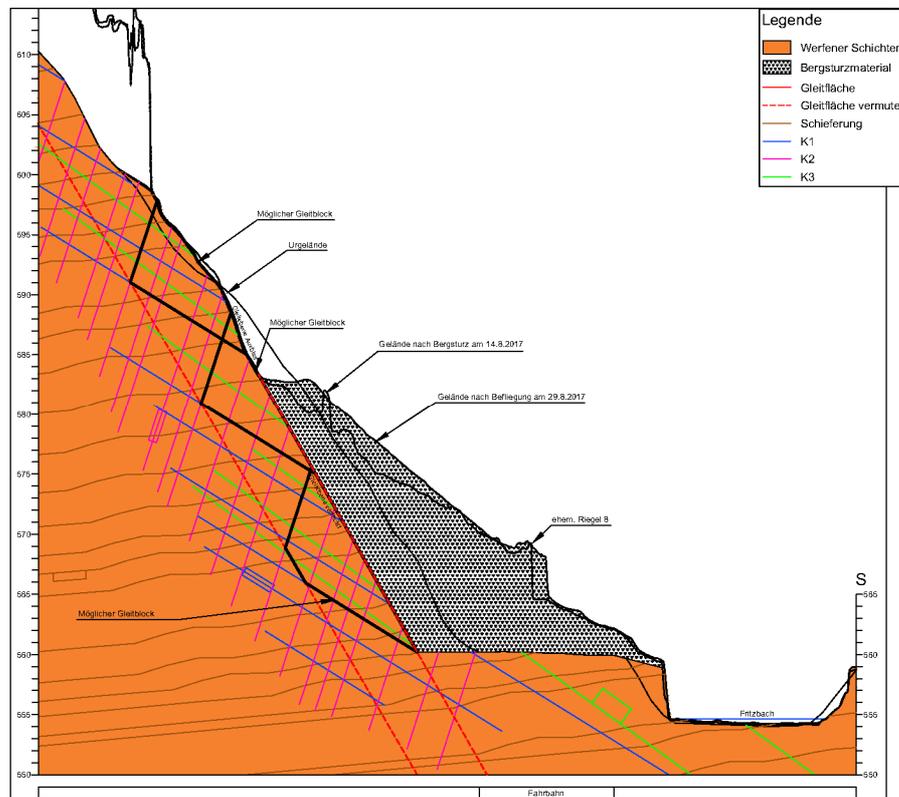


Abb. 6: Geologisches Modell – Geländeschnitt

Maßnahmenplanung

Als Planungsgrundlage diente das geologische Modell. In Abhängigkeit vom Versagensmechanismus und der möglichen Kubaturen wurden die Maßnahmen erarbeitet. Um ein weiteres tiefliegendes Versagen zu unterbinden, wurden 2 horizontale Ankerbalken mit je 25 Stück Litzenanker mit einer Länge von 20 m und einer Tragfähigkeit von 2700 kN sowie 12 vertikale Ankerbalken mit 5 bis 7 Litzenankern mit Längen zw. 15 und 25 m und einer Tragfähigkeit von 800 bis 3100 kN geplant.

Um ein oberflächennahes Versagen zu verhindern, wurden der obere Wandteil mit einer kraftschlüssigen Vernetzung und der untere Teil mit einer bewehrten Spritzbetonversiegelung gesichert. Zusätzlich wurde der gesamte Bereich mit einer Systemankerung mit 4 bis 15 m langen Zugverpressankern/Injektionsbohranker mit einer Tragfähigkeit von 330 bis 600 kN versichert.

An der oberen Abrisskante wurde ein Abrollschutz installiert und seitlich des Felssturzes wurde auf einer Länge von ca. 100 m ein Steinschlagschutzzaun mit einer Höhe von 3 m und einer Energieaufnahmekapazität von 500 kJ montiert.

Die bestehenden Sicherungsmittel (Ankerbalken) im Straßenabschnitt wurden mit 15 bis 25 m langen Litzenankern mit einer Tragfähigkeit von 600 bis 3100 kN saniert.

Bauausführung

Vor Beginn der Bohr- bzw. Sicherungsarbeiten wurde die Felswand von losem Gestein beräumt, um die Sicherheit der Arbeitskräfte, sowie die Zugänglichkeit sicherzustellen. Des Weiteren wurde eine Rampe auf den bis zu 20 m hohen Felssturzkegel errichtet, um die Bauarbeiten bestmöglich mit schweren Baugeräten unterstützen zu können.

Um die diversen Stützmittel herzustellen, mussten eine Vielzahl an Verfahren bzw. Geräten verwendet werden. So kamen beispielsweise zur Herstellung der oberen Ankerhorizonte LKW-Kräne mit einer Reichweite von bis zu 40 m als Trägergeräte für die Anbaubohrlafetten zur Anwendung, welche mit Fortlauf der Arbeiten durch Kettenbagger ersetzt werden konnten. Zur Herstellung der Litzenanker und Zugverpressanker wurde das sogenannte Imlochbohrverfahren angewandt. Im Gegensatz dazu wurden die Injektionsbohrranker direkt beim Bohrvorgang eingebracht.

Um die Vernetzung in kürzest möglicher Zeit anzubringen, wurden die Netzelemente in Bahnen per Hubschrauber eingeflogen und danach regelmäßig mit Stahlseilen und Zahnplatten an die Felswand gespannt. Im tiefergelegenen Bereich wurden aus Baustahlgittermatten und Spritzbeton welcher im Nassspritzverfahren aufgebracht wurde eine standsichere Spritzbetonnagelwand hergestellt. Zeitgleich wurden die ca. 13.000 m³ Felssturzmaterial gelöst und abtransportiert. Mit Fortschritt der Spritzbetonsicherung konnten die vertikalen und horizontalen Ankerbalken errichtet werden. Letztendlich wurde die Stützwirkung der Ankerbalken durch das Vorspannen der Litzenanker gewährleistet.

Um diese Sicherungsarbeiten in der straffen Bauzeit zu bewältigen, waren zu Spitzenzeiten 3 LKW-Kräne, 4 Kettenbagger, 2 Baukräne, 4 Anbaubohrlafetten und bis zu 40 Mann im Einsatz, welche Ihre Arbeit auch in Nachtschichten verrichteten.



Abb. 7: Bauablauf (Webcam HTB)

Fertigstellung

Die Bauarbeiten wurden im April 2018 fertiggestellt (Abb. 8) und im Zuge einer abschließenden Begehung mit allen Projektbeteiligten wurden die fertigen Bauwerke an den Auftraggeber übergeben. Als Unterstützung für die Abrechnung wurde das bestehende 1 m Modell des Landes Salzburg (SAGIS) mit einem per Drohnenflug neu erstelltem Oberflächenmodell verrechnet und so die Kubatur des Felssturzes ermittelt (Abb. 9).



Abb. 8: Luftbild des zentralen Felssturzbereiches nach Fertigstellung der Sanierungsarbeiten

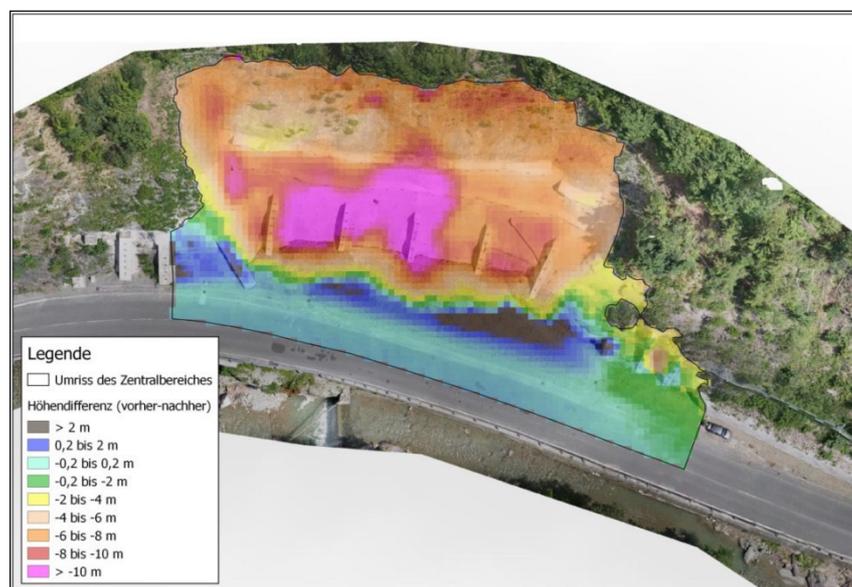


Abb. 9: Felssturzbereich im Vergleich der Geländemodelle

Zitate

- [1] Geologische Karte von Salzburg - Erläuterungen, M 1:200.000, GBA, Salzburg Wien, 2009
- [2] Feitzinger, G., Günther, W., & Brunner, A. (1998): Bergbau- und Hüttenaltstandorte im Bundesland Salzburg. Land Salzburg.

Prozesse die zu grossem Fels- und zu Bergsturz führen

Ruedi Krähenbühl ¹⁾, Christoph Nänni ²⁾, Florian Donau ¹⁾

¹⁾ *BauGrundRisk GmbH, Sennensteinstrasse 5, CH-7000 Chur*

²⁾ *Tiefbauamt Graubünden, Sägenstrasse 78, CH-7000 Chur*

In: Swiss Bull. angew. Geol. Vol. 23/1, 2018, S. 29-56

Zusammenfassung

Nach jahrzehntelangen, intensiven Erfahrungen im Bereich von Sturzprozessen in den verschiedensten Funktionen liegt nachstehend eine Auslegeordnung vor, welche den ganzen Bogen über das Thema Felssturz spannt, von den Ursachen, der Erkennung, der Abklärung, der Beurteilung, der Massnahmenwahl, der Vorhersage und des Gefahrenmanagements. Anhand von Praxisbeispielen werden ausgewählte Themen vertieft ausgeleuchtet. In unserer dicht genutzten Landschaft steigt der Druck auf eine wirkungsvolle Gefahrenprävention. Bei grossen Sturzprozessen muss es darum gehen, Gefahren konkret und wirklichkeitsnah zu erkennen, um vor einem Ereignis gezielt die geeigneten Rückzugs- und Schutzvorkehrungen vornehmen zu können. Neben dem Schutz von Personen muss der meist immense, materielle Schaden begrenzt werden können.

Das stellt hohe Anforderungen an den in der Pflicht stehenden Fachmann, den Geologen. Die Praxis zeigt, dass wenn auch jedes Sturzpotential naturbedingt einem Unikat gleichkommt, es trotzdem Muster und Vorgehensweisen gibt, welche die Chance auf einen «kontrollierten Bogenverlauf» von der Sturzdispositionserkennung bis zum Sturzereignis wesentlich zu erhöhen vermag. Die Vergegenwärtigung des Prozessverständnisses für «Sturz», das Erkennen der massgebenden Felsentfestigungsprozesse, was erst gezielte, geologische Abklärungen ermöglicht, die als Grundlage für eine wirklichkeitsnahe Gefahrenbeurteilung unabdingbar sind, bilden das Fundament dieses Vorhabens. Die wirklichkeitsnahe Gefahrenbeurteilung ermöglicht in Hinblick auf ein grosses Sturzereignis die effiziente Wahl der vorbereitenden Schutzmassnahmen, begünstigt die präzise Ereignisvorhersage und erleichtert das integrale Risikomanagement. Damit kann der unaufhaltsame Schaden wesentlich reduziert werden. Hier sind die Geologen gefordert.

Die wesentlichen Aspekte der vorliegenden Analyse und Auslegeordnung sind, dass nach dem Erkennen einer Felssturzdisposition gezielte messtechnische Abklärungen und Überwachungen nur dann möglich sind, wenn vorgängig eine detaillierte, geologische, felsmechanische und kinematische Entfestigungs-, Prozess- und Ursachenanalyse erarbeitet wurde. Detaillierte, geologische Feldaufnahmen bilden dabei die Basis und sind unabdingbar. Felssturzdispositionen lassen sich generell in drei verschiedene Typen von unterschiedlich dominierten Prozessen, wie Gleiten, Kippen/Gleiten und Kippen unterteilen. Der Typ «Kippen/Gleiten» ist am schwierigsten zu erfassen und ist für das Erstellen von Sturzprognosen äusserst anspruchsvoll. Er kann heute die grössten Sturzvolumina generieren und überraschend bei geringen Verschiebungen und Verschiebungsgeschwindigkeiten eintreten. Seine Entfestigung und Sturzbereitung wird primär von gravitativ gesteuerten, felsmechanischen Prozessen bestimmt.

In der Praxis wird das Augenmerk fälschlicherweise oft zu sehr auf die Auslöseprozesse gesetzt (Trigger). Diese treten erst in der Endphase einer Entfestigung auf, es braucht sie aber nicht zwingend. Der gezielte Einsatz einer heute fortgeschrittenen Messtechnik erlaubt es nicht nur eine Sturzdisposition zu erkennen,

sondern auch zu beurteilen, ob sie sich in einem unkritischen Anfangsstadium oder bereits im Bereich eines kritischen Endzustands befindet. Dies ermöglicht die Vorhersage von Sturzereignissen, für die stets ein dreistufiger Vertrauensbereich angegeben werden soll. Da bei seltenen Ereignissen wie grosser Fels- und Bergsturz zwangsläufig nur wenig Geologen über eigene Erfahrungen verfügen können, ist bei Dispositionen mit sehr grossem Gefahren- oder sehr hohem Schadenpotential dem bearbeitenden Geologen ein Expertenteam, welches über solche Erfahrungen verfügt, zur Seite zu stellen.

Abstract

Based on over two decades of practical experience managing rockslide processes, we provide an overview of the entire chain of rockslide hazard management. We discuss with illustrated examples, the potential causes of rock-mass softening, the identification, investigation and assessment of rockslide hazard, and finally to the prediction of rockslide events.

The principal understanding of a rockslide is obtained from field work. Following the detection of a rockslide predisposition, an effective and efficient monitoring campaign is only possible if preliminary detailed field analysis have been carried out. Essential are a sound understanding of the geological, rock mechanical and kinematic destabilisation processes. Rockslide predispositions can be divided into three types of processes, based on «sliding», «toppling/sliding» and «toppling». The type «toppling/sliding» is recognized as the most complex and therefore difficult to analyse. Respectively these can generate the largest rockslide volumes. Examples are Randa 1991 and Piz Cengalo 2017. The progression of a rockslide from rock softening through to its failure is mainly controlled by gravitational and rockmechanical processes. Targeted rockmass monitoring enables the kinematics and the stage of softening, determining whether the rockmass is in a noncritical start phase or a critical endphase close to failure. With this approach, the chances of predicting the failure event increase and it is recommended this methodology of reporting is employed to ensure increased reliability of failure prediction. It is seldom the case that a geologist will have had the chance to gain direct experience of managing large rockslide failure. In this regard, it is recommended that the leading geologist will be supported by an expert team comprised of specialists who have direct experience in managing rockslides.

1. Ausgangslage

Prozesse die zu Fels- und Bergsturz führen werden in Fachkreisen und nach Sturzereignissen in der Öffentlichkeit kontrovers diskutiert. Das in den Alpen sehr seltene Bergsturzereignis von Bondo hat dies exemplarisch vor Augen geführt. Dies weniger, weil die Ursachen, die zu Sturzereignissen führen im Grundsatz nicht bekannt wären. Wie üblich sind es Details, die für Verwirrung sorgen, das Wesentliche verschleiern und uns oft in eine falsche Richtung leiten. Im Zuge der immer intensiver geführten Klimadebatte werden von den Medien einzelne Prozesse, wie beispielsweise Permafrost als Ursache von Fels- und Bergsturz, gerne ins Feld geführt. Dies nicht zuletzt, um der Klimadebatte zusätzliches Gewicht zu verleihen. Tatsächlich hat jedoch Permafrost mit der Entstehung von grossem Felssturz und von Bergsturz nichts zu tun [1]. Es waren nicht die Medien sondern Fachleute, welche dieses Thema initial in die Diskussion einbrachten.

Sturzprozesse von grossem Volumen ereignen sich innerhalb des Naturgefahrenspektrums, wie Hochwasser, Stürme, Erdbeben, Feuer, etc., sehr selten. Sie machen weltweit weniger als 5% aller naturbedingten Schadenereignisse aus. Andererseits ist in unserem Alpenraum die öffentliche Sensibilität für gravitative Sturzereignisse in den letzten Jahren gestiegen. Dies wirkt sich bei den Verantwortlichen von Behörden und Verwaltung sowie von grossen Werkeigentümern auf den Umgang mit Sturzprozessen dahingehend aus, dass erhebliche Unsicherheiten entstehen, welche Abklärungen vorgenommen werden müssen und welche Massnahmen zweckmässig oder notwendig sind, um ein Sturzrisiko zu reduzieren (geologische Untersuchungen, messtechnische Überwachung, Alarmorganisation, bauliche Massnahmen, etc.).

Zwar gibt es heute viele, generelle Methodik und Strategien-Grundlagen, Richtlinien, Empfehlungen, Vollzugshilfen, Praxishilfen, etc. verschiedenster Behörden und Organisationen, die den Umgang mit Massenbewegungen regeln und erleichtern sollen (BAFU, BABS, ASTRA, WSL, SLF, Planat, FAN etc.). Im Rahmen des integralen Risikomanagements beleuchten diese primär den theoretischen, organisatorischen und planerischen Teil des Umgangs mit gravitativen Sturzprozessen. Den fachspezifischen, geologischen und praktischen Teil bei dem es um konkrete Sturzgefährdungen geht, ist wenig behandelt.

Jedes vorgefundene Sturzpotezial stellt aufgrund seiner geologischen, räumlichen und kinematischen Disposition ein Unikat dar. Der praktische Umgang im Detail ist daher schwierig und muss von den Geologen, und den behördlichen Verantwortlichen individuell angegangen werden. Andererseits verlangt der heutige Zeitgeist auch bei schwierigen, oft schlecht fassbaren Problemstellungen zunehmend ein effizientes, zielgerichtetes und möglichst Kosten/Nutzen optimiertes Vorgehen.

Dieser Artikel soll das ganze Spektrum grosser Sturzprozesse, von den ursächlichen Einwirkungen, der Erkennung und Abklärung von Sturzgefährdungen, deren Beurteilung, dem Einleiten von Massnahmen, bis hin zur Fragestellung der Vorhersage von Ereignissen und des Gefahrenmanagements, aus geologischer, fachtechnischer Sicht ausleuchten. Sensible und/oder weniger geläufige Themen dieses Spektrums werden mit Fallbeispielen hinterlegt. Die an unzähligen Objekten gemachten Erfahrungen und Erkenntnisse sollen der Fachwelt und der Öffentlichkeit zugänglich gemacht werden.

2. Ursache von Sturzprozessen

Übersicht Einwirkungen

In der Tabelle 1 sind die verschiedenen Einwirkungen, die den Felsen entfestigen und Sturzprozesse verursachen in einer Übersicht aufgeführt, inklusive deren Auswirkung, der generellen Ereignishäufigkeit und der Potenzialgrösse für einen allfälligen Schaden.

Für Felssturzprozesse sind die Einwirkungen 2.2-2.4 massgebend. Diese Prozesse bewirken, dass ein infolge Erosion überhöhte Felsformation über Jahrhunderte kontinuierlich entfestigt wird, bis sie schliesslich zum Absturz gelangt. Kurz vor dem Absturz können Triggereffekte, wie Starkniederschläge, Abschmelzen von Schnee, Erdbeben, etc. (2.5), den Zeitpunkt des Absturzes verkürzen oder bestimmen.

Tab. 1: Einwirkungen auf den Fels und Auswirkungen auf die Sturzprozesse

Typ	Einwirkung	Auswirkung	Häufigkeit	Potential ¹⁾
2.1a	Frost-Tauwechsel	Steinschlag, Blocksturz	häufig	bescheiden
2.1b	Auftauender Permafrost	Steinschlag, Blocksturz	langfristig	gering
2.2	Jahrestemperaturwechsel	Blocksturz, Felssturz	kleiner selten	erheblich
2.3	Kluftwasserdruck	Blocksturz, Felssturz	kleiner selten	erheblich
2.4	Gravitation (Schwerkraft)	Felssturz, Bergsturz ²⁾	sehr selten	gross
2.5	Weitere (Trigger)	Felssturz, Bergsturz	sehr selten	gross

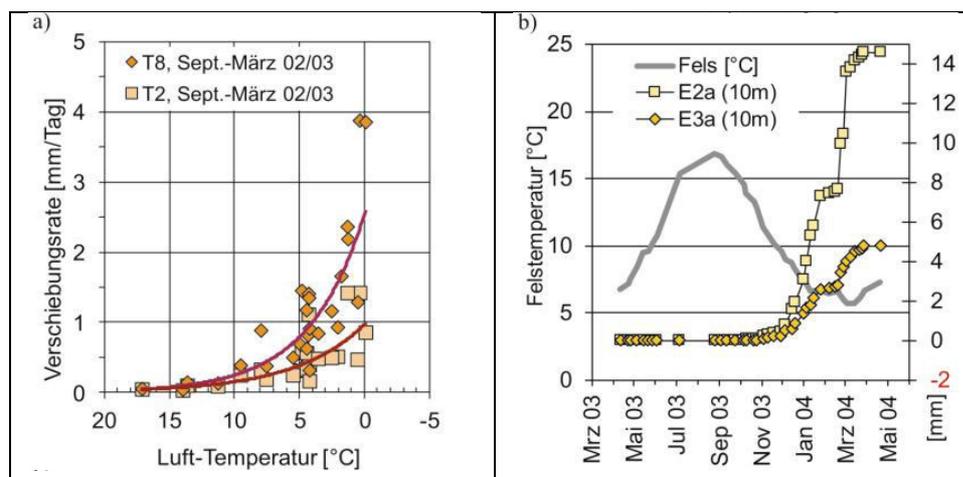
¹⁾ Beurteilungsskala Potential; **bescheiden**: kleines Schadenpotential mit häufigem Auftreten; **gering**: Potential wie "bescheiden" aber begrenzt auftretend; ²⁾ betrifft auch Steinschlag und Blocksturz.

Bei den Auswirkungen auf das Felssturzvolumen lassen sich keine klaren Grenzen ziehen, da dieses je nach den geologischen und räumlichen Verhältnissen stark variieren kann. Generell ist bei kleinen Felsstürzen von einem Volumen von 100 m³ bis wenige tausend m³ auszugehen.

Temperatureinfluss

Der von den Jahrestemperaturschwankungen abhängige Einfluss auf die Felsentfestigung steht am Anfang des Entfestigungsprozesses und wurde insbesondere in spröden, kristallinen und metamorphen Gesteinen eingehend untersucht. Er kann bei einer entsprechenden Instrumentierung des Felsens mitverfolgt werden (Fig. 1).

Mit der im Herbst abnehmenden Temperatur zieht sich der Fels entsprechend seines Ausdehnungskoeffizienten zusammen. Durch die Kontraktion reisst das Gestein da, wo es schon gerissen ist, nämlich primär entlang der Felstrennflächen. Die steil stehenden Klüfte werden in die Tiefe des Gesteins weiter geöffnet, was in exponierten Lagen von Felswänden zu Verschiebungen im Felsen führt. Steigen die Temperaturen im Frühjahr wieder an, setzt mit der Ausdehnung des Gesteins der umgekehrte Prozess ein. Die geringe, entstandene Kluftöffnung wird im untersten Kluftbereich wieder geschlossen. Dies kann vollständig oder nur teilweise geschehen. Letzteres führt zu bleibenden Verschiebungen.



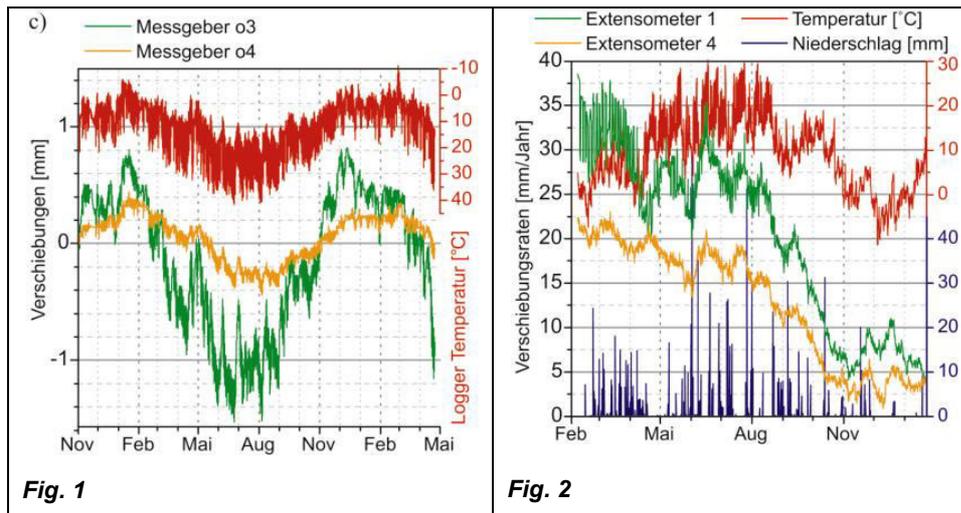


Fig. 1: Mit der ab Herbst sinkenden Temperatur können bei a) oberflächlich versetzten Jointmetern T und bei b) in Bohrlöchern versetzten Extensometern E, zunehmende Verschiebungen gemessen werden (Daten von Perioden ohne Niederschläge, Val d'Infern [2]). c) Temperaturabhängige, ausschliesslich elastische Jahresdeformationen oberflächlich versetzter Jointmeter einer Felsnase von > 1'000 m³ Volumen bei Buseno [28].

Fig. 2: Extensometerverschiebungen in duktil sich verhaltendem Bündnerschiefer lassen keine eindeutigen Abhängigkeiten von Temperatur und Niederschlag erkennen, Ricaldei, Tschiertschenstrasse (nach Kopfentlastung mittels Felsabtrag sind die Verschiebungen seit 2001 generell abnehmend [5]).

Dieser Prozess erfasst die Gesteine im oberflächennahen, vom Temperaturwechsel beeinflussten Felsbereich. Mit zunehmender Tiefe nimmt die Wirksamkeit dieses Prozesses im Gestein ab, wie stark bleibt weiterhin Gegenstand von Untersuchungen. Im Val d'Infern [2] konnte dieser Temperatureinfluss bis in eine Tiefe von 10 m und in Randa bis in eine von ~ 80 m messtechnisch nachgewiesen werden [3]. Auf eine 20 m hohe und 20 m breite Felswand kann damit beispielsweise eine Felsmasse von einigen tausend m³ beeinflusst werden (Volumen von kleinem Felssturz).

Die jährlichen Lufttemperaturschwankungen vermögen die Felstemperatur des intakten Gesteins nur in den obersten Metern zu beeinflussen. Im Zusammenhang der bis in Tiefen von 80 m u.T. festgestellten, von saisonalen Temperaturschwankungen abhängigen Felsverschiebungen werden Effekte, wie konvektive Luftströme in Felstrennflächen, konduktiver und diffusiver Wärmetransport [3, 4], durch Temperaturschwankungen in die Tiefe übertragene, thermoelastische Dehnung, die kleinräumige Gleitprozesse anregen, etc. diskutiert [3].

In den aus spröden Kalken sowie Sandkalken und plastisch verformbaren Phylliten in Wechsellagerungen aufgebauten, sich als Gesteinsformation duktil verhaltenden Bündnerschiefer konnte dieser Temperatureffekt messtechnisch bisher nicht eindeutig oder nur vereinzelt nachgewiesen werden (Fig. 2; [33]).

Einwirkungen von Kluftwasser

Tritt in der kalten Jahreszeit, wo die Klüfte temperaturbedingt ihre maximale Tiefe erreichen Regen ein, so wird in den Klüften der maximale, hydrostatische Wasserdruck erreicht. Dies kann die Verschiebungsgeschwindigkeiten gegenüber jenen des reinen Temperatureinflusses um den Faktor 2 bis 10 erhöhen (Fig. 3, 4). In exponierten Lagen öffnen sich die Klüfte dadurch irreversibel weiter, was bleibende Verschiebungen bewirkt [2]. Andererseits hat sich gezeigt, dass vergleichbare Niederschlagsmengen im Sommer, wo durch das temperaturbedingte, elastische Verengen der Klüfte die maximalen und damit kritischen, hydrostatischen Kluftwasserdrucke nicht mehr erreicht werden, auch keine nennenswerte Verschiebungsschübe mehr ausgelöst werden (Fig. 3b).

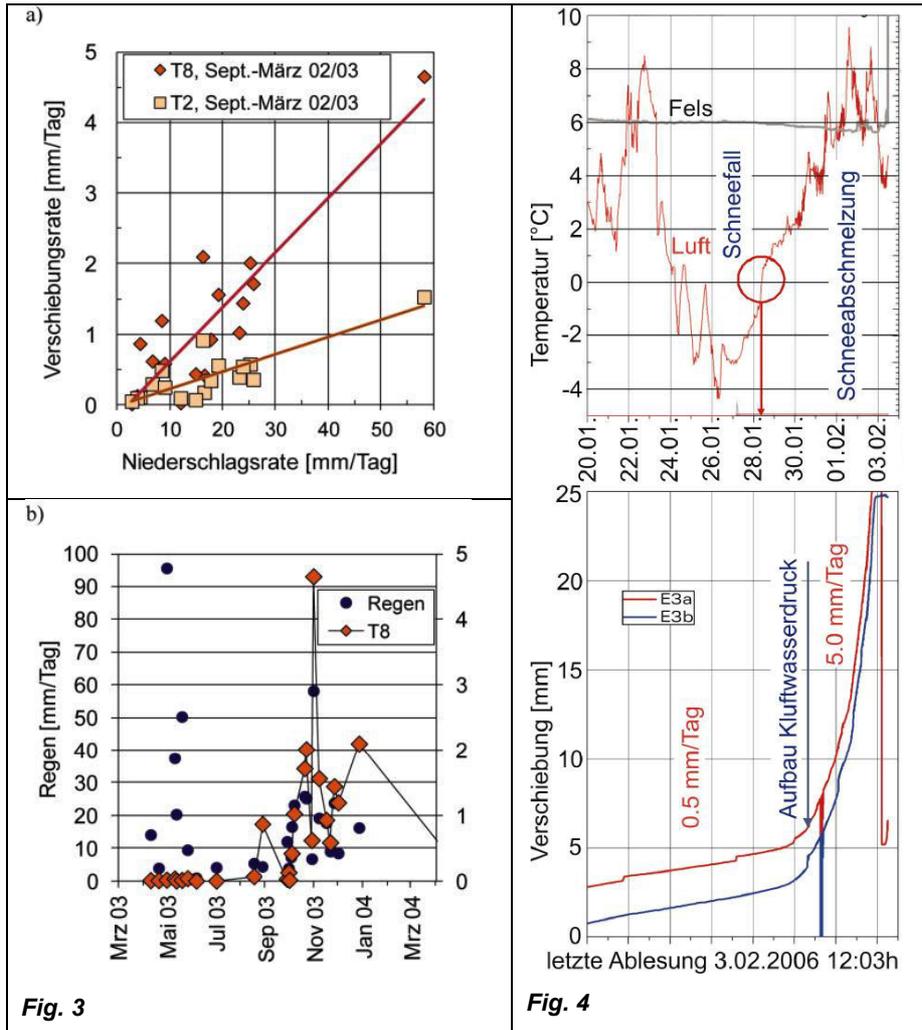


Fig. 3: a) Abhängigkeit der Verschiebungen oberflächlich versetzter Jointmeter T vom Niederschlag (Regressionsgeraden); b) In der kalten Jahreszeit, wo in den infolge des Temperaturrückgangs am stärksten geöffneten Klüften ein kritischer Kluftwasserdruck aufgebaut werden kann, vermögen Niederschläge Verschiebungsschübe auszulösen. Gleiche und höhere Niederschlagsmengen bleiben im Sommer dagegen wirkungslos (Daten von Niederschlagsperioden mit \pm unveränderter, mittlerer 24 h-Temperatur, Val d'Infern [2]).

Fig. 4: Kluftwasserdruck infolge des Abschmelzens frisch gefallenen Schnees kann in der kalten Jahreszeit die Verschiebungsgeschwindigkeiten bis um Faktor 10 erhöhen. Dies führte im Val d'Infern 5 Tage nach Beginn der Tauphase am 3. Februar 2006 als Trigger zum Absturz von 20'000 m³ Fels (E: Extensometer [6]).

In der Praxis kann messtechnisch zwischen dem entfestigenden Einfluss des Temperaturwechsels und des Kluftwasserdrucks nicht immer eindeutig unterschieden werden. In unseren Breitengraden gehen

Niederschläge insbesondere im Herbst meist mit einem deutlichen Temperaturabfall einher, womit sich beide Prozesse überlagern. Das Abschmelzen von frischem Schnee im Frühjahr kann als Trigger von Felssturz beobachtet werden (Einwirkung 2.5, Fig. 4). Die kontinuierlich ablaufende Schneeschmelze im Frühjahr wurde gelegentlich als kritische Kluftwassererhöhung festgestellt, die Bewegungsschübe auszulösen vermochte (Fig. 9b).

Dieser in spröde sich verhaltenden Felsformationen festgestellte, kombinierte elastisch-plastische Einfluss des Jahrestemperaturwechsels und der Kluftwasserdruckeinwirkungen bewirkt über die Jahrhunderte einen anhaltenden, dynamischen Entfestigungsprozess [2].

Einwirkung gravitativer Kräfte

Die durch die glaziale und in geringerem Masse durch die fluviatile Tiefenerosion geschaffene Geländevertiefung führte dazu, dass gravitative Kräfte auf überhöhte, steile und exponierte Felswände oder auf ganze Talflanken stark einwirken. Die geringsten Widerstände hat das Gestein felsmechanisch auf Zug (ca. 1/10 der Druckfestigkeit). In Felsformationen werden diese Widerstände durch tektonisch oder neotektonisch angelegte Felstrennflächen stark reduziert. Je nach den lithologischen Verhältnissen und der Felstrennflächendisposition können die Widerstände gegen gravitative Zugbeanspruchung bescheiden ausfallen, was Sturzereignisse begünstigt.

In unseren Nachbarländern kennt man den Begriff «Talzuschub», wo ganze Talflanken talwärts kriechen. Bei uns ist der Begriff wenig geläufig. Das in definierten Mustern Aufreißen von Spalten entlang von Talflanken, beispielsweise in kristallinen Gesteinsformationen ist vielerorts bekannt (Cuolm da Vi [7], Val Calanca [8], [9], [27]). Dies führt zu ausgedehnten, über Jahrtausende bis Jahrhunderte langsam ablaufende Massenbewegungen, die sich durch Grabenbildungen, Felssackungen, Verkippungen (Toppling) und Felsrutschungen manifestieren können. Alle diese verschiedenen Massenbewegungsphänomene können lokal von Sturzprozessen begleitet sein oder zu solchen führen [10, 12].

In überhöhten, exponierten Felsformationen bewirken die gravitativen Zugkräfte auf die gesamte Masse des Gebirges die grössten Spannungen. Verglichen zu den um Potenzen geringeren Spannungen, die von zyklischen Temperatur- und von nur entlang der Trennflächen einwirkendem Kluftwasserdruckwechsel ausgehen, wirken die gravitativen Zugkräfte permanent.

Weitere Einwirkungen (Trigger)

Erdbeben können stark entfestigte Sturzdispositionen als auslösenden Trigger zum Absturz bringen [31]. Spannungen die in Trennflächen durch Eisbildung (Frost) oder durch Kluftwasserdruckerhöhung infolge von Niederschlägen oder abschmelzenden Schnees entstehen, sind verglichen zu den gravitativ einwirkenden Spannungen um Faktoren bis Potenzen kleiner. Für die Entfestigung grosser Fels- und Bergsturzd dispositionen sind sie mit Ausnahme der oberflächlichen Entfestigung vernachlässigbar. Sie können hingegen als Trigger dann wirken, wenn sie unmittelbar vor dem gravitativ gesteuerten «Ohnehinversagen» einer Sturzmasse eintreten. Das von Niederschlägen gespiesene Kluft- und Gebirgswasser kann als treibender Trigger einer progressiv sich verschiebenden Entfestigungsmasse

wirken, wenn der Ablöseprozess schon so weit fortgeschritten ist, dass die verbliebenen Rückhaltekräfte in einer ähnlichen Größenordnung wie die Kluftwasserdruckeinwirkungen sind. In diesem Fall befindet man sich auf der Zeitachse bereits in Nähe des Absturzereignisses ([24], Fig. 9b3).

Ein anschauliches Beispiel dieses Sachverhalts liegt vom «Chapf» vor, wo die durch Wassereinspeisung in der Ablöseklüft erzeugte, künstliche Kluftwasserdruckerhöhung die Verschiebungsgeschwindigkeiten eines instabilen Felsturmes von $\sim 275'000 \text{ m}^3$ bis 80 mm/Tag zu erhöhen vermochten. Da die Scherwiderstände des Gesteins durch die gravitativen Einwirkung noch ungenügend reduziert waren, stand der künstlich erzeugte Kluftwasserdruck in keinem Verhältnis zu diesen und es konnte kein Bruch (Absturz) erzeugt werden. Der Turm wurde aus Sicherheitsgründen gesprengt [15, 16].

In der Praxis wird das Augenmerk oft zu stark auf einen ereignisauslösenden Trigger gelegt und zu wenig den zentralen Fragen des Entfestigungszustandes einer Sturzdisposition sowie ihrer Lage auf der Zeitachse zwischen Entfestigungsbeginn und Sturzereignis nachgegangen.

3. Zonierung von Sturzdispositionen

Sofern ein Sturzereignis nicht durch reine Gleitprozesse vorbereitet wird, kann eine potentiell absturzgefährdete Felsmasse von oben nach unten generell in 3 Zonen unterteilt werden (Tab. 2).

Tab. 2: Zonierung nicht durch Gleitprozesse dominierter Sturzdispositionen.

Typ	Zone	dominante Prozesse	erkennbare Phänomene
3a	Ablösezone	Temperatur-, Kluftwasserdruckwechsel	offene Klüfte, Spalten
3b	Kriechzone	Spannungskorrosion	vereinzelte Spannungsrisse
3c	Bruchzone	Gesteinsversagen (Bruch)	akustisches Knacken

Bei absturzgefährdeten Felsdispositionen bilden sich im Ablösebereich 3a bevorzugt entlang der Trennflächen offene Klüfte und Spalten aus. Bei spröde sich verhaltenden Felsformationen bewirkt der durch Temperatur- und Kluftwasserdruckwechsel erzeugte, dynamische Entfestigungsprozess, zyklisch einwirkende Spannungsänderungen. Durch das daraus resultierende, progressive Fortschreiten der Klüfte in die Gesteinstiefe baut sich die Kohäsion der Felsmasse von oben nach unten kontinuierlich ab. Die Ablösespalten zum festen Fels vergrößern sich stetig und der Fussbereich der sich ablösenden, potentiellen Sturzmasse wird zunehmend belastet (Fig. 5). Zusammen mit den latent vorhandenen, gravitativen Zugspannungen kann dies in dem unterhalb der Ablösezone 3a verbliebenen, intakten Gestein des Fusses der potentiellen Sturzmasse zu Spannungskorrosion führen (Kriechzone 3b, [11]). Die anfänglich mikroskopisch entlang von Korngrenzen des Mineralgefüges beginnende Rissbildung führt im Gestein kleinräumig vorerst zu plastischen Verformungen, später zu visuell erkennbaren, propagierenden, nicht den Trennflächen folgenden Spannungsrissen.

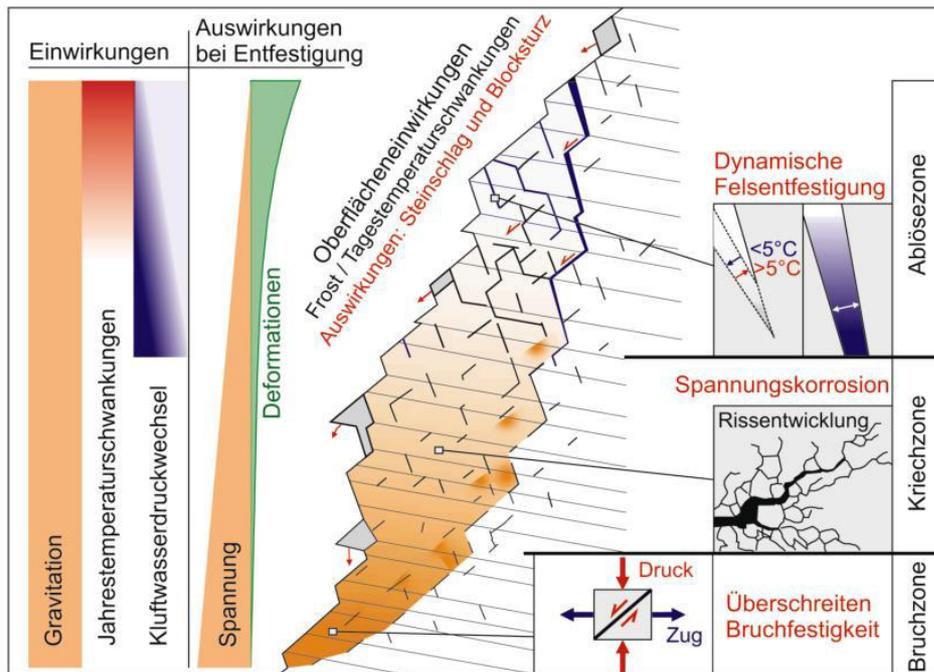


Fig. 5a: Bei Sturzdispositionen mit «Kippen/ Gleiten» als dominanter Prozesse kann die Felsentfestigung von oben nach unten in eine Ablöse-, in eine Kriech- und in eine Bruchzone unterteilt werden. Die infolge Einwirkungen von Temperatur und Klufwasser kontinuierlich fortschreitende Ablösezone ist im Feld durch offene Spalten erkennbar. Dagegen bleibt die durch gravitative Einwirkungen gesteuerte Kriech- und Bruchzone meist verborgen.

Von Triaxialversuchen ist bekannt, dass es in Gesteinen, welche auf 90% bis 95% der Bruchspannung belastet werden, nach einem längeren Zeitraum ohne Lasterhöhung zum Bruch kommt. Durch Kriechprozesse werden plastische Verformungen zugelassen bis die Dehnung soweit fortgeschritten ist, dass propagierende Risse ein Ausmass erreichen, wo es zum Kollaps kommt. Da bei diesem Prozess mit zunehmender Dehnung bis zum Eintreten des Bruchs keine zusätzliche Energie zugeführt werden muss, spricht man von Kriechen oder von Spannungskorrosion (Fig. 6).

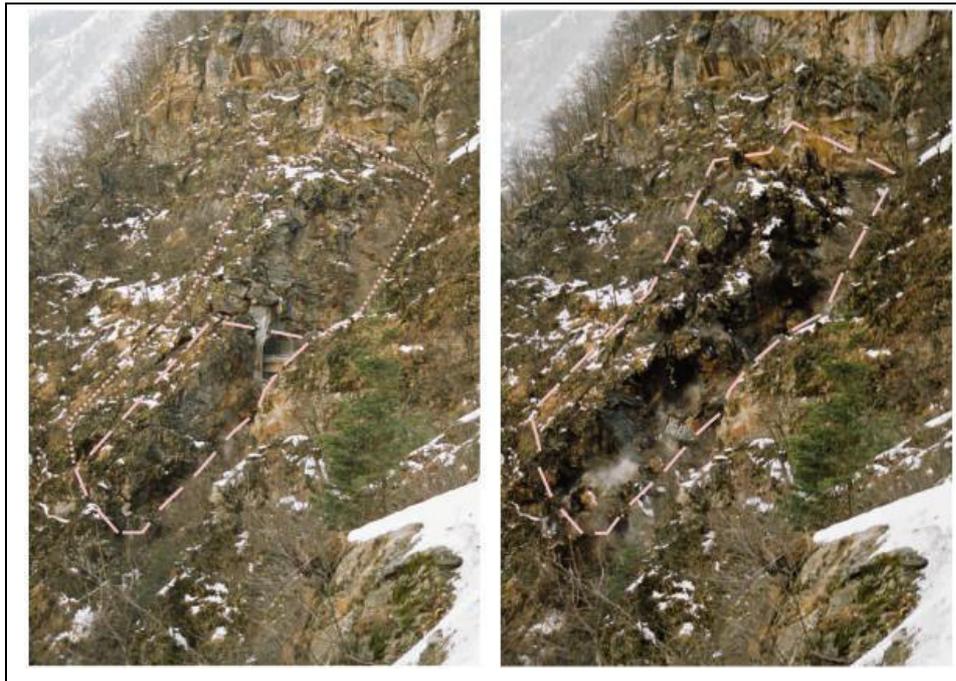


Fig. 5b: Im «Kipp/Gleit»- Prozess" erfolgt das Versagen als erstes in der Kriech- oder Bruchzone in dem im Feld meist kaum lokalisierbaren Fuss der Sturzmasse. Die in der Folge hängende Ablösezone folgt dem Sturzereignis hinterher (Val d'Infern [6]).

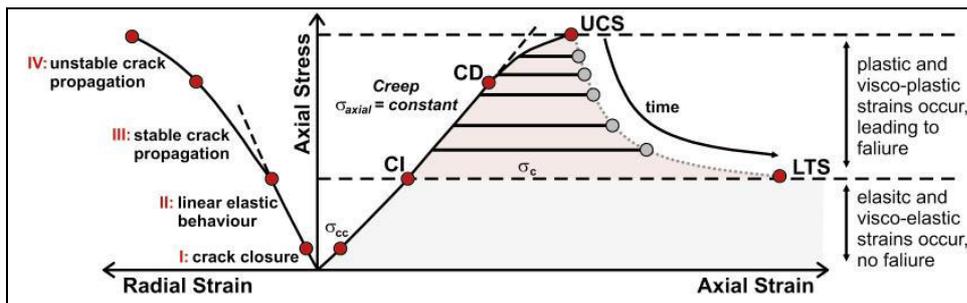


Fig. 6: Aus Triaxialversuchen ist bekannt, dass Felsproben unterhalb der Bruchlast ohne weitere Lasterhöhung einem Kriechen unterworfen sind und mit zunehmender Dehnung, bei Erreichen der «relaxierenden Bruchlinie» in den Bruchzustand übergehen ([13] CI: crack initiation; CD: critical damage; USC: unconfined compressiv strenth; LTS: longterm strength; σ_c : applied constant stress).

Mit der im Laufe der Zeit von oben nach unten fortschreitenden Ablösezone 3a wird die darunter liegende Kriechzone 3b von oben her laufend partiell entspannt und die Kriechzone 3b selbst verschiebt sich ebenfalls kontinuierlich weiter nach unten. Oft ist an der Felsoberfläche der frontalen Wand während dieses über Jahrhunderte andauernden Vorgangs visuelle kaum eine Veränderung zu erkennen. Dieser Entfestigungsprozess kann quasi unbemerkt im Versteckten erfolgen, was ihn oft unberechenbar macht (Val d'Infern [2], Mesocco [14], Piz Cengalo [17], Preonzo [18], Randa [26]).

Das Sturzereignis kann auf zwei verschiedene Arten eintreten. In einer homogenen Gesteinsformation kollabiert die Felsmasse in der unter konstanten Spannungsverhältnissen stehenden Kriechzone 3b dann, wenn die Rissenwicklung und plastische Deformation soweit fortgeschritten sind, dass der massgebende Scherwiderstand des Gesteins überschritten wird.

In einer heterogenen Gesteinsformation, wo ein Gestein A von einem Gestein B einer niedrigeren Druck- und Zugfestigkeiten unterlagert wird, kann die Bruchspannung des Gesteins B bereits überschritten

werden (Bruchzone 3c), wenn das Gestein A sich noch im Kriechzustand der Spannungskorrosion befindet (Zone 3b).

Dies macht die Angelegenheit in verschiedener Hinsicht komplex. Im Feld ist kaum feststellbar, wo sich der kritische Fuss, d.h. wo sich die Kriech- und/oder Bruchzone einer absturzgefährdeten Sturzmasse befindet. Damit lässt sich das potentielle Absturzvolumen meist nur ungenau abschätzen. Bis es zu einem Versagen in der Kriechzone 3b kommt werden grössere Verschiebungen zugelassen, als wenn dies in der Bruchzone 3c erfolgt. D.h. die bis zu einem Sturzereignis führenden Verschiebungsdistanzen und Verschiebungsgeschwindigkeiten sind in jeder Sturzdisposition individuell und von den geometrischen, geologischen und felsmechanischen Randbedingungen abhängig.

Bei dem in zwei Ereignissen vom 18.04. und 09.05.1991 mit einem totalen Volumen von 30 Mio. m³ niedergegangenen Bergsturz von Randa kam es am 17.04. beim Fuss der Sturzmasse zu explosionsartigen Ablösungen von Felsplatten [26]. Und am 18.04. begannen die Sturzereignisse im unteren Teil der Felswand im Randagneis, d.h. in der Kriech- 3b und Bruchzone 3c. Ebenfalls durch ein Fussversagen erfolgte der Felssturz in den Gneisen des Val d'Infern (Fig. 5b).

In der duktilen Kriechzone 3b sind kaum akustisch erkennbare Knackgeräusche zu erwarten. In der Bruchzone 3c können sie meist kurz vor dem Sturzereignis, bei sehr grossen Sturzmassen schon viel früher auftreten. Im Val d'Infern mit einem Sturzvolumen von 20'000 m³ waren solche in dem hinter der Abbruchfront liegenden Tunnel ~ 8 h vor dem Sturzereignis laut zu hören [2].

4. Erkennen von Felssturzdismpositionen

Übersicht

Die Tabelle 3 gibt einen Überblick, wie Felsformationen mit einem erhöhten Absturzpotenzial und wie kritische Felssturzdismpositionen im Regelfall erkannt werden können.

Tab. 3: Merkmale und Methoden zur Erkennung von Felssturzdismpositionen.

Ty p	Erkennungsart	Merkmal/ Phänomen/ Methode
4.2	Kritische, geologische Disposition	Lithologie, Trennflächendisposition, Exposition
4.3	Trennflächenabhängige Prozesse	Ablösen, Gleiten, Kippen
4.4	Relikte alter Sturzaktivitäten	Blockschuttfeld, Ausbruchnischen
4.5	Vorankündigung durch Sturzprozesse	erhöhter Steinschlag, Block-, Felssturz
4.6	Verschiebungsmessungen	Geodäsie, Joint-, Extensometer, Radar, Laser
4.7	Geophysikalische Messungen	Seismik (Schwingungsverhalten)
4.8	Weitere Messungen (Kraft, Spannung, Niederschlag, Temperatur, etc.)	Ankerkraftmessdosen, Druckkissen, Pluviometer, Luft-, Fels-Thermometer

Kritische, geologische Disposition

Feststellungen im Feld von stark entfestigtem Felsen, von offenen Spalten und Klüften sowie Anzeichen von Verschiebungsaktivitäten, wie aufgerissene Vegetationsdecken, von Klüften unabhängige

Spannungsrisse, frisch abgebrochene Steine ohne Flechtenbewuchs, etc., können im anstehenden Felsen auf ein Sturzpotential aufmerksam machen (primär in der Ablösezone 3a).

Häufig findet man Felsformationen mit Entfestigungsphänomenen die alt und inaktiv sind. Vor Jahrtausenden versackter Felsen kann grossräumig bis zu 10er Meter offene Spalten aufweisen, ohne dass über Generationen bekannte, grössere Sturzereignisse eingetreten sind, ohne dass nennenswerte Verschiebungen gemessen werden können, und ohne dass davon in nächster Zeit eine Gefahr auszugehen hat (Bsp. Felstürme entlang von Sackungsränder).

In den meisten Fällen lassen sich die Sturzdispositionen grosser Felsmassen darauf beschränken, ob und in welcher Form potentielle Gleitzonen auftreten. Steil stehende Trennflächen dienen meist als Ablöseflächen und sind in Felsformationen fast immer vorhanden. Treten einzelne davon als Gleitflächen auf, sind im Entfestigungsprozess meist zwei Gleitflächen einer unterschiedlichen, räumlichen Lage wirksam. Verschiebungen auf zwei Gleitflächen sind aus felsmechanischen Gründen stark behindert. In kleinräumigen Sturzdispositionen sind daher meist nur in gewisse Richtungen verlaufende Oberflächenanschnitte mit zwei Gleitflächen kritisch (häufig bei Baugrubenanschnitten und im Untertagebau). Bei vorspringenden Felsmassen von grossem Volumen, wo tiefe Erosionseinschnitte die seitlichen Freiheitsgrade erhöhen, können unter fehlenden Zwängungen steile Trennflächen als zweite Gleitfläche wirksam werden.

Trennflächenabhängige Entfestigungsprozesse

In der Praxis lassen sich grundsätzlich drei verschiedene, durch die Trennflächen bestimmte Entfestigungsprozesse unterscheiden, die unterschiedliche Sturzpotentiale beinhalten. In der Tabelle 4 werden verschiedene Trennflächendispositionen den für die Entfestigung massgebenden, kinematischen Prozessen und dem daraus generell zu erwartenden Felssturzpotenzial zugeordnet. Dies unter der Randbedingung, dass steile Trennflächen auftreten (Fig. 7).

Bei den Typen 4.3.1 und 4.3.3 liegen unterschrittene Trennflächen bzw. ein geschwächter Fuss vor, welche die Felsmasse langfristig destabilisieren. Beim Typ 4.3.1 erfolgt dies im Regelfall infolge erosiver Unterschneidung und beim Typ 4.3.3 aus lithologischen Gründen, d.h. ein Fuss mit Gesteinen geringerer Druckfestigkeiten als das Überlagernde. Demgegenüber verfügt der Typ 4.3.2 meist über einen intakten, massiven und stabilen Fuss. Das macht das Erfassen der Felssturzdisposition «Kippen/Gleiten» so schwierig.

Tab. 4: *Trennflächenabhängige Entfestigungsprozesse und ihr Sturzpotenzial.*

Typ	Gleitdisposition	Prozess	Sturzpotential	Phänomen/ Beispiele
4.3.1	ausgedehnte Gleitzonen vorhanden	Gleiten	beschränkt bis sehr gross	Rutschung, Sackung; Brienz, Goldau, Steinbruch Arvigo
4.3.2	partielle Gleitzonen vorhanden	Kippen-Gleiten	erhöht bis sehr gross	Randa, Val d'Infern, Mesocco, Preonzo, Cengalo
4.3.3	keine Gleitzonen, schwacher „Fuss“	Kippen	klein bis gross	Chapf

Gleitprozesse (Typ «Goldau»)

Ausgedehnte, geologisch meist durch die Schichtung (Lithologie) oder Schieferung (Tektonik) vorgegebene Gleitzonen mobilisieren über Jahrhunderte Felsackungen und -Rutschungen. Dabei entstandene, stark überhöhte Sackungsränder verstürzen periodisch mit infolge der resultierenden Geländeabflachungen meist abnehmendem Sturzvolumen [10]. Durch Gleitprozesse niedergegangene Bergstürze wie Goldau oder Elm sind seit Menschengedenken die Ausnahme [29, 31].

Beisst eine oder Scharen von Gleitzonen in einer überhöhten Felswand aus, bleibt das Sturzvolumen meist gut abschätzbar und beschränkt, da stets der vorderste Teil portionenweise über die Kante abbricht (Fig. 7, Steinbruch Arvigo [25]). Solche, von veränderlichen Geschwindigkeiten geprägten Gleitsysteme, sind im Regelfall träge. Sie bewegen sich oft nahe dem Grenzgleichgewicht, d.h. dem Grenzzustand von Stabilität und Instabilität, wo Einflüsse wie saisonaler Kluftwasserdruck oder extreme Trigger, wie Erdbeben, Bewegungsschübe und/oder Sturzereignisse auslösen können. Die in den Gleitfugen vorhandenen Rückhaltekkräfte vermögen periodisch wieder Verlangsamungen zu bewirken, die teilweise bis zum Stillstand führen können. Meist ist die Rutschmasse in einzelne Felsschollen unterteilt, die sich gegenseitig beeinflussen und wo aus deren Zwängungen grosse Rückhaltekkräfte aufgebaut werden können [10].

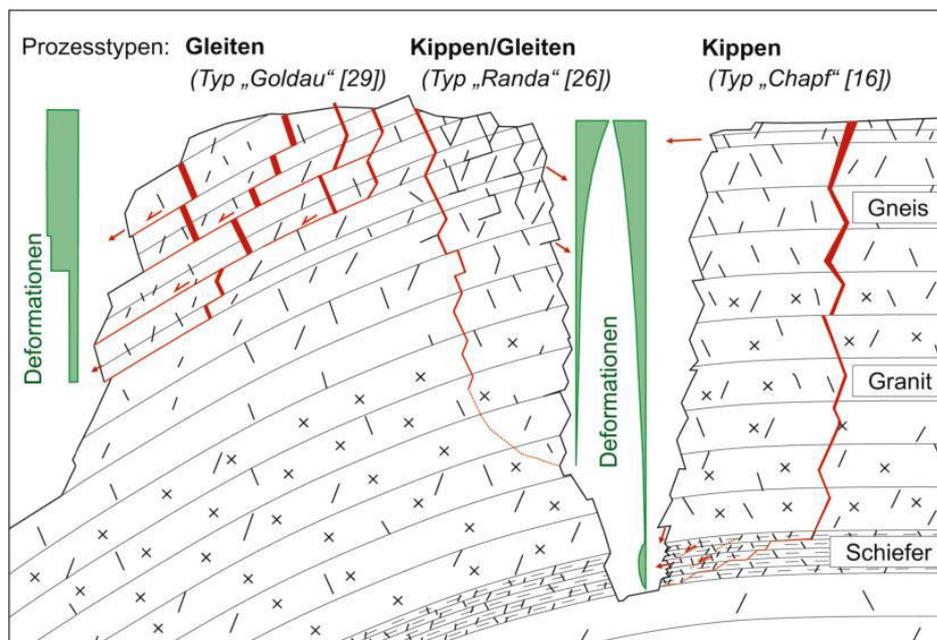


Fig. 7: Generell lassen sich Felsentfestigungen in 3 verschiedene Prozesstypen, Gleiten (Typ Goldau), Kippen/Gleiten (Typ Randa) und Kippen unterteilen (Typ Chapf). Für das Erkennen und Beurteilen von Sturzprozessen ist jener von Kippen/Gleiten (Fig. 5a) der Anspruchsvollste (prinzipielle Lithologieangabe).

Die meisten, stabilitätsmässig sehr kritischeren Rutschsysteme von Bergsturzvolumen sind gegen Ende von gravierenden, geomorphologischen Veränderungen, wie dem Rückzug der Gletscher und der Ausbildung von sehr grossen, topographischen Überhöhungen, bereits vor Jahrtausenden als Bergsturz abgefahren ([31] Flims, Totalp Davos, Brienz/Brinzauls [10]).

Es gibt Lithologien, die über bescheidene Scherwiderstände verfügen und die in einem geologischen Modell als potenzielle Gleitzonen in Betracht zu ziehen sind. Sie wurden von früheren Geologen oft als

solche postuliert. Es lohnt sich stets die felsmechanischen Eigenschaften solcher Gesteine [29], die gesamte Trennflächendisposition, das Potential von Zwängungen verschiedener Gleitschollen, etc., detailliert abzuklären, damit ein plausibles, kinematisches Modell entwickelt, und das wahrscheinliche Sturzpotential einer Gleitmasse eruiert werden kann.

Prozesse Kippen/Gleiten (Typ «Randa»)

In Felsdispositionen wo ausgedehnte Gleitzonen fehlen, können in der Felsmasse dispers verteilte, lokale, potentielle Gleitzonen von nur geringer Ausdehnung auftreten, welche über steil stehende, als Ablöseflächen dienende Trennflächen aktiviert werden können. Da solch partielle, potentielle Gleitzonen nur über andere Trennflächensystem verbunden sind, treten meist kombinierte, kinematische Prozesse, wie Kippen und Gleiten auf. D.h. durch das in der Ablösezone 3a Aufreissen der Klüfte und deren Fortschreitens in die Tiefe, durch Kippen von Felsbänken (Toppling), können partielle Gleitzonen über im Detail komplexe, kinematische Entfestigungsprozesse aktiviert werden [34]. Trennflächen können durch das Kippen zu partiellen Gleitflächen aktiviert werden. Wo eine Verbindung zwischen den lokalen Gleitzonen über Trennflächen fehlt, wirkt dem Entfestigungsprozess die Gesteinskohäsion intakter Gesteinsbänke entgegen. Ist die Lage von einzelnen, flachliegenden Gesteinsbänken für ein Gleiten ungünstig, muss die abstürzende Felsmasse zusätzlich über die «Zähne» vorstehender Felsbankstummel herausgehoben werden (Kippen). Oft erfolgen diese Prozesse kurz vor oder während des Sturzereignisses.

Der Prozess «Kippen/Gleiten» tritt meist in einer vom Trennflächensystem her generell als günstig beurteilten Disposition auf, wo die Schieferung oder Gesteinsbankung bergwärts einfällt (Fig. 7). Dies war in Randa der Fall und es war damals schwierig zu verstehen, weshalb in dieser Disposition einer der grössten Bergstürze der Schweiz der letzten 100 Jahre mit insgesamt 30 Mio. m³ Volumen entstehen konnte [26].

Da das Sturzereignis beim Prozess «Kippen/Gleiten» im Regelfall mit dem Versagen des Fusses ausgelöst wird (Abschnitt 3, Fig. 5b), werden die überlagernden Felsmassen in der Folge kurzfristig hängend. Dabei entstehen zusätzliche Freiheitsgrade, die das nach dem Ereignis in der Ausbruchsnische festgestellte, Gleiten auf zwei Trennflächen, das Aushebeln über und das Brechen von Gesteinsbänken, begünstigen und in manchen Dispositionen überhaupt erst ermöglichen. Ob diese Prozesse vor oder erst während dem Sturzereignis erfolgten, lässt sich kaum bestimmen und bleibt oft ungewiss.

Solche komplexe Ablöse-, Kipp-, Gleit-, Aushebelungs-, Kriech- und Bruch- Prozesse können sich über hohe Felswände erstrecken und sehr grosse Absturzvolumina von mehreren 100 000 m³ bis hin zu sehr grossen Bergsturzvolumina generieren (Cengalo [17], Randa [26]). Ihre Entfestigung ist an der bewegten Felsfront oft kaum durch Kluft- und Rissöffnungen und nur im oberen Ablösebereich durch deutliche Spaltenbildung zu erkennen, was das Abschätzen des Sturzvolumens schwierig macht.

Prozess Kippen (Typ «Chapf»)

Fehlen in einer Felsdisposition jegliche, potentiellen Gleitzonen so kann sich eine Sturzgefährdung fast nur durch ablösende, grosse Spaltenöffnungen und durch Kippprozesse ausbilden. Verfügt eine überhöhte Felsformation über einen Fuss aus einem Gestein von einer geringeren Festigkeit als die Ablösemasse,

kann diese im Fuss plastische Verformungen zulassen, was ein Kippen der überlagernden Felsmassen begünstigt. Solche Dispositionen sind schwierig zu erkennen und Sturzereignisse kündigen sich oft im Voraus kaum an. Sie bilden eher den seltenen Fall von Sturzdispositionen (Chapf, Innertkirchen [15]).

Alte Sturzzeugen

Da grosse Sturzereignisse selten bis sehr selten sind und das 300-jährige Ereignis übersteigen können, sind Zeugen alter Sturzaktivitäten meist nicht sehr hilfreich, um ein für das aktuelle Zeitgeschehen relevantes Sturzpotential erkennen zu lassen. Bei bevorstehenden Sturzereignissen geben sie uns aber gute Anhaltspunkte für die zu erwartende Ausdehnung von Sturzkegeln. An ihnen können beispielsweise Sturz- und Fliessmodellierungen geeicht und die Plausibilität deren Ergebnisse überprüft werden.

Sturzaktivitäten

Rein felsmechanisch muss sich ein grosser Fels- oder Bergsturz nicht zwingend durch vorgängige Sturzereignisse ankündigen und sie brauchen auch nicht notwendigerweise einen Trigger (Einwirkung Abschnitt 2.5). In der Praxis kündigen sich grosse Sturzereignisse vorher jedoch meist kurz oder längerfristig durch kleine oder grosse Sturzprozesse an. Bei der 20'000 m³ umfassenden Sturzmasse des Val d'Infern ereigneten sich die ersten Felsstürze bereits 10 Jahre vor dem Hauptereignis und intensiver Steinschlag setzte 6 h zuvor ein [6]. Je nach der lokalen Disposition erfolgt dies in sehr unterschiedlicher Form. Es gibt Fälle wo ein Felssturz quasi aus dem Nichts erfolgt oder solche, wo ein bevorstehender Bergsturz durch mehrere Felsstürze angekündigt wird. Bei Randa gab es im Winter 1990/1991 intensiven Steinschlag aus Rissen heraus und Anfang 1991, vor dem ersten Bergsturz vom 18.04. kleine Felsstürze [26]. Es gibt keine Muster.

Bei kritischen Sturzdispositionen ist den Steinschlag- und Felssturzaktivitäten hinsichtlich der zeitlichen Vorhersage eines Sturzereignisses, wie auch des Gefahrenmanagements grosse Beachtung zu schenken (Abschnitt 8.1).

Verschiebungsmessungen

Mit der modernen Messtechnik liegen effiziente und heute teilweise auch kostengünstige Mittel vor, mit Hilfe derer minimal die Verschiebungsaktivitäten von Felsmassen festgestellt werden können. Sie sind aber auch in der Lage anzugeben, in welchem zeitlichen Bereich eine entfestigte Felsmasse sich entlang der Zeitachse bis hin zum Absturzereignis befindet (Abschnitt 5).

In der Tabelle 5 sind gängige Methoden der Verschiebungsmessungen mit der Angabe deren Eignung einander gegenüber gestellt. Bei den Methoden 4.6a bis 4.6c ist man darauf angewiesen, dass die Messstellen am richtigen Ort, d.h. an einem aussagekräftigen Standort angebracht werden, ansonsten bleiben Verschiebungen verborgen und es können falsche Beurteilungen vorgenommen werden. Dies ist insbesondere bei den Jointmetern (4.6b) von grosser Bedeutung. In jedem Fall erfordert es vorgängig zwingend eine detaillierte, geologische und kinematische Felsdispositionsanalyse.

Tab. 5: Methoden der Verschiebungsmessungen.

Typ	Messung	Art/ Genauigkeit	Eignung
4.6a	Geodäsie	absolut/ mm (bis cm)	punktuell, ab kleinen Verschiebungen
4.6b	Joint-, Extensometer	relativ/ 1/100 mm	linear, Deformationszonen, -Bereiche
4.6c	Inklinometer	relativ/ 0.15 mm/m	linear, Deformationszonen, -Bereiche
4.6d	Radarinterferometrie	indirekt/ mm (unsicher)	grosse, rasch bewegte Oberflächen
4.6e	Laserscanning	indirekt/ cm (unsicher)	grosse, rasch bewegte Oberflächen

Bei der Geodäsie müssen im Messbereich stabile Referenzpunkte vorhanden sein (4.6a). Der Fehler ist in geringem Masse von den atmosphärischen Bedingungen abhängig und kann messtechnisch genau bestimmt werden.

Bei den oberflächlich über Trennflächen und Spannungsrisse versetzten Jointmetern oder den in Bohrlöchern installierten Extensometern ist der Messfehler gerätebedingt mit 1/100 mm sehr gering (sind weitgehend temperaturkompensiert). Kleinste Bewegungen, d.h. quasi das «Atmen» des Felsens können gemessen werden. Die oft über längere Distanzen installierten Extensometer geben linear die relativen Verschiebungen über einen Längenbereich an, daher werden oft im gleichen Bohrloch Mehrfachextensometer über verschiedene Distanzen eingesetzt.

Bei den Inklinometern gibt es eine grosse Palette von Messeinrichtungen (4.6c). Sie können die x-, y-Achsen oder zusätzlich auch die z-Achse messen (Zug oder Stauchung, vertikal oder geneigt). Im Regelfall werden sie in Bohrlöchern über längere Distanzen versetzt. Meist sind Messrohre, seltener Glasfaser- oder andere Drähte im Einsatz. Bei den Letzteren können nur die Verschiebungstiefen, nicht aber die genaue Verschiebungsrichtung und der Verschiebungsbetrag bestimmt werden. Für jede Anwendung ist das geeignete System zu wählen.

Bei den «indirekten» Methoden 4.6d, 4.6e wird die Veränderung von Oberflächen gemessen. Der Vorteil ist, man kann aus grossen Distanzen berührungsfrei Flächen messen. Die Ergebnisse müssen immer interpretiert werden, da die Messergebnisse in steilen Felsflächen Verschiebungen, Lücken aus Felsausbrüchen oder Auflandungen von abgelagertem Sturzmaterial bedeuten können. D.h. man misst nicht zwingend eine Verschiebung. Die Messungen sind von Störfaktoren der Oberflächenbeschaffenheit, wie Vegetation, Felsbruchkanten, etc., sowie von störenden, atmosphärischen Einflüssen beeinflusst. Der Fehler kann nicht gemessen sondern muss abgeschätzt werden. Unterschiedliche Messgeräte haben verschiedene Reichweiten und Auflösungen. Diese Methoden sind ungenau und eignen sich fast nur für rasche Verschiebungen in der Grössenordnung von dm bis m/Jahr.

Der Laserscan ist um Faktor ~ 10 ungenauer als die Radarinterferometrie. Der Radar hat den sehr grossen Nachteil, dass die Interferometrie infolge der gerätebedingten Wellenamplitude nach ~ 9 mm Oberflächenveränderung die «Messuhr» wieder auf null zurücksetzt (4.6d). Kennt man die Verschiebungsgeschwindigkeiten nicht, so weiss man entweder nicht, welche Messintervalle anzuwenden sind oder man erhält in den mit den Farbcodierungen gekennzeichneten Ergebnisbilder mehrere Wellenphasen, aus denen eine Zuordnung der möglichen Phänomene, wie Verschiebungen, Erosion und Auflandungen nur schwer vorgenommen werden kann. Die Nachvollziehbarkeit der Ergebnisse durch Dritte ist stark erschwert bis fast unmöglich. Fast alle genannten Messsysteme können in einzelnen

Einsätzen oder über längere Zeit als kontinuierliche Messsysteme eingesetzt werden. Es gibt dabei die verschiedensten Stromversorgungs-, Datenerfassungs-, Datenübermittlungs- und Auswertungssysteme. Sie können massgeschneidert und kostenoptimiert für die jeweiligen Fragestellungen und Randbedingungen gewählt werden. Dieser Markt unterliegt einer raschen Entwicklung.

Geophysikalische Messungen

Mit selbstanregender, hochempfindlicher Seismik kann das Schwingungsverhalten einer Felsformation festgestellt werden, was Auskunft über den relativen Entfestigungsgrad einer Formation sowie den Bewegungssinn bzw. die vorhandenen Freiheitsgrade derselben angeben kann (Mesocco, Val d'Infern [19]). Sie können in der Praxis dazu dienen, ein aus geologisch-geomorphologischen Aufnahmen und/oder durch Verschiebungsmessungen erarbeitetes, kinematisches Entfestigungsmodell einerseits zu bestätigen. Andererseits ermöglichen sie grundsätzlich den Entfestigungsgrad einer Sturzdisposition festzustellen. Man darf gespannt sein, wie weit sich die Anwendung dieser Methoden noch entwickeln kann.

Weitere Messungen

Anstelle von Deformationsmessungen können Instabilitäten auch mit Spannungsveränderungen erkannt und verfolgt werden. Anker können in instabilem Felsen mit Ankerkraftmessdosen ausgerüstet werden, die als redundantes System zu den Verschiebungsmessungen das Felsverhalten angeben. So konnte beispielsweise an mehreren Objekten das mit oberflächlichen Joint- und in Bohrlöchern versetzte Extensometern festgestellte, Temperatur- und Kluftwasser-abhängige, saisonal elastisch-plastische Deformationsverhalten des Felsens mit einem redundanten System der Ankerkraftmessungen bestätigt werden (Fig. 8). An geeigneten Stellen können auch Druckkissen eingesetzt werden, ihre Anwendung ist aber oft stark limitiert (Problematik Druckschatten, etc.).

Pluviometer sind nicht stets erforderlich, um die lokalen Niederschlagsmengen zu erfassen. Meist genügt der Datenbezug einer meteorologischen Messstation aus der Talschaft. Thermometer sind heute in vielen Geräten und Messgebern enthalten. Beide Messdaten sind für die Interpretation der Temperatur- und Kluftwasser-abhängigen Verschiebungsanteile von wesentlicher Bedeutung.

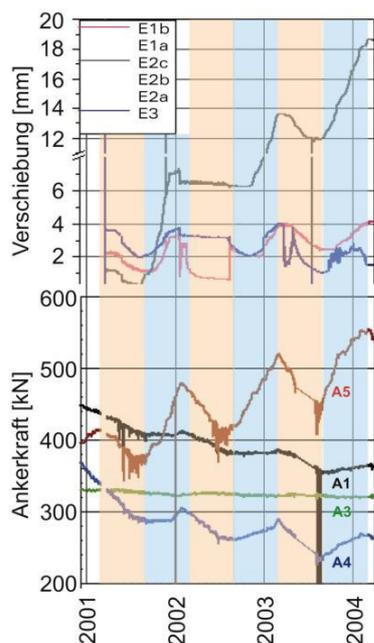


Fig. 8:

Ankerkräfte können als redundantes Messsystem das zyklische Verhalten der Verschiebungsmessungen bestätigen. In Poschiavo korrelierten die über 3 Jahre in der kalten Jahreszeit (blau) gemessenen Verschiebungsschübe sowie die sommerlich rückläufigen (rot), elastischen Verformungen der in Bohrlöchern versetzten Extensometer E1a bis E3 mit den Ergebnissen der im Fels vorgespannten Anker A1 bis A5 [2].

5. Abklärung von Sturzgefährdungen

Das zentrale Ziel der geologisch-felsmechanischen Abklärungen muss sein, den Entfestigungsprozess der absturzgefährdeten Felsmasse sowie deren Kinematik zu erkennen und zu verstehen. Nur dies ermöglicht einen zielgerichteten und aussagekräftigen Einsatz der Instrumentierungen. Es gibt Praxishilfen für den Einsatz von messtechnischen Frühwarnsystemen [20]. Ihr Einsatz ist aber nur dann wirkungsvoll, wenn die installierten Messeinrichtungen am richtigen Ort und in der korrekten Position sind.

In der Tabelle 6 sind die wesentlichen Methoden aufgeführt, welche für eine Abklärung einer Sturzgefährdung im Fels erforderlich sind und die sich in der Praxis bewährt haben.

5a) Geologische und geomorphologische Feldaufnahmen werden heute immer weniger durchgeführt und zunehmend durch kartographische Methoden am Bildschirm ersetzt. Auch Felstrennflächenbestimmungen werden zunehmend anhand von Geländemodellen gemacht. Es handelt sich um eine gefährliche Entwicklung, da die beste Datenqualität nur in Kombination von beidem erreicht werden kann.

Tab. 6: Methoden zur Abklärung von Sturzgefährdungen.

Typ	Methode	Stellenwert	Aussagekraft, Ergebnis
5a	Geologische, geomorphologische Feldaufnahmen	Grundlage für gezielte Sondierungen und für Instrumentierungen	Analyse Trennflächensystem, erste Idee des Entfestigungsprozesses sowie des kinematischen Modells
5b	Felsmechanische Laboranalysen	fallweise als Ergänzung zu 5a	felsmechanische Analyse, Felskennwerte
5c	Sondierungen (Bohrung)	fallweise als Ergänzung zu 5a	Lithologie, Zustand Felsen, Wasserverhältnisse, Probennahme, Bohrlochversuche
5d	Instrumentierungen (primär Verschiebungsmessung, Abschnitt 4.6)	wesentliche Grundlage für Gefahrenanalyse	Bestätigung Entfestigungsprozess und Kinematikmodell, verfolgen Verschiebungspfad, ermöglicht Gefahrenbeurteilung
5e	Modellierungen	fallweise je nach Prozessart, -Grösse	Verlauf, Ausdehnung von Schuttkegeln, Murgängen, etc.

Feldaufnahmen sind unabdingbar, um die Kinematik entlang von Trennflächen, Geländestrukturen, Felsschollen, sowie den Entfestigungsprozess, erkennen und verstehen zu können. Im Feld erkennt man ob aktive Zug-, Scher- oder Stauchbewegungen stattfinden, ob Spannungsrisse auftreten (Kriechzone), oder ob in der Kinematik auch alte, inaktive geologische Phänomene mitberücksichtigt werden müssen. Wenn dabei der Untersuchungsperimeter zu klein gewählt wird, können alte Strukturen unerkannt bleiben und eine allfällige Beeinflussung des Untersuchungsgebietes durch grossräumigere Massenbewegungen bleibt unberücksichtigt [10].

Beispielsweise ist der Entfestigungsprozess des in den Augengneisen abgefahrenen Sturzereignisses in Preonzo von 2010 nicht restlos geklärt [24]. Verglichen zur Felswandneigung von 55°-65° konnten für den Prozess «Kippen/Gleiten» keine entsprechenden, partiellen Gleitzonen gefunden werden [18]. Gemäss den FLAC-Modellierungen wurde zudem eine grössere Sturzmasse mit einem Versagen in den tiefer liegenden, felsmechanisch schwächeren Bändergneisen erwartet

[23]. Nach einer Folge mehrerer Sturzereignisse von 1702, 2002, 2010, 2012 ist fraglich, ob nicht bisher unerkannte, alte Strukturen grossräumiger Massenbewegungen existieren, die tiefgreifende Ablösezone generierten (Sackungen), unterhalb derer eine überbeanspruchte Kriech- oder Bruchzone zu gegebenem Zeitpunkt das Sturzereignis in den Augengneisen ohne Einwirkung eines Triggers verursachte (Abschnitt 3)?

5d) Neben den Feldaufnahmen bilden die Instrumentierungen den zweiten, zentralen Teil, damit eine fundierte Beurteilung einer Sturzgefährdung vorgenommen werden kann (Abschnitt 6). Generell hat sich substantiell und wirtschaftlich bewährt, die Instrumentierung als einen iterativen Vorgang zwischen Feldaufnahmen, Datenauswertung, Beurteilung sowie Konzipierung, Ergänzung oder Aktualisierung der Instrumentierung, vorzunehmen.

5e) Die Auswirkungen von Steinschlag, Block-, Fels- und Bergsturz können heute mit verschiedenen Programmen modelliert werden. Werden die Grundsätze der Modellierungen eingehalten, wie gute Datenqualität der Eingabeparameter, Eichung des Programms anhand von Naturgegebenheiten, Plausibilitätsüberprüfung, etc., können wirklichkeitsnahe Ergebnisse erzielt werden.

6. Beurteilung von Sturzgefährdungen

Die Beurteilung einer Sturzgefährdung, welche möglichst die effektiven Verhältnisse erfasst, ist anspruchsvoll. Sie bildet die Voraussetzung damit eine zeitliche und räumliche Prognose eines Sturzereignisses überhaupt vorgenommen werden kann (Abschnitt 8).

In der Tabelle 7 sind die wichtigsten Elemente aufgeführt, die als Basis einer fundierten Beurteilung zu klären sind bzw. vorgenommen werden müssen.

6a) Oft wird der Datenqualität zu wenig Beachtung geschenkt, obwohl sie von zentraler Bedeutung ist (Messfehler, Störfaktoren, Mess- und Datenrobustheit, Repräsentativität, aussagekräftige Messstandorte, -Richtungen, etc.). Die Datenqualität ist quasi das Blut des Beurteilungsgegenstandes. Bereits bei der Wahl der Instrumentierungsmethode muss die Datenqualität im Vordergrund stehen. Erhalte ich die richtige Information in ausreichender Genauigkeit? Anbieter von Messsystemen verhalten sich aus verkaufstechnischen Gründen diesbezüglich oft zu wenig kritisch und es braucht die Erfahrung und

Hartnäckigkeit des Geologen, um die richtige Wahl zu treffen und durchzusetzen. Bei der messtechnischen Beurteilung einer Sturzgefährdung ist die Datenqualität erneut zu hinterfragen und gegebenenfalls zu korrigieren.

Tab. 7: Wesentliche Beurteilungselemente.

Typ	Element	Aufgabe, Stellenwert	Ergebnis/ Hilfsmittel
6a	Datenqualität	muss geprüft, hinterfragt, evtl. verbessert werden	je nach der Qualität sind Aussagen zu relativieren oder nicht möglich
6b	Datenanalyse	ist die Basis jeder Prozesserkennung	Erkennen von Entwicklungen, Korrelationen, Abhängigkeiten
6c	Prozesserkennung	Ist die Voraussetzung für eine fundierte Beurteilung	Art der Entfestigung, Kinematik, zeitliche Entwicklung, Verkettungen
6d	Beurteilungsschema	erleichtert zielgerichtete Massnahmeneinleitung	Ablaufschema, Entscheidungsbaum, Beurteilungskriterien festgelegt

6b) Die Datenanalyse ist das Herzstück jeder Beurteilung. Dabei sind alle Daten inklusive jener der Feldergebnisse einzubeziehen. Oft wird viel gemessen und wenig oder zu wenig detailliert ausgewertet und analysiert. Die Datenanalyse ist nicht nur vor einem Sturzereignis sondern auch während des Gefahren-managements und danach von essentieller Bedeutung.

Für die Datenauswertung stehen viele numerische und graphische Programmunterstützungen zur Verfügung. Bevor diese zur Anwendung gelangen bewährt es sich, ein Datenanalyse- und Visualisierungskonzept zu erarbeiten (welche Parameter müssen mit einbezogen werden, welche sind einander gegenüberzustellen, welche Werteeinheiten sind zweckmässig, wie kann ich die Ergebnisse für den Nichtfachmann übersichtlich und leicht verständlich visualisieren? etc.). Um Vergleiche zwischen unterschiedlich aktiven Felskörpern oder von verschiedenen Messsystemen zu erleichtern, sind normalisierte Angaben, wie beispielsweise bei Verschiebungsmessungen die Angabe der Geschwindigkeiten zweckmässig. Die fundierte Prozesserkennung oder eine Modellbestätigung wird damit begünstigt.

Die Erkennung von Sturzgefährdungen ist mit den heute zur Verfügung stehenden Mitteln relativ gut möglich (Abschnitt 4). Bedeutend schwieriger ist es, die zeitliche Position eines Felskörpers von Beginn der Entfestigung bis zum Absturz auf der Zeitachse abschätzen, geschweige denn bestimmen zu können. Dabei nimmt die Felssturzgefährdung in Richtung zunehmender Zeitachse kontinuierlich bis progressiv zu, was Jahrzehnte dauern kann. Jedes Sturzpotenzial ist ein Unikat, Vergleiche mit anderen Objekten sind kaum möglich.

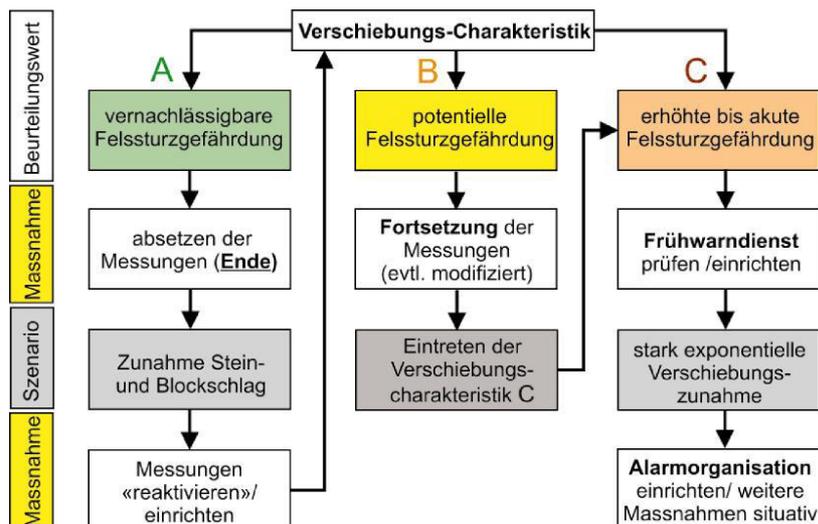
Je nachdem wo man sich auf dieser Zeitachse befindet, werden andere Massnahmen erforderlich. Für den Werkeigentümer ist es schwierig zu entscheiden, ob und wann eine Instrumentierung zu einem Frühwarndienst oder zu einem Alarmsystem ausgebaut werden soll, oder ob die Messungen nach einer längeren Messzeit wieder abgesetzt werden können. Da dies einerseits kostenrelevant ist und andererseits ein Fehlentscheid einen grossen Schaden verursachen kann, kommt diesen Entscheiden der Verantwortlichen eine grosse Bedeutung zu. Das Dilemma ist: Aus übertriebener oder ungerechtfertigter Vorsicht sollen nicht unnötige Kosten generiert werden. Und aufgrund der Befürchtung hoher Kosten soll auf erforderliche Messungen nicht verzichtet werden.

Die Instrumentierung von Klüften und Rissen in der am stärksten bewegten Ablösezone 3a mit rissüberbrückenden Telejointmetern oder in der Tiefe mit Extensometern einer Messgenauigkeit von 1/100 mm hat sich in den letzten fast 30 Jahren sehr bewährt (4.6b). Das Versetzen von Jointmetern an exponierten Felsoberflächen ist oft nicht einfach aber verglichen zu Bohrlochinstrumentierungen meist kostengünstig. Damit lässt sich das Entfestigungs- und Deformations-Verhalten des Felsens in der Oberflächenzone präzise erfassen. Die an der Felsoberfläche sehr häufig eingesetzten Jointmeter sind dem Einfluss der saisonalen Temperatur- und Kluftwasserwechsel ausgesetzt, was in der Datenanalyse immer entsprechend zu berücksichtigen ist (6b). Mit präzisen Messungen ist es heute möglich, auf der Zeitachse drei verschiedene Zeitbereiche zu bestimmen, was ein gezieltes Vorgehen in der Massnahmenplanung und -Umsetzung zulässt. Der in Fig. 9a dargestellte Entscheidungsflowchart basiert auf Erfahrungen, die in den letzten 25 Jahren an vielen Felsobjekten gemacht werden konnten, die sich auf verschiedenen Positionen der Zeitachse befanden (Fig. 9b). Der Flowchart basiert auf den entlang der Zeitachse auftretenden Verschiebungscharakteristiken, die anhand von präzisen, kontinuierlichen Messungen bestimmt werden können (Fig. 8).

Tab. 8: Abschätzung der Sturzgefährdung anhand der Verschiebungscharakteristik.

Verschiebungskarakteristik	Deformationsart	Erwartete Felssturzgefährdung	Überwachungsmassnahme (Messungen)
A: unkritisch	primär elastisch	vernachlässigbar	absetzen (Ende)
B: wenig kritisch	± linear plastisch ¹⁾	potentiell	fortsetzen/ modifizieren
C: kritisch	progressiv plastisch ¹⁾ (exponentiell)	erhöht bis akut	fallweise Frühwarndienst, Alarmorganisation einrichten

¹⁾ bzw. bleibende Verschiebung



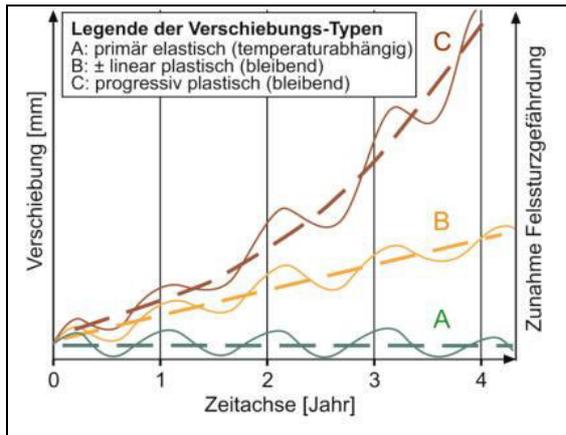


Fig. 9a: Mit Hilfe eines Beurteilungsflow-charts kann entsprechend den verschiedenen Verschiebungscharakteristiken von Felssturzdismpositionen eine zielgerichtete, kosten-/risikooptimierte Massnahmenplanung vorgenommen werden. Die oberflächennah, temperaturbedingt gemessenen, saisonalen Verschiebungsperiodizitäten sind entsprechend zu berücksichtigen.

Können beispielsweise im Zuge einer messtechnischen Überwachung einer kritischen Felsformation mit oberflächlich versetzten Jointmetern festgestellte Verschiebungszunahmen mit den Temperaturwechsel, den Niederschlägen oder der Schneeschmelze korreliert werden, so weiss man, dass es sich um den üblichen Entfestigungsprozess in der Ablösezone handelt, und dass keine ausserordentliche Gefährdung vorliegt (Normalfall). Wesentliche Verschiebungszunahmen die sich nicht mit diesen Einwirkungen korrelieren lassen, müssen eine andere Ursache haben und erfordern innerhalb der Überwachung eine erhöhte Aufmerksamkeit (aussergewöhnlicher Fall).

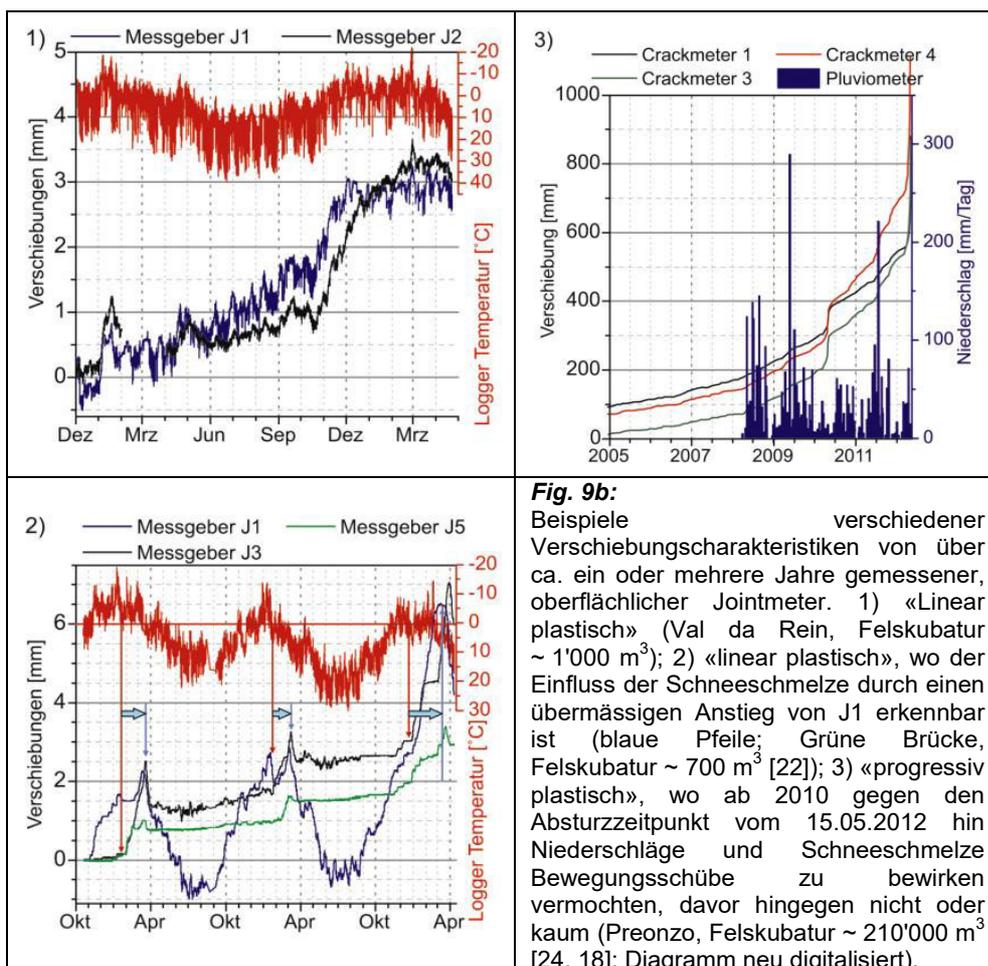


Fig. 9b: Beispiele verschiedener Verschiebungscharakteristiken von über ca. ein oder mehrere Jahre gemessener, oberflächlicher Jointmeter. 1) «Linear plastisch» (Val da Rein, Felskubatur ~ 1'000 m³); 2) «linear plastisch», wo der Einfluss der Schneeschmelze durch einen übermässigen Anstieg von J1 erkennbar ist (blaue Pfeile; Grüne Brücke, Felskubatur ~ 700 m³ [22]); 3) «progressiv plastisch», wo ab 2010 gegen den Absturzzeitpunkt vom 15.05.2012 hin Niederschläge und Schneeschmelze Bewegungsschübe zu bewirken vermochten, davor hingegen nicht oder kaum (Preonzo, Felskubatur ~ 210'000 m³ [24, 18]; Diagramm neu digitalisiert).

7. Wahl geeigneter Massnahmen

In der Tabelle 9 sind Massnahmen aufgeführt, die sich bei kritischen Sturzgefährdungen in der geeigneten Kombination bewährt haben. Der Geologe ist primär in den Massnahmenbereichen 7a bis 7b und fallweise 7d als Fachperson gefragt, wobei er sich im Bereich 7d vorwiegend konzeptionell einbringt.

Tab. 9: Übersicht wesentlicher Massnahmen

Typ	Massnahme	Funktion	Ergebnis, Thema
7a	Überwachung	Schutz vor Überraschung	Verschiebungscharakteristik bestimmen, ausserordentlicher Fall erkennen
7b	SOMA ^{*)}	kurzfristig Sicherheit erhöhen	fallweise angepasste Massnahmen
7c	Organisation	institutionelle Vorbereitungen sollen Handlungsfreiheit ermöglichen	Alarmorganisation, Kommunikation, Hilfeleistungen, Erhalt Infrastruktur
7d	Bautätigkeit	Schutz vor oder Ausweichen den Gefahren	fallweise kurz- bis langfristig konzipierte Bautätigkeiten

^{*)} SOMA: Sofortmassnahmen

7a) Die messtechnische Überwachung ist wahrscheinlich eine der heute am besten eingespielten Massnahme, da sie einerseits institutionell stark propagiert wird und es andererseits in einem auf diesem Gebiet wachsenden Markt viele kommerzielle Anbieter gibt. Wenn die in den vorgängigen Abschnitten genannten, massgebenden Kriterien der Vorgehensweisen erfüllt sind, wird die Überwachung zu einem sehr effizienten Mittel. Sie ist das Nervensystem jedes Gefahrenmanagements. Eine periodisch vertiefte Auswertung durch den Geologen ist die Voraussetzung für deren erfolgreiche Anwendung. Dies wird in der Praxis aus organisatorischen, zeitlichen oder aus Kostengründen oft vernachlässigt. Hier handelt es sich um eine falsche Kosten/Nutzenoptik.

7b) Die SOMA haben sich heute in kritischen Situationen als wichtiges Führungselement durchgesetzt. Dasselbe gilt für die organisatorischen Massnahmen, die bei grossen Gefährdungen durch die Polizei, die kommunalen und kantonalen Führungsstäbe, unterstützt von Zivilschutz und Militär, in unserer Gesellschaft gut eingespielt sind (7c, [21]).

Die Bautätigkeiten gestalten sich je nach den lokalen Gegebenheiten fallweise verschieden und werden meist über Behördenvertreter planerisch und ausführungsmässig in Auftrag gegeben (7d). Ein spezielles Augenmerk gilt es den häufig diskutierten, baulichen Massnahmen einer Gebirgsentwässerung zu schenken. Grosse Sturzprozesse können nur im Ausnahmefall nachhaltig und wirtschaftlich durch Entwässerungsmassnahmen verhindert oder verzögert werden. Wenn der durch Niederschläge und Schneeschmelze veränderliche Kluftwasserdruck eindeutig als massgebende Einwirkung einer progressiven Felsentfestigung festgestellt werden kann, befindet man sich auf der Zeitachse meist bereits in Nähe des kommenden Absturzereignisses. Dies war in Preonzo der Fall, wo die Verschiebungen in den Jahren 2002 bis 2010 nicht oder nur wenig auf die Niederschläge und die Schneeschmelze reagierten, ab 2010 bis zum Sturzereignis im Mai 2012 hingegen verstärkt (Fig. 9b3). So hätten beispielsweise Entwässerungsmassnahmen nach 2010 das Sturzereignis viel-leicht etwas verzögern, jedoch nicht aufhalten können (gravitativ gesteuerter Prozess).

Nennenswerte Chancen der Entwässerung bestehen unter gewissen Voraussetzungen bei ausgedehnten Gleitprozessen (Abschnitt 4.3.1). Die Hauptschwierigkeit liegt bei meist hohen Kosten in der Abschätzung der Wirksamkeit solcher Massnahmen. Wenn mit den oft aus der Tiefe vorgenommenen Entlastungsbohrungen die Verschiebungsaktivität nicht rasch auf ein Minimum reduziert werden kann, sind die Wirksamkeit, die Gebrauchstauglichkeit und die Lebensdauer der Entwässerungsmassnahme massiv reduziert bis unwirksam, da sie laufend wieder zerstört werden.

8. Vorhersage von Sturzereignissen

Die Vorhersage des Zeitpunktes eines Ereignisses bringt allen Verantwortlichen den entscheidenden Vorteil, dass sie agieren können und nur auf unvorhergesehene Entwicklungen des erwarteten Ereignisses reagieren müssen. Dadurch kann im Regelfall ein wesentlicher Teil des potentiellen Schadens abgewendet werden. Neben der zeitlichen Vorhersage soll auch das Sturzvolu-men, die Ausdehnung der Ablagerungen und der erwartete Ablauf eines Sturzprozesses abgeschätzt bzw. angegeben werden (ein einmaliges Ereignis, portionenweise, Abbrüche über längere Zeiträume). Allfällige Verkettungen zu Folgeprozessen haben ebenso eine grosse Bedeutung und sind abzuklären und zu benennen.

Zeitliche Vorhersage

In der Tabelle 10 sind wesentliche Fragen aufgeführt, die zu beantworten sind, damit die Chance einer erfolgreichen, zeitlichen Vorhersage eines Sturzereignisses hochgehalten werden kann.

Tab. 10:

Für eine zeitliche Vorhersage eines Sturzereignisses zu beantwortende Fragen.

Typ	Frage	wesentliche Kriterien
8.1a	Wo sind wir auf der Zeitachse?	progressive Verschiebungszunahme
8.1b	Sind die Daten und ist die Vorhersagemethode geeignet?	absolute oder relative Verschiebungsmessung ausreichender Genauigkeit und Messdauer, Redundanzen
8.1c	Ist die Voraussetzung für eine Zeitpunktbestimmung gegeben?	eine Verlangsamung der Sturzmasse ist kaum mehr möglich
8.1d	Vertrauensstufe der Ereignisvorhersage? (Angabe in 3 Stufen)	1: wahrscheinlich; 2: sehr wahrscheinlich; 3: bestimmbar

8.1a) Eine progressive Zunahme von gemessenen Verschiebungen kann zu irgendeinem Zeitpunkt, d.h. auch wenn erst eine kurze Datenmessreihe über die Instabilität vorliegt, festgestellt werden. In einem solchen Fall ist es sehr schwierig, kurzfristig eine erfolgsversprechende Absturzprognose zu erstellen, da in der Regel die für eine Prognose entscheidende Frage 8.1c kaum zu beantworten ist. Dann kann maximal die Vertrauensstufe 1 angegeben werden. Zudem ist zu beachten, dass progressive Zunahmen temperatur- und kluftwasserbedingt nur kurzfristig auftreten können (Abschnitte 2.2, 2.3).

8.1b) Für eine geeignete Vorhersagemethode sind präzise, absolute oder relative Verschiebungsmessungen 4.6a bis 4.6c, gemäss Abschnitt 4.6, von mindestens wenigen mm Genauigkeit erforderlich. Messdaten, die einer Interpretation bedürfen wie Radar oder Laser, sind hierfür kaum geeignet (4.6d, 4.6f). Da die Verschiebungen in der Ablösezone 3a am grössten sind, reagieren Daten aus

dieser Zone am empfindlichsten und sind für die Verwendung von Sturzvorsagen im Regelfall besonders gut geeignet.

8.1c) Die Darstellung der Verschiebungen im Diagramm der inversen Geschwindigkeit gegen die Zeit hat sich für die Bestimmung des Ereigniszeitpunkts bewährt (Fig. 11, [32]). Der angegebene Zeitpunkt ist erst dann vertrauenswürdig, wenn sicher ist, dass in der Sturzmasse keine nennenswerte Verlangsamung der Geschwindigkeiten mehr möglich ist. Die Hauptschwierigkeit liegt im Wesentlichen darin, den «point of no return» feststellen zu können. Generell gilt, je grösser und träger die Absturzmasse, umso geringer ist die Wahrscheinlichkeit, dass ab einer gewissen Geschwindigkeit die verbleibenden Rückhaltekräfte noch eine Verlangsamung bewirken können. Die kritischen Geschwindigkeiten absturzgefährdeter Felsmassen sind je nach der Felsdisposition und der Grösse des Sturzvolumens verschieden und kaum bekannt. Es beruht auf der Erfahrung des Geologen, diesen Zeitpunkt des «point of no return» zu finden. Hierfür ist eine längere, intensive Beobachtung der Verschiebungsentwicklung, deren Verhalten zu den verschiedenen Einwirkungen, der Veränderung der felsmechanischen Randbedingungen sowie übriger Phänomene, wie auftretende Sturzereignisse, etc., erforderlich. Wer meint, er könne rasch die Daten in ein Diagramm plotten, um den Zeitpunkt festlegen zu können, wird kaum erfolgreich sein. In Preonzo war anhand der Verschiebungs-/Zeitkurve ab Ende April klar, dass der «point of no return» überschritten war [24].

8.1d) Das Bekanntgeben eines voraussichtlichen Ereigniszeitpunktes ist immer heikel und muss gut überlegt sein. Wie in diesem Artikel erläutert ist die Thematik zu komplex, als dass es eine Gewähr für erfolgreiche, zeitliche Vorhersagen gibt. Erweisen sich zeitliche Vorhersagen als unzutreffend, läuft man die Gefahr, dass im Wiederholungsfall diese nicht mehr ernst genommen werden und die betroffenen Personen den Anweisungen der Verantwortlichen nicht mehr Folge leisten. Mit der Angabe von drei Vertrauensstufen 1-3 können beispielsweise die organisatorischen Massnahmen 7c graduell vorbereitet und bei der höchsten Stufe 3 die maximalen angeordnet werden. Auf eine zeitliche Vorhersage unterhalb der Vertrauensstufe 1, «Ereignis wahrscheinlich», soll im Regelfall verzichtet werden.

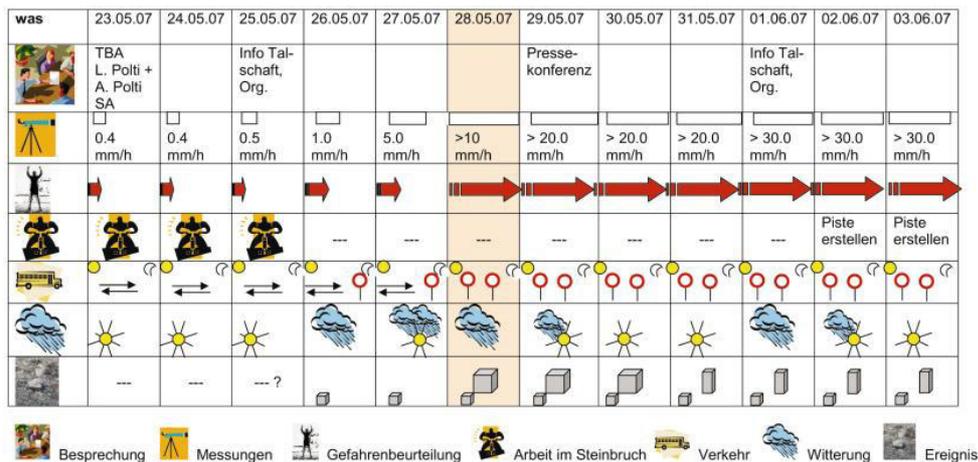


Fig. 10: Die 5 Tage im Voraus gemachte Ereignisvorhersage ermöglichte allen Beteiligten innerhalb des Gefahrenmanagements primär zu agieren. Damit konnte das Schadenpotential erheblich reduziert werden. Bis 2 Tage vor Beginn des Hauptsturzerignisses von insgesamt 200'000 m³ konnten im Steinbruch Arvigo und bei den Infrastrukturbauten Schutzvorkehrungen vorgenommen werden. Zwei Tage vorher wurde die Calancastrasse über Nacht und ab dem 28.05.2007 auch tagsüber gesperrt. Bereits eine Woche nach Ereignisbeginn wurde die Strasse über eine Umfahrung dem Verkehr wieder freigegeben [25, 30].

Weiterführende Vorhersage

Eine räumliche Vorhersage eines Ereignisses setzen detaillierte Abklärungen der Sturzgefährdung voraus (Abschnitt 5), anhand der die massgebenden Entfestigungsprozesse und die Kinematik erfasst werden konnten. Dann kann das erwartete Sturzvolumen und die Art des Ereignisgangs relativ gut zutreffend prognostiziert werden.

Die Ausdehnung der Ablagerung der Sturzmasse zu prognostizieren ist erheblich schwieriger, wenn beispielsweise nicht bereits stumme Zeugen von Schuttkegeln ähnlicher Sturzvolumina in der Umgebung vorliegen. Modellierungen können grundsätzlich dabei helfen. Verglichen zu Sturzmodellierungen von Einzelblöcken sind jene von Fließprozessen noch nicht auf demselben Niveau entwickelt und aufgrund einer anderen Prozessdynamik sowie schwierig abschätzbarer Randbedingungen erheblich komplexer. Sie haben heute wahrscheinlich erst den Stand von groben Annäherungen erreicht, was es innerhalb des Gefahrenmanagements stets zu berücksichtigen gilt.

Ein weiteres, schwieriges Kapitel ist die Frage nach möglichen und wahrscheinlichen Prozessverkettungen, d.h. was für weitere Folgeprozesse das Sturzereignis auslösen kann (Murgang, Flutwelle, etc.). Auch aus dieser Optik kommt dem Bedürfnis einer zeitlichen Ereignisvorhersage eine grosse Bedeutung zu. Bei einer zeitlichen Vorhersage kann man einerseits die Randbedingungen, wie Schneelage, Niederschläge, Sturm und die Auswirkungen wahrscheinlicher Prozessverkettungen, besser beurteilen. Andererseits können bei schlecht einschätzbaren Risiken die Schutz- oder Ausweichmassnahmen auf diesen Zeitpunkt hin zwecks Schadensminimierung vorsichtshalber umfassender gestaltet werden.

Erfolgreiche Vorhersage

Erfolgreiche Vorhersagen von Sturzereignissen ermöglichen es, katastrophenähnliche Ereignisse einigermaßen kontrolliert zu bewältigen. Dies indem sich die zivilisatorische und behördliche Umgebung mit entsprechenden Massnahmen auf ein solches Ereignis einstellen und entsprechende Vorbereitungen treffen kann (Fig. 10). Sensible, materielle Gegenstände können vorgängig geschützt oder in Sicherheit gebracht werden; der Zugang von Personen zu gefährdeten Einrichtungen und Örtlichkeiten kann wirkungsvoll verhindert und angeordnete Verbote auch durchgesetzt werden; eine zeitgerechte Kommunikation kann vorgenommen und das Risikomanagement gezielt vorbereitet werden. Nur schon das Verhindern, dass im Ereignisfall nicht Rettungskräfte für die Vermisstensuche in ein akut gefährdetes Gebiet geschickt werden müssen, ist ein Erfolg. Heute verfügt man grundsätzlich über die technischen Mittel und das Knowhow, um die Erfolgchance einer Vorhersage von grossen Sturzereignissen hochzuhalten. So konnte der zweite Bergsturz von Randa vom 09.05.1991 anhand, über Spalten ausgeführter Messungen vorangekündigt werden. Die beiden Felsstürze von Preonzo von 2002 (150'000 m³) und vom 15. Mai 2012 (210'000 m³, [24]), sowie andernorts weitere, kleinere konnten auf 1 bis 2 Tage genau vorausgesagt werden (Fig. 11). Das heisst aber nicht, dass dies stets gewährleistet werden kann. Jedes Sturzpotential ist aus geologischer, felsmechanischer und geometrischer Sicht ein Unikat mit individuellen Gegebenheiten, die detailliert eruiert und verstanden werden müssen.

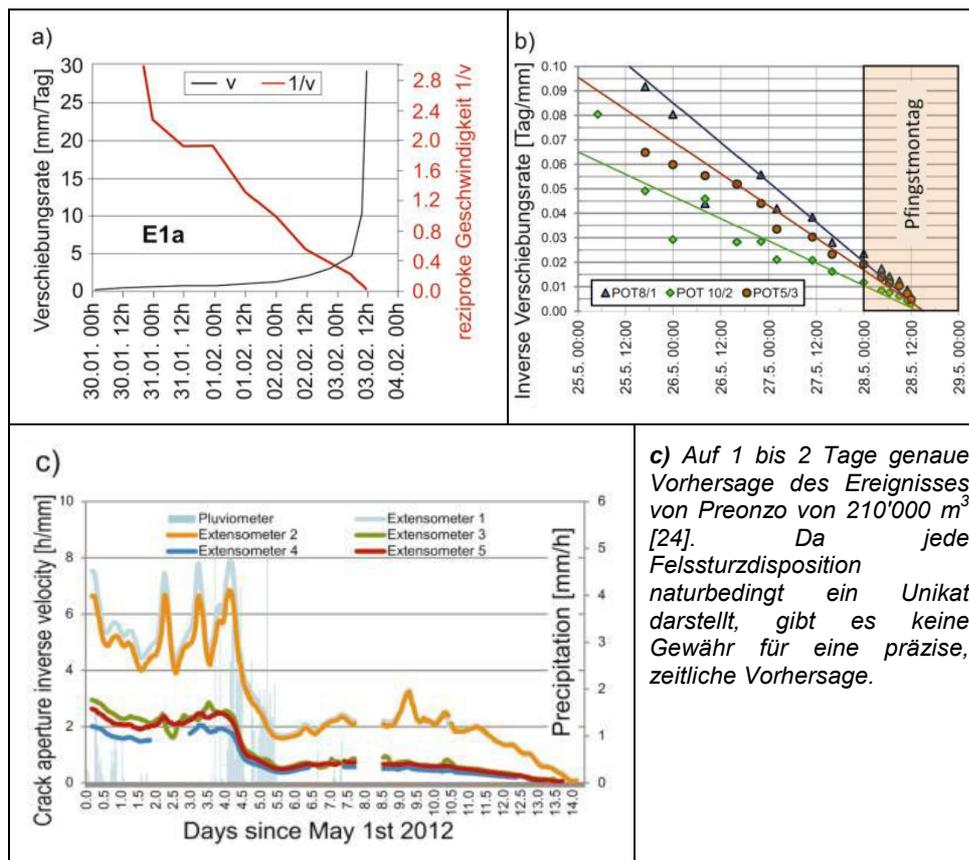


Fig. 11: Eine laufende Auswertung von präzisen, kontinuierlichen Verschiebungsmessungen, kombiniert mit der notwendigen Erfahrung des Geologen ermöglicht die zeitliche Vorhersage von Sturzereignissen. **a)** Auf die Stunde genauer Ereigniszeitpunkt im Diagramm inverse Verschiebungsrates gegen die Zeit von in Bohrlöchern installierten Extensometern (E1a), Sturzereignis Val d'Infern von 20'000 m³ [6]. **b)** Auf den Tag genaue Vorhersage des Ereignisses beim Steinbruch Arvigo von 200'000 m³ (Regressionsgeraden [25]).

Wenn die in den Abschnitten 4 bis 7 genannten Aspekte sorgfältig abgewogen und ausgeführt werden, bestehen grosse Chancen für eine erfolgreiche Ereignisvorhersage. Unter den beteiligten Fachleuten spielt hierbei der Geologe die zentrale Rolle. Neben einer genauen, geologischen, felsmechanischen und kinematischen Analyse sind kontinuierliche Deformationsmessungen von hoher Genauigkeit unabdingbar. Die Installation eines zweckmässigen Messsystems ist in den meist exponierten Lokalisationen und unter oft ungünstigen Randbedingungen schwierig. Es kann dabei nicht darum gehen, das Unmögliche zu versuchen, sondern entschlossen und energisch das für die Zielsetzung geeignet Mögliche zu finden und konsequent umzusetzen. Während eines Viertel-jahrhunderts engagierter Berufstätigkeit haben wir nach einer intensiven Abklärung und Lösungssuche auch bei noch so schwierigen Randbedingungen schlussendlich stets eine für den vorgesehenen Zweck geeignete Instrumentierung gefunden und diese mit Erfolg zur Anwendung gebracht. Es kann nicht von der Hand gewiesen werden, dass für ein gutes Gelingen oft auch die not-wendige Portion Glück erforderlich ist.

Ein exemplarisches Beispiel einer erfolgreichen Vorhersage bildet der Felssturz von 20'000 m³ im Val d'Infern, der die zwei Tunnel verbindende, 30 m lange Brücke der Calancastrasse zerstörte. Anhand der 10-jährigen, stufenweise mit Instrumenten ergänzten, messtechnischen Überwachung einer stark entfestigten Felsmasse konnte der richtige Zeitpunkt gewählt werden, der die Planung und den Bau eines

300 m langen Umfahrungstunnels innert einer extrem kurzen Zweijahresfrist ermöglichte [30]. Dank dieser rechtzeitigen, baulichen Massnahme konnte bei dem ein halbes Jahr nach dessen Eröffnung erfolgten Felssturzes erreicht werden, dass die einzige Zufahrtsstrasse nicht über Monate unterbrochen wurde. Dank einer periodisch intensiven Auswertung der Messdaten konnte nicht nur das Sturzereignis auf die Stunde genau vorhergesagt werden, sondern es konnten auch wichtige Erkenntnisse über die Entfestigungsprozesse der Sturzmasse gewonnen werden [2].

Eine ebenfalls aufgrund von Verschiebungsmessdaten eine Woche im Voraus auf den Tag genau vorgenommene, zeitliche und räumliche Vorhersage eines insgesamt 400'000 m³ grossen Sturzereignisses beim Steinbruch Arvigo erlaubte ein in jeder Hinsicht kontrolliertes Gefahrenmanagement, welches Personenschäden verhinderte, die Sachschäden durch entsprechende Vorbereitungsmaßnahmen wesentlich reduzierte und innert Wochenfrist eine Wiederinbetriebnahme der Calancastrasse ermöglichte (Fig. 10).

9. Gefahrenmanagement des Geologen

Bei kleinen Sturzereignissen bestreitet der Geologe im Regelfall den Grossteil des Risikomanagements und übernimmt dabei die Gesamtleitung (Norm SIA 106). In vielen Fällen kommt der Geologe erst nach einem erfolgten Sturzereignis auf den Platz, weil das Ereignis unerwartet eintrat. Da Felssturzergebnisse selten sind, begleiten die meisten Geologen während ihrer beruflichen Tätigkeit höchstens vereinzelt Felssturzdismpositionen bis zum Absturz. Viele Geologen können daher nicht auf die Erfahrung eines Gefahrenmanagements zurückgreifen.

Wo eine sehr grosse Gefährdung oder ein sehr hohes Schadenpotential von mehreren 10er Mio. CHF vorliegt, lohnt es sich, wenn dem in solchen Situationen meist schon lange vor einem Ereignis beauftragten Geologen ein Expertenteam von ausgewiesenen und in diesem Prozess praxiserfahrenen Geologen zur Seite gestellt wird. Dies soll spätestens dann erfolgen, wenn anhand von Messdaten die Verschiebungscharakteristik C, «kritisch», festgestellt wird (Abschnitt 6). Noch besser ist, das Expertenteam bereits eine Phase früher, d.h. bei der Verschiebungscharakteristik B, «linear plastisch», erstmals punktuell einzusetzen. Da die Wahl, die Installation und der Einsatz von kontinuierlichen Messeinrichtungen meist schwierig und mit nennenswerten Kosten verbunden sind, ist oft eine konsequente Beharrlichkeit und ein erhöhtes Durchsetzungsvermögen gefordert, um bei Organisationen, welche die Kosten solcher Instrumentierungen kaum im Jahresbudget haben, diese veranlassen und realisieren zu können.

In der Phase der «Beurteilung von Sturzgefährdungen» können alle notwendigen Beurteilungselemente von einem erfahrenen Geologenteam kritisch hinterfragt, und gegebenenfalls entsprechende Ergänzungen noch rechtzeitig vorgenommen werden (Abschnitt 6). Die Praxiserfahrung zeigt, dass bis zum Eintritt eines Sturzereignisses im Regelfall stets eine längere Zeit zur Verfügung steht, als was die involvierten Fachleute allgemein erwarten. Dies da Entfestigungsprozesse grosser, potenzieller Sturzmassen grundsätzlich über lange Zeiträume von meist mehreren Generationen ablaufen. Dies birgt auch Gefahren. Es ist schwierig über eine lange Zeit die erforderliche Aufmerksamkeit beizubehalten, um kritische Veränderungen rechtzeitig erkennen und die entsprechenden Massnahmen einleiten zu können. So wurde in Randa vor dem zweiten Bergsturz vom 09.05.1991 mit den inzwischen kontinuierlich messenden

Jointmetern erst sehr kurzfristig am 07.05. eine exponentielle Verschiebungszunahme festgestellt [26]. Wäre man nicht durch den ersten Bergsturz vom 18.04. vorgewarnt gewesen, was eine entsprechende Aufmerksamkeit für die weitere Verschiebungsentwicklung bewirkte, so hätte sich der Bergsturz vom 09.05. wahrscheinlich völlig unerwartet ereignet.

Der frühzeitige Einsatz eines sorgfältig gewählten Expertenteams erhöht die Chance für die in diesem Artikel ausgeführte, effiziente und zielführende Problemerkennung und Ereignisbewältigung von Felssturzdispositionen eines ausserordentlichen Gefahren- oder Schadenpotentials ganz wesentlich.

Literaturverzeichnis

- [11] Phillips M. et.al. 2016: Rock slope failure in a recently deglaciated permafrost rock wall at Piz Kesch (Eastern Swiss Alps), February 2014, Earth Surf. Process. Landforms (2016).
- [21] Krähenbühl R. 2004: Temperatur und Kluftwasser als Ursache von Felssturz, Bull. angew. Geol. 9/1.
- [31] Gischig V. et.al. 2007: Thermo-mechanical forcing of deep rock slope deformation - Part II: the Randa rock slope instability, Geophys. Rs. 2011JF002007.
- [41] Moore J.R. et. al. 2011: Air circulation in deep fractures and the temperature field of an alpine rock slope, Earth Surface Processes and Landforms, 36(15), 1985-1996.
- [51] Dr. Vollenweider AG 2006: Deformationsmessungen Rutschung Ricaldei, Prada, Bericht 720/26 vom 06.12.2006.
- [61] Krähenbühl, R. 2006: Der Felssturz, der sich auf die Stunde genau ankündigte, Bull. angew. Geol. 11/1.
- [71] Amann, F. 2006: Grosshangbewegung Cuolm da Vi (Graubünden Schweiz) Geologisch-geotechnische Befunde und numerische Untersuchungen zur Klärung des Phänomens, Dissertation der naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Erlangen-Nürnberg.
- [81] Fossati, D.A. 2008: The deep seated gravitational slope deformation of Landarenca, a geological-geotechnical analyses, Master Thesis September 2008.
- [91] Moser, M. 1994: Geotechnics of large scale slope movements («Talzuschübe») in Alpine Regions, 7th international IAEG congress. 1533-1542, Rotterdam.
- [10] Krähenbühl, R. & Nänni, C. 2017: Ist das Dorf Brienz-Brinzauls Bergsturz gefährdet?, Swiss Bulletin, Vol. 22/2.
- [11] Hudson, J.A. & Harrison, J.P. 1997: Engineering rock mechanics. Elsevier Science Ltd, UK, 444 pp.
- [12] Zangerl, C. et.al. 2003: Multidisziplinäre Prozessanalyse instabiler Hänge, Geoforum Umhausen, Tagungsband III (2001-2004).
- [13] Paraskevopoulou, C. et. al. 2017: Time-dependent behaviour of brittle rocks based on static load laboratory tests, Geotech Geol Eng, DOI 10.1007/s10706-017-0331-8.
- [14] BauGrundRisk GmbH 2007: Überwachungsplan Felssturzgefährdung Galerie Gorda Süd, Mesocco, Geologischer Bericht 071124-1 vom 14.12.2007.
- [15] Gruner, U. 2004: Felssturzgefahr Chapf-Blattenalp (Innertkirchen BE), Bull. angew. Geol. 5/1 2000.
- [16] Gruner, U. 2004: Klima und Sturzereignisse in Vergangenheit und Zukunft, Bull. angew. Geol. 9/2 2004.

- [17] De Preux, A. 2014: Charakterisation of the large rock slope instability at Pizzo Cengalo (Switzerland): roles of structural predisposition and permafrost on stability, Master thesis 2014
- [18] Signer, A. 2010: Structural and kinematic analysis of the Rosciro rock slide, Preonzo, Switzerland, Masterarbeit ETHZ.
- [19] Leu, W., Csikos, G. adnr exploration 2005: Einsatzmöglichkeiten der Tieffrequenzseismographie zur Beurteilung der Felsentfestigungssituation im spröden Gebirge, A13c Nationalstrasse, Felssturz Galerie Gorda Süd, 741 Calancastrasse, Felssturz Val d'Infern.
- [20] BABS 2015: Praxishilfe für den Einsatz von Frühwarnsystemen für gravitative Naturgefahren.
- [21] Ratgeb, Chr. & Bühler M. 2018: Bergsturz am Piz Cengalo, Allgemeine Schweizerische Militärzeitschrift, Nr. 01/02, Jan./Feb. 2018, 184. Jahrgang.
- [22] BauGrundRisk GmbH 2018: Überwachung Felssporn Widerlager Süd, Grüne Brücke, Splügen, 6. Zwischenbericht Telejointmeter Messungen, 1802234-1 vom 29.03.2018.
- [23] Willenberg, H. et. al. 2009: Hazard assesement and runout analysis for an unstable rock slope above an industrial site in the Riviera vally, Switzerland, Landslides (2009), 6:(111- 116), DOI 10.1007/s10346-009-0146-7.
- [24] Löw, S. et. al. 2016: Monitoring and early warning of the Preonzo catastrophic rockslope failure, Landslides (2009), 6:(111-116), DOI 10.1007/s10346-016-0701-y.
- [25] BauGrundRisk GmbH 2018: **Mittwoch 17.10.2018 15:30-16:00** **Ü**berwachung Felssporn Widerlager Süd, Geologischer Bericht vom 28.06.2007.
- [26] Schindler C. et. al. 1993: Die Ereignisse vom 18. April und 9. Mai bei Randa, (VS), ein atypischer Bergsturz in Raten, Eclogae Geologicae Helvetiae, Vol. 86, No. 3, 1993, pp. 643-1095.
- [27] Krähenbühl, R., & Donau, M. 2017: Der Tunnel dem sein Fels davon läuft, Geoforum Umhausen, Tagungsband 2017.
- [28] BauGrundRisk GmbH 2018: Felssturzgefährdung Molina d'Dent, Buseno, 741 Calancastrasse, Zwischenbericht messtechnische Überwachung 1801261-1 vom 09.02.2018.
- [29] Thuro, K. et. al. 2006: Der Bergsturz von Goldau 1806: was wissen wir 200 Jahre nach der Katastrophe, Bull. angew. Geol. 11/2, 2006.
- [30] Krähenbühl, R., et. al. 2008: Felsstürze isolieren ein Tal zu Aussenwelt, Tiefbau Nr. 8, August 2008
- [31] Gruner, U. 2006: Bergstürze und Klima in den Alpen - gibt es Zusammenhänge?, Bull. angew. Geol. 11/2, 2006
- [32] Fukuzono T. 1985: A new method for predicting the failure time of a slope, In proceedings of the 4th international conference and field workshop on landslides, Tokyo, University press, p 145-150.
- [33] Amann F. et. al. 2006: Kinematik und Bewegungsmechanismen der tiefgründigen Instabilität Cuolm da Vi (Graubünden, Schweiz), Bull. angew. Geol. Vol 11/2, 2006.
- [34] Goodman R.E. 2013: Toppling - A Fundamental Failure Mode in Rock Mass and other Discontinuous Materials - Description, Analyses, and Case Histories, Mitteilung für Ingenieurgeologie und Geomechanik, Band 10, 6th Colloquium Rock Mechanics - Theory and Practice, Wien 2013.

Geologische und geophysikalische Trassenerkundung eines Donaudükers im Vorfeld einer Gasleitungsverlegung zwischen Rumänien und Bulgarien

Christoph Donié

Dr. Donié Geo-Consult GmbH, Am Hang 3, D-76307 Karlsbad

Abstract

Within the frame of the interconnector gas pipeline construction between Romania and Bulgaria in 2016 a Danube crossing (culvert) was planned with two parallel pipelines of approximately 2.1 km length each using HDD technology. After several attempts to cross under the river had failed, an intensive exploration of the pipeline route with geological and geophysical methods was initiated. The aim was to improve knowledge about the general subsoil conditions, the tectonic structures and karst phenomena in the area of the planned HDD lines, as major problems were to be expected during construction in these sections. Through an overall interpretation of all the complementary results of the various exploration procedures, the complex underground situation could be analyzed, and a detailed geological model created. Despite the extremely difficult geological conditions the HDD measure was successfully carried out based on this detailed subsoil investigation results.

Veranlassung

Im Rahmen der Instandsetzung des bestehenden grenzüberschreitenden Gasversorgungsnetzwerkes zwischen Marten (Bulgarien) und Comasca (Rumänien) sollten 2016 zwei parallele Rohrleitungen mit einer Länge von jeweils ca. 2,1 km und einem Durchmesser von 500 mm im HDD-Verfahren (Horizontal Directional Drilling) unter der Donau hindurch verlegt werden. Nachdem drei Jahre zuvor der Versuch einer Donauquerung im HDD-Verfahren geologisch bedingt gescheitert war, sollte nun die Donauquerung in einer deutlich größeren Tiefe erfolgen, in der etwas günstigere geologische Randbedingungen erhofft wurden. Insofern konnten vorhandene Baugrunddaten aus der ersten Kampagne nur eine unzureichende Basis für die geplante Baumaßnahme liefern, als die Erkundungstiefe von 30 m auf bis zu 100 m deutlich erhöht wurde. Daher wurden umfangreiche geologisch-geophysikalische Baugrunduntersuchungen veranlasst, die sich in dieser Form bei zahlreichen vorausgegangenen HDD-Projekten immer wieder bewährt hatten. Ziel war es, neben der Feststellung der generellen Baugrundsituation die im Bereich der projektierten HDD-Trassen zu erwartenden tektonisch stark beanspruchten Zonen bzw. Strukturen zu erfassen. Dabei handelte es sich im Einzelnen um eine bekannte geologische Störung, die im Trassenverlauf nahe dem bulgarischen Donauufer vermutet wurde, deren Begleitstörungen, offene Spalten und Kluftzonen sowie insbesondere auf der bulgarischen Seite bekannte Karstphänomene.

In derartigen geologischen Untergrundverhältnissen waren größere Probleme bei der Bauausführung infolge massiver Spülungsverluste zu erwarten.

Geologie

Der Untergrund im Bereich der HDD-Trassen setzt sich aus Sedimentgesteinen der Kreidezeit (vorwiegend Kalkstein) und quartären Ablagerungen zusammen.

Der Kalkstein, nach Bohrkernanalyse fossilienhaltig, oolitisch, bereichsweise gipsartig, ist im Allgemeinen stark bis sehr stark verwittert. Klüfte und Spalten sind teilweise „offen“ (in Abhängigkeit von ihrer Lage zum Grundwasser luft- oder wassergefüllt), teilweise mit toniger oder kalzitischer Füllung. Lokal wurde sehr stark verwitterter, zerrütteter bis völlig zerlegter Kalkstein (Kalksteinbruchstücke) in toniger Matrix festgestellt. Dabei könnte es sich möglicherweise um eine Verwerfungsbrekzie handeln, die durch starke tektonische Beanspruchung entstanden ist. Insbesondere auf der bulgarischen Seite der Donau begünstigt der tektonisch bedingte hohe Zerlegungsgrad des Kalksteins Karsterscheinungen.

Eine große SE-NW orientierte Verwerfungszone, die südliche Begrenzung des sogenannten Dobrich-Vetrino-Blocks, verläuft im NE, nahe dem Untersuchungsgebiet. Im Bereich der Donau ändert die Verwerfungslinie ihre Richtung und streicht hier von S nach N-NE. Auf rumänischer Seite finden sich zahlreiche annähernd senkrecht zu dieser Hauptstörung verlaufende Verwerfungen, deren tektonische Einwirkungen möglicherweise bis in das Untersuchungsgebiet hineinreichen.

Quartäre Ablagerungen im Untersuchungsgebiet treten als Niederterrassenschotter und Schwemmlandböden (vorwiegend schluffig und sandig, seltener tonig) sowie fluviatile Ablagerungen (Sand und Kies mit tonigen Einlagerungen) in Erscheinung. Untergeordnet wird auf der bulgarischen Seite auch Löss angetroffen.

Insgesamt stellt die beschriebene geologische Untergrundsituation im Bereich der Donau-Querung für über 2 km lange HDD-Leitungstrassen eine große Herausforderung dar.

Untersuchungskonzept

Als Basis für die Ausführungsplanung der HDD-Maßnahmen sollte eine umfassende Erkundung des Untergrundes mit Aufschlussbohrungen, boden- und felsmechanischen Laborversuchen sowie geophysikalischen Erkundungsmethoden durchgeführt werden. Problematisch war allerdings die Tatsache, dass die geologisch-geophysikalischen Baugrunduntersuchungen erst unmittelbar vor der Baustelleneinrichtung, also der Vorbereitung der Bauausführung, beauftragt wurden, auch wenn dies in diesem Business mittlerweile gängige Praxis ist.

Die durchgeführten Bohrungen lieferten punktuelle Informationen über den Untergrundaufbau bis deutlich unterhalb des geplanten Verlegeniveaus der projektierten Pipelines. Aufgrund der Schifffahrt und der starken Strömung in der Nähe des bulgarischen Ufers sowie des hohen zeitlichen Aufwands für Ponton-Bohrungen waren für Bohrungen auf der Donau Grenzen gesetzt, zumal der Start der eigentlichen HDD-Maßnahme unmittelbar bevorstand. Daher wurden nur in der Nähe zum rumänischen Ufer zwei Aufschlussbohrungen auf der Donau niedergebracht. Um die Informationslücken zwischen den Bohrungen

zu schließen sowie besonders kritische Abschnitte zu lokalisieren, wurde zeitgleich eine sehr aufwendige geophysikalische Erkundungskampagne gestartet.

Basis der geophysikalischen Untersuchungen waren umfangreiche tomographische Geoelektrikmessungen auf Längs- und Querprofilen entlang der geplanten Trasse. Ergänzt wurde die Geoelektrik durch eine seismische Erkundung, die zu Land weitgehend auf den gleichen Profilen wie die geoelektrischen Messungen erfolgte. Diese zweite Methode wurde eingesetzt, um die ausschließlich indirekten Baugrundinformationen zwischen den Aufschlussbohrungen und das daraus abzuleitende geologische Modell durch einen zweiten physikalischen Parameter abzusichern. Dabei stand insbesondere die Differenzierung des Kalksteins, der auf weiten Strecken der HDD-Baumaßnahmen zu durchbohren war, im Vordergrund. Außerdem ließen sich anhand der Ausbreitungsgeschwindigkeiten der elastischen Wellen dynamische Parameter der verschiedenen Schichten analysieren.

Folgende Arbeiten wurden durchgeführt:

Geotechnik und Vermessung

- Durchführung von 17 Erkundungsbohrungen (Endteufe: 50 m bis 100 m)
- Bohrkernaufnahme durch einen erfahrenen Geologen aus der Region
- Probenahmen aus den Bohrkernen
- Laborversuche: Ermittlung geotechnisch relevanter boden- und felsmechanischer Parameter (z.B. einaxiale Druckfestigkeit, Abrassivität, Porosität etc. im Festgestein, Kornverteilung, Plastizität, Durchlässigkeit, Scherfestigkeit etc. im Lockergestein)
- Bestimmung verschiedener Indices anhand der Bohrkernkerne: RQD-rock quality designation, SCR-solid cone recovery, TCR-total core recovery
- Installation von PVC-Casings in den Erkundungsbohrungen
- Topographische Aufnahme der Messprofile (GPS und terrestrische Vermessung)
- Bathymetrische Messungen auf der Donau auf einer Fläche von ca. 80 m x 550 m (Echolot)

Messprogramm Geophysik

- Geoelektrik auf dem Land: Messungen in Pol-Pol-Anordnung auf Längs- und Querprofilen entlang der geplanten Trasse auf rumänischer und bulgarischer Uferseite, 5.510 Profilmeter
- Geoelektrik auf dem Wasser: Messung von 34 uferparallelen Profilen à 450 m auf der Donau (Länge wegen Erkundungstiefe von 100 m und Schaffung eines Informationskorridors auf einer Breite von 80 m erforderlich) in Schlumberger-Anordnung, 15.300 Profilmeter
- Seismik: Standard Refraktionsseismik (SRS), Refraktionsseismische Tomographie (SRT), Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW), 4.700 Profilmeter
- Downholemessungen: Bohrlochseismik in mit PVC-Casing ausgebauten und Wasser gefüllten Bohrungen (7 Stück)

Auswertung und Ergebnisinterpretation

- Geoelektrik: Auswertung mit Hilfe von 1D- und 2D-Inversions-algorithmen, Berechnung geoelektrischer Schnitte parallel und senkrecht zur geplanten Trasse, Erstellung eines geologischen Modells in Form von geologischen Längsschnitten auf Basis der 1D-Inversionen, 2D-Inversionen und Kalibrierung an Bohrungen
- Seismik: Datenanalyse und Berechnung seismischer Untergrundmodelle (Vertikalschnitte), Analyse der dynamischen Parameter (Poisson-Zahl, Youngs Modul, Schermodul)
- Zusammenführung der Ergebnisse aus Geoelektrik und Seismik und Optimierung der geologischen Untergrundmodelle/geologische Längsschnitte
- Seismische Erdbeben-Risikoanalyse für die projektierten Pipelines auf Basis der ermittelten dynamischen Gesteinsparameter und des geologischen Untergrundmodells im Bereich der Trasse. Diese Analyse erforderte nicht nur die im Zuge der Baugrunderkundung generierten Daten, sondern basierte auch auf den Ergebnissen jahrzehntelanger seismischer Erhebungen in der Region.

Ablauf der geologisch-geophysikalischen Erkundung und Ergebnisse

Da bei einer Pipelineverlegung im HDD-Verfahren die Platzverhältnisse für den Rohreinzug eine entscheidende Rolle spielen, war der Eintrittspunkt der Horizontalbohrungen und somit der Start der Baumaßnahme zwingend auf der bulgarischen Seite. Auf der rumänischen Seite waren die Platzverhältnisse günstiger, d.h. die Produktrohre konnten verschweißt und für den Rohreinzug in voller Länge ausgelegt werden

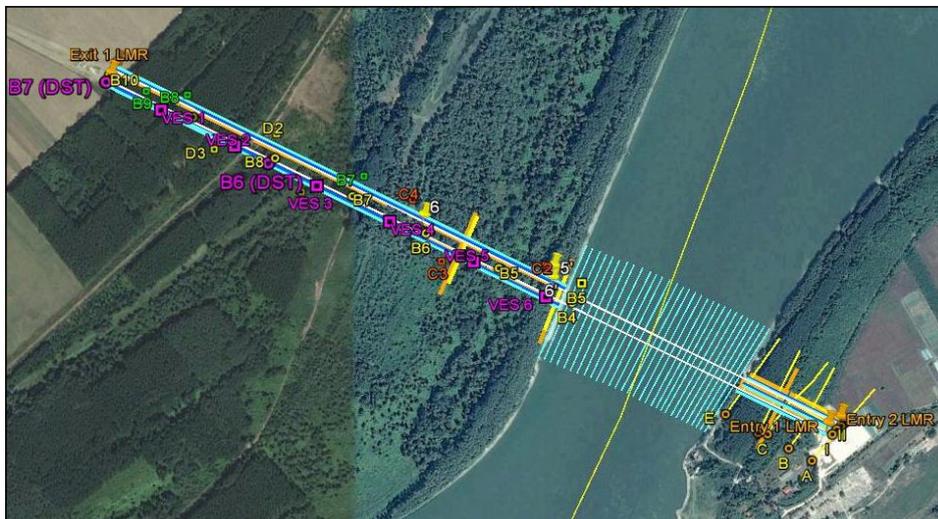


Abb. 1:
Untersuchungsgebiet mit den geplanten Pipeline-trassen (weiß), den geophysikalischen Erkundungsprofilen (gelb/türkis) und Bohransatzpunkten

Daher wurde die geologisch-geophysikalische Erkundungskampagne auf der bulgarischen Seite begonnen. Zur Feststellung bekanntermaßen vorhandener größerer Strukturen wie z.B. offene Spalten oder Karsthohlräume, die wegen möglicher totaler Spülungsverluste ein großes Problem für das Horizontalspülbohrverfahren darstellen, erfolgten die geophysikalischen Untersuchungen in diesem Bereich entlang von vier Längs- und fünf Querprofilen. Aufgrund der Tatsache, dass Aufschlussbohrungen im Vorfeld von HDD-Maßnahmen wegen der Gefahr von Ausbläsern (Austritt / Verlust der Bohrspülung an die Geländeoberfläche) in der Regel mit einem Mindestabstand von 5 m (in der Praxis oftmals deutlich

weiter entfernt) wechselweise beiderseits einer projektierten Leistungs- bzw. Pipelinetrasse niederbracht werden, lieferten die exakt auf den Pipelinetrassen durchgeführten geophysikalischen Messungen – wenn auch indirekt – die einzigen Untergrundbefunde im unmittelbaren Trassenverlauf.

Nach einer aufwendigen Auswertung der geoelektrischen Messungen wurden detaillierte geologische Längsschnitte erstellt. Hierbei wurden nicht nur die in Bohrungen nachgewiesenen Schichten und deren Schichtgrenzen verfolgt. Vielmehr wurden auch geophysikalisch erfasste und geologisch interpretierte Schwächezonen wie z.B. markante Klüfte, Spalten oder Klüftzonen dargestellt (siehe Abb. 2). Durch die Seismik wurden insbesondere markante Schichtgrenzen und der in Bohrungen beschriebene Verwitterungsgrad des Kalksteins bestätigt.

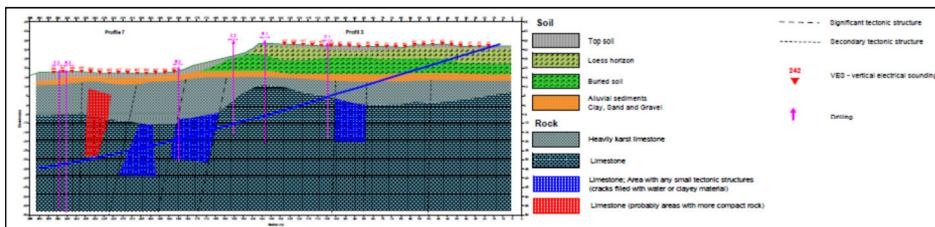


Abb. 2: Geologischer Längsschnitt auf der bulgarischen Seite (exemplarisch)

Aus den Ergebnissen der modellierten geologischen Längsschnitte ließ sich eine Art „tektonisches Modell“ ableiten, anhand dessen die markantesten Problemzonen im Startbereich auf der bulgarischen Seite aufgezeigt werden konnten (siehe Abb. 3). Hinsichtlich einer HDD-Maßnahme sind zwar sämtliche „offenen“ Klüfte und Spalten problematisch, doch massive Klüftungsbereiche sowie Kreuzungen größerer offener Spalten – verstärkt durch Karstphänomene – können den Grenzbereich der Anwendbarkeit des HDD-Verfahrens markieren und sogar ein Scheitern der Baumaßnahme zur Folge haben.

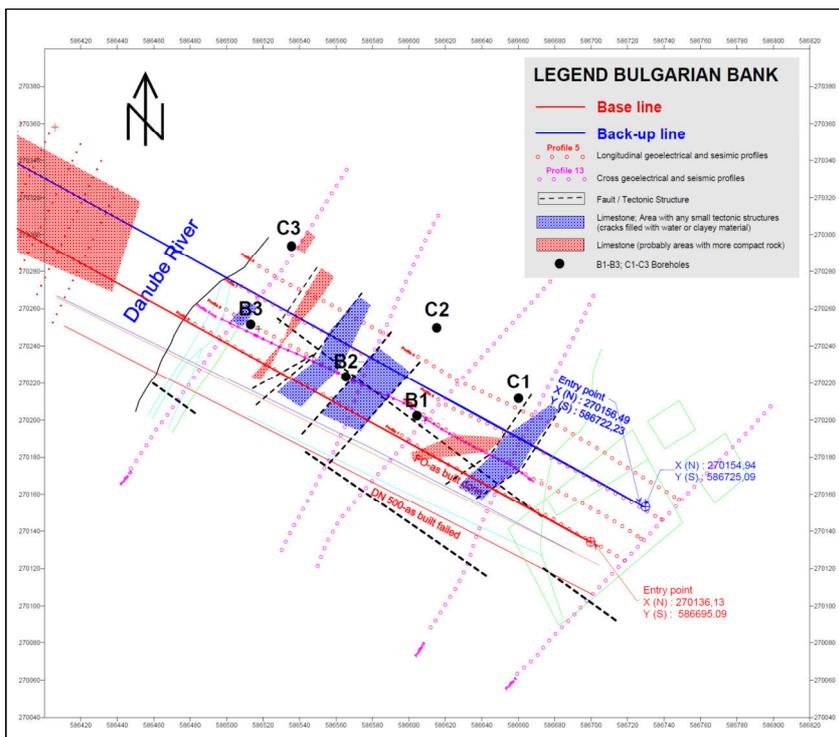


Abb. 3: Tektonisch bedingte Problembereiche am bulgarischen Ufer

Bei dem gewählten Erkundungs-Procedere wurden die auf Tektonik zurückzuführenden Auffälligkeiten aus der Geoelektrik (1D-Inversionen in enger Abfolge in Verbindung mit 2D-Inversionen) abgeleitet. Da neben tektonisch bedingten Strukturen auch der Verwitterungsgrad des Kalksteins eine große Rolle für den Erfolg, zumindest aber für eine effiziente Ausführung einer HDD-Maßnahme spielt, waren die zusätzlichen Erkenntnisse aus der aufwendigen seismischen Erkundung sehr hilfreich. Hierdurch ließ sich über recht markante Wechsel der seismischen Geschwindigkeit eine gute Aufteilung in einen Drei-Schichten-Fall vornehmen: 1) Deckschichten, 2) verwitterter Kalkstein, 3) unverwitterter Kalkstein. Diese rein physikalische Einteilung anhand von bekannten seismischen Geschwindigkeiten unterschiedlicher Gesteine in der Region wurde kalibriert und bestätigt durch die Bohrkernsprache und entsprechende felsmechanische Parameter aus dem Labor. Somit stand über die markant unterschiedlichen Widerstandsbereiche der mittels 1D-Geoelektrik bestimmten und verfolgten geologischen Schichten und deren Grenzen hinausgehend ein zusätzlicher Befund zur geotechnischen Einschätzung zur Verfügung. Ebenfalls nützlich waren die Ergebnisse der punktuell als MASW-Seismik ausgewerteten Daten der refraktionsseismischen Messungen, da diese Befunde analog einer geologischen Sondierung indirekt Aufschluss über die Schichtenabfolge und markante Schichtgrenzen liefern konnten. Sämtliche Erkenntnisse aus allen angewandten Untersuchungsmethoden (Bohrungen, boden- und felsmechanische Laborversuche, Geoelektrik, Seismik) wurden schließlich bei der finalen Interpretation herangezogen.

Auf der Donau wurde eine geoelektrische Erkundung durchgeführt. Hierzu wurden 34 parallel zur Donau orientierte Einzelprofile à 450 m Länge mit einem Informationsgewinn auf einer Länge von 80 m mit einer Erkundungstiefe von 100 m in Schlumberger Anordnung gemessen (Ziel: Geologische Längsschnitte à 80 m Länge mit voller Erkundungstiefe von 100 m). Dazu war die Unterstützung durch die Schifffahrtspolizei und deren Dienstschiß unerlässlich. Das Messkabel wurde dabei an diesem Schiff befestigt und auf das jeweilige Messprofil gebracht. Mit zwei motorisierten Schlauchbooten (Schlauchboot 1 mit Messingenieur und Messgerät, Schlauchboot 2 mit Navigator) wurde das Messkabel unter Zuhilfenahme der Strömung in der jeweiligen Messlinie gehalten. Nach einer Auswertung der geoelektrischen Messdaten als 2D-Inversion wurde für diese 34 Profile erwartungsgemäß nur ein einfacher Drei-Schichten-Fall sichtbar. Darüber hinaus konnten in der Nähe des bulgarischen Ufers aufgrund des Isoohmenverlaufs innerhalb der geoelektrischen Längsschnitte mit der Widerstandsverteilung nach 2D-Inversion Hinweise auf zwei im spitzen Winkel gekreuzte Störungen (bekannte Störung oder deren Begleitstörung, s.o.) gewonnen werden. Bei der Detailauswertung mittels 1D-Inversionen in kurzer Abfolge wurden in sämtlichen parallelen Messprofilen auch zwei markante Klüfte oder Spalten erkannt, die mehr oder weniger parallel zu den projektierten Leitungstrassen verlaufen (siehe Abb. 4).

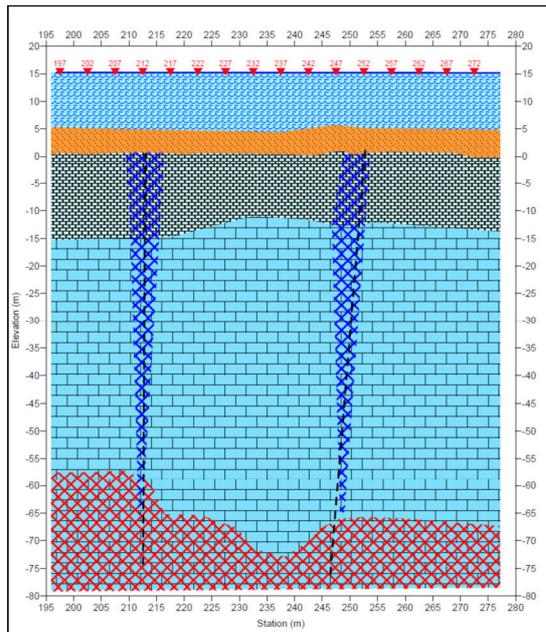


Abb. 4: Geologischer Längsschnitt eines Querprofils auf der Donau (exemplarisch); Folgende Schichten sind in Abbildung 4 von oben nach unten erkennbar: Wasser (Donau), Alluvium (Sand und Kies), verwitterter Kalkstein, schwach verwitterter Kalkstein, kompakter Kalkstein. Außerdem sind zwei markante „Störungen“ dargestellt, die insbesondere im oberen Bereich Auflockerungszonen aufweisen.

Bei einem Kontakt einer HDD-Bohrung mit einer derartig markanten Kluft oder Spalte bzw. im Kreuzungsbereich zweier offener Spalten war mit sehr großen Spülungsverlusten zu rechnen (siehe auch Ergebnisse am bulgarischen Ufer).

Am rumänischen Ufer erfolgten die Messungen im Wesentlichen entlang von Längsprofilen exakt auf den projektierten Pipelinetrassen. Hier wurden insgesamt vier Störungszonen mit entsprechenden Auflockerungsbereichen bzw. Bereichen mit hohem Zerlegungsgrad festgestellt.

Schließlich bedurfte es sämtlicher Informationen und umfangreicher Fachkenntnisse hinsichtlich geologisch-geophysikalischer Erkundungen bei dem gegebenen geologischen Kontext, um ein geologisch belastbares Modell des Untergrundes zu konstruieren. Dazu fand eine intensive Zusammenarbeit zwischen Geologen und Geophysikern, Experten der Geoelektrik und der Seismik, statt.

Konsequenzen für das HDD-Verfahren

Die aufwendige geologisch-geophysikalische Erkundungskampagne lieferte ein aussagekräftiges Baugrundmodell als Basis für eine Ausführungsplanung. Durch folgende Maßnahmen konnte eine erfolgreiche Pipelineverlegung gewährleistet werden:

- Casing im Startbereich, einem Schutzrohr im Verlauf der ersten 120 m der HDD-Trassen innerhalb der ersten Karst-Problemzone auf bulgarischer Seite
- Zementationsarbeiten in laut geologisch-geophysikalischer Erkundung ausgewiesenen Zerrüttungszonen mit zu erwartenden erheblichen Spülungsverlusten
- Einsatz speziell auf die schwierigen geologischen Randbedingungen abgestimmter Bohrtools
- Inkaufnahme totaler Spülungsverluste bei entsprechend hohem Bentonitverbrauch (insbesondere in der zweiten Phase der HDD-Kampagne)
- Pilotbohrung von zwei Seiten und Meeting in der Mitte zwecks Zeitersparnis und Reduzierung des Risikos durch Verkürzung der Pilotbohrstrecken (bei zweiter Pipelineverlegung)

Letztendlich konnten die beiden parallelen Pipelines erfolgreich verlegt werden. Ohne eine ausführliche Vorerkundung wären diese Horizontalbohrungen im Grenzbereich des für das HDD-Verfahren Machbaren allerdings kaum möglich gewesen, da das detaillierte Baugrundmodell einer vorausseilenden Planung der HDD-Maßnahme diene. Durch einen engen Erfahrungsaustausch zwischen Horizontalbohrfirma und Baugrundgutachter (Geologe) konnten die aussagekräftigen Baugrundbefunde optimal zur Realisierung der Baumaßnahme genutzt werden.

Fazit hinsichtlich der durchgeführten geologisch-geophysikalischen Erkundung

Durch das Zusammenwirken eines internationalen, interdisziplinär arbeitenden Teams war es möglich, innerhalb sehr kurzer Zeit eine aussagekräftige geologische Expertise für den Bereich der beiden parallel verlaufenden Pipelinetrassen zu erstellen. Aufgrund der sehr komplexen Geologie war eine intensive geologische Arbeit erforderlich. Die Bohraufschlussdaten in Verbindung mit den boden- und felsmechanischen Parametern aus Feld- und Laborversuchen sowie die diversen geophysikalischen Untersuchungsbefunde bedurften einer akribischen Interpretation. Um einen belastbaren Untersuchungsbefund zu erarbeiten, war letztendlich keine der ausgeführten Untersuchungsmethoden und durchgeführten Arbeiten verzichtbar.

Als Synthese wurde ein detailliertes geologisches Prognosemodell aufgestellt, das sich durch die Bauausführung bestätigen ließ.

Geophysikalische und ingenieurgeologische Charakterisierung von zwei tiefgründigen Rutschungen in Niederösterreich

Joachim Schweigl¹, Dieter Kostial², Lukas Aigner³, Jakob Gallistl³

¹ *Amt der NÖ Landesregierung, BD1-Geologischer Dienst, Landhausplatz 1, 3109 St. Pölten,* ² *Pöyry Austria GmbH, Kranichberggasse 4, 1120 Wien,* ³ *Technische Universität Wien, Forschungsgruppe Geophysik, Gußhausstrasse 27, 1040 Wien*

Zusammenfassung

In der Flysch Einheit am Nordrand der Alpen gibt es immer wieder tiefgründige Rutschungen, welche eine deutlich größere Herausforderung für die öffentliche Verwaltung darstellen als flachgründige, weil die privaten Grundeigentümer kein Interesse haben diese zu untersuchen und zu sanieren. Nur wenn öffentliches Interesse vorliegt, werden solche Massenbewegungen untersucht. Am Beispiel von zwei tiefgründigen Rutschungen in Behamberg und Wilhelmsburg in Niederösterreich wird gezeigt mit welchen geophysikalischen und ingenieurgeologischen Methoden diese untersucht werden. Auch die administrativen Schritte dahinter werden aufgezeigt.

Abstract

Within the Flysch Unit at the northern border of the Alps occur deep slides which present a larger challenge for the public administration than shallow slides because the private landowners are not interested in investigations and reconstruction operations. Only if public interest exists such landslides are investigated. On the example of two deep slides in Behamberg and Wilhelmsburg in Lower Austria geophysical and engineering geological methods are presented. Also the administration procedure is shown.

Einleitung

Seit über 10 Jahren beschäftigt sich der Geologische Dienst des Landes Niederösterreich mit den beiden Rutschungen „Daxböck“ und „Schweinschwaller“ in Niederösterreich. Die Rutschung Daxböck befindet sich in Kreisbach, 3 km südwestlich vom Ortszentrum in der Stadtgemeinde Wilhelmsburg und die Rutschung Schweinschwaller in der Marktgemeinde Behamberg 1,3 km nordwestlich vom Ortszentrum (siehe Abb. 1). Beide befinden sich auf landwirtschaftlich genutzten Wiesen und Wäldern und sind nach den Grundeigentümern, beide Landwirte, benannt. Beide Landwirte kämpfen seit vielen Jahren mit den Schäden durch die beiden Rutschungen, wobei sie bisher preisgünstige Erdarbeiten mit hydraulischem Bagger und flachgründige Drainagen oder Wasserleitungen durchgeführt haben. Die landwirtschaftliche und forstwirtschaftliche Nutzung der betroffenen Grundstücke ist deutlich aufwendiger bis unmöglich. Beide Rutschungen wurden von der öffentlichen Verwaltung als Katastrophenschaden anerkannt, wodurch öffentliche Förderbeihilfen für die Untersuchung und Sanierung der Rutschungen gewährt werden können. Trotzdem liegen die Kosten für eine Untersuchung und Sanierung deutlich über den Wert der betroffenen Grundstücke und den landwirtschaftlichen Ertrag über einen Zeitraum von 30 Jahren. Somit haben die Grundeigentümer kein Interesse an Untersuchungen und Sanierungen von tiefgründigen Rutschungen

abgesehen von preisgünstigen Erdarbeiten und Drainagen, welche meist durch neue Bewegungen innerhalb weniger Jahre zunichte gemacht werden.

Da in beiden Fällen auch ein Bach (öffentliches Gewässer) und eine Landesstraße langfristig bedroht sind, hat die niederösterreichische Landesverwaltung gemeinsam mit der Wildbachverbauung im Laufe der Jahre geodätische Vermessungen, ingenieurgeologische Kartierungen selbst durchgeführt und Forschungsprojekte der Universität Wien und der Technischen Universität Wien gefördert. Im Sommer 2009 erfolgte bei der Rutschung Kreisbach ein Studentenpraktikum vom Institut für Geographie der Universität Wien unter der Leitung von Rainer Bell und Thomas Glade. In den letzten 1,5 Jahren wurden von Adrian Flores, Jakob Gallistl und Lukas Aigner von der Arbeitsgruppe Geophysik der TU Wien im Rahmen eines Forschungsprojektes zahlreiche geophysikalische und geotechnische Untersuchungen an den zwei Rutschungen durchgeführt (Flores et al. 2018). Baggerstürfe für geotechnische Untersuchungen wurden von der Wildbachverbauung durchgeführt, geodätische Vermessungen von der Abteilung Hydrologie und Geoinformation des Landes NÖ.

Geologie

Beide Rutschungen befinden sich im penninischen Deckensystem der Alpen, genauer in der Flysch Einheit (siehe Abb. 1). Der Untergrund beider Rutschungen wird von Gesteinen und Böden der Alltengbach Formation aufgebaut. Stratigraphisch reichen die marinen Sedimente der Tiefsee vom Maastricht (Kreide) bis ins Paleozän (Alttertiär). Es handelt sich um eine Wechsellagerung von kalkigen Sandsteinen, Mergel und Tonsteinen. Diese verwittern oft zu einem rutschanfälligen Lehmboden, welcher eine Mächtigkeit bis zu 30 m erreichen kann.

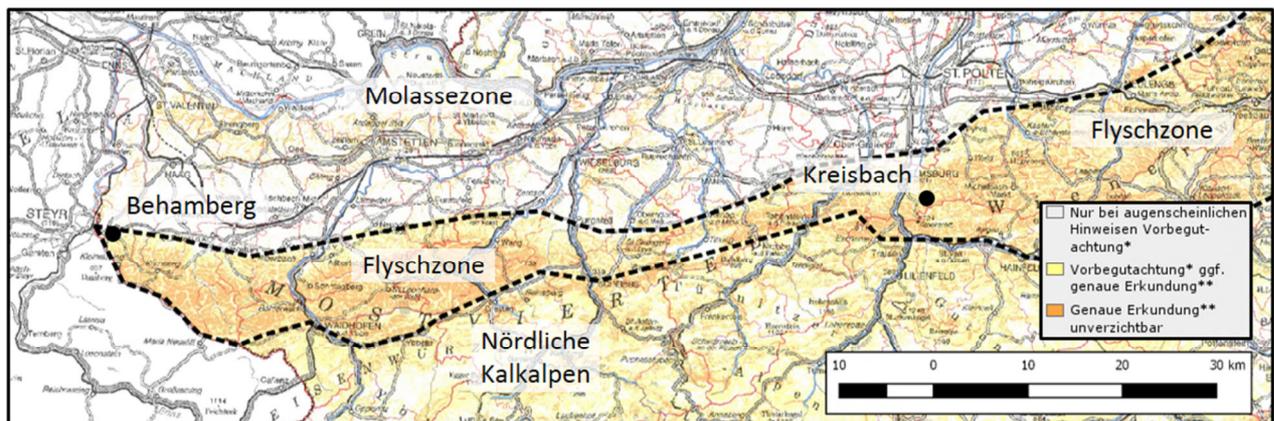


Abb. 1: Die zwei Untersuchungsgebiete in der Flyschzone (der in Niederösterreich gelegene Teil der Flyschzone ist durch die gestrichelte Linie hervorgehoben) und in der nördlich davon gelegenen Molassezone. Die Hintergrundkarte (Quelle: Land Niederösterreich, NÖ Atlas 4.0) gibt Handlungsempfehlungen bei Rutschprozessen an (siehe Legende).

Bei der Rutschung Daxböck in Wilhelmsburg konnte in den Baggerstürfen, Rammsondierungen und der Kernbohrung folgender Aufbau des Untergrundes festgestellt werden: Am Hangfuß und im unteren Teil des Hanges beträgt die Mächtigkeit vom Boden (Verwitterungsschwarte) zwischen 2,5 und 3,5 m. Darunter ist ein bis 2 m verwitterter Fels, dann frischer Fels. Im Bereich der tiefgründigen Rutschung im oberen Hang ist der Boden rund 15 m mächtig, der verwitterte Fels rund 3 m. Der Boden besteht aus Lehm, also

Schluff und Ton mit mehr oder weniger Anteil an gröberer Komponenten. In zwei, vier und fünf Metern Tiefe wurde in der Bohrung ein geringer Zutritt von unterirdischem Hangwasser beobachtet.

Bei der Rutschung Schweinswaller in Behamberg konnte in den Baggerschürfen, Rammsondierungen und den zwei Kernbohrungen folgender Bodenaufbau festgestellt werden: Im oberen Hangbereich, also bei den Abrisskanten, beträgt die Mächtigkeit vom Boden (Verwitterungsschwarte) um die 4 m. Darunter ist gut 1 m verwitterter Fels, dann frischer Fels. Im Bereich der tiefgründigen Rutschung im oberen Hang ist der Boden zwischen 11 und 17 m mächtig, der verwitterte Fels rund 3 m. Der Boden besteht aus Lehm, also Schluff und Ton mit mehr oder weniger Anteil an gröberer Komponenten aber auch aus bis zu 3 m mächtigen Sand, Kies Lagen. In neun und sechzehn Meter Tiefe wurde in den Kernbohrungen ein geringer Zutritt von unterirdischem Hangwasser beobachtet.

Geomorphologisch besteht die Rutschung Daxböck in Kreisbach aus vier getrennten Rutschflächen I bis IV (siehe Abb. 2, 3). Der Hang zeigt im oberen Teil auf der Wiese eine mittlere Neigung von 15° nach Norden, im Wald unten eine mittlere Neigung von 25° nach Norden.

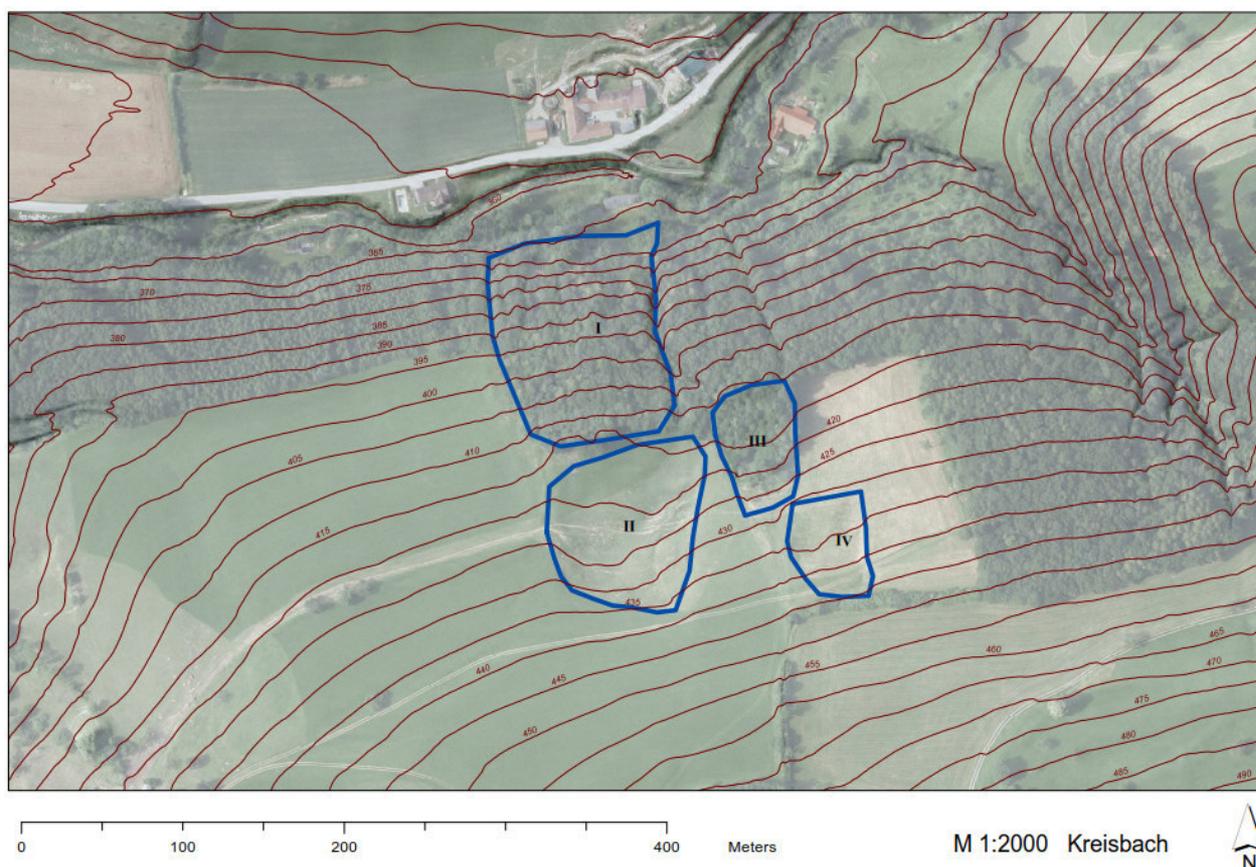


Abb. 2: Rutschung Daxböck in Wilhelmsburg mit den vier Rutschflächen



Abb. 3: Rutschung Daxböck, Rutschfläche II mit Messpfeiler 5 (vorne) und 4 (hinten)



Abb. 4: Rutschung Schweinschwaller, Rutschfläche II mit Erdstrom im unteren zentralen Teil

Geomorphologisch besteht die Rutschung Schweinschwaller aus zwei getrennten Rutschflächen, wobei die Rutschfläche II im unteren Teil einen Erdstrom bis zum Bach aufweist (siehe Abb. 4, 5). Der betroffene Hang zeigt im oberen Teil in der Wiese eine mittlere Neigung von 10° nach Süden, im unteren Teil eine mittlere Neigung von 20° .

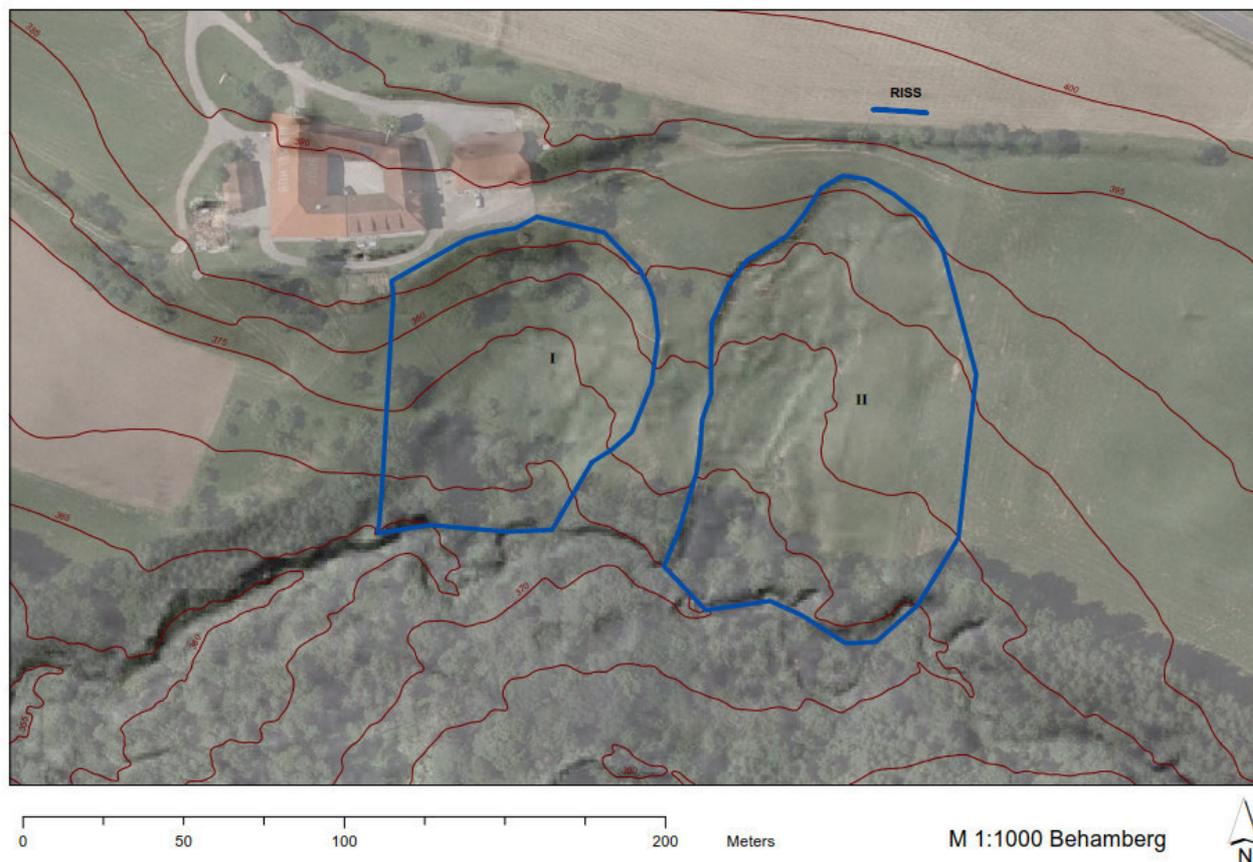


Abb. 5: Rutschung Schweinschwaller, Behamberg, mit zwei Rutschflächen und Bodenriss

Geophysikalische Untersuchungen

Rutschung „Daxböck“, Kreisbach

Bei der Rutschung in Kreisbach wurden insgesamt 6 geophysikalische Profile durchgeführt. Mit der verwendeten Seismik und Geoelektrik sollte die vertikale und laterale Erstreckung dieser Massenbewegung erkundet werden. Insbesondere die Tiefenlage der Gleithorizonte war dabei im Fokus der Fragestellung. Die Lage der geophysikalischen Profile und der geotechnischen Erkundung sind in Abb. 6 dargestellt.

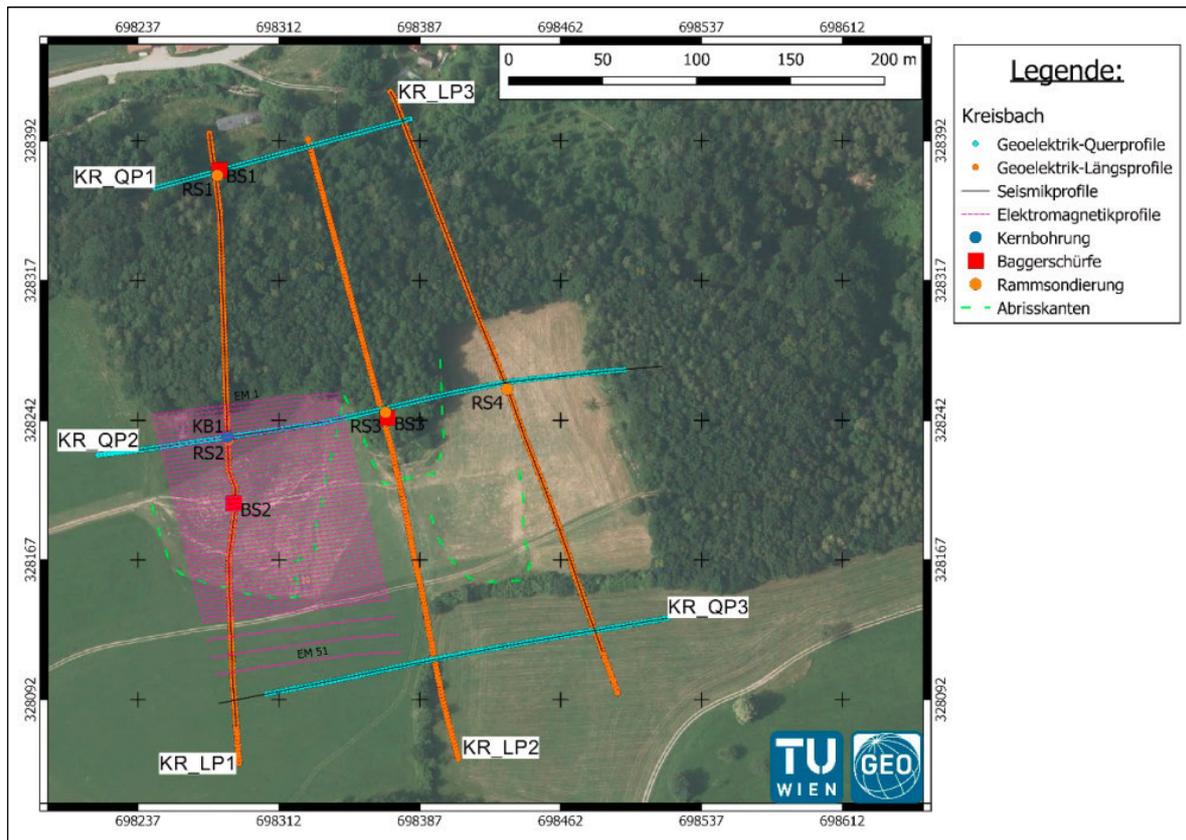


Abb. 6: Lage der geophysikalischen Profile sowie der weiteren Erkundungsmaßnahmen bei der Rutschung „Daxböck“

Dabei wurden jeweils drei Längs - und drei Querprofile mit einer Gesamtlänge von knapp 1500 m im Untersuchungsgebiet gemessen. Die Durchführung der **Seismik** erfolgte mit der Apparatur Summit Compact mit bis zu 168 gleichzeitig aktiven Kanälen. Der Geophonabstand (30 Hz) betrug 2 m, der Anregungsabstand 4 m. Die Anregung der seismischen Wellen erfolgte durchwegs mittels Hammerschlag. Ein Einsatz einer stärkeren Quelle (Vakimpak oder Kleinstsprengungen) war aufgrund der sehr guten Datenqualität nicht erforderlich. Die Eindringtiefe der Seismik lag bei über 100 m. Die refraktionsseismische Auswertung wurde im Industriesystem ProMAX® (Landmark Graphics Corp.) ausgeführt, die Tauchwellentomografie mit dem Programm Rayfract™ (Intelligent Resources Inc.).

Geoelektrische Messungen wurden mit dem Syscal Pro Switch 72 (IRIS Instruments) entlang derselben fünf Profile ausgeführt wie zuvor die Seismik. Zudem wurde ein weiteres Längsprofil vermessen. Analog zur Seismik wurde ein Elektrodenabstand von 2 m gewählt und um die Gesamtlänge der Profile abdecken zu können, wurden die Messungen auf sich überlappenden Teilstücken durchgeführt. Die geoelektrischen

Messungen erlaubten eine Erkundungstiefe von ca. 25 m. Für die Messungen wurden Stromeinspeisungen von 500 mA verwendet. Die Auswertung der gleichstromgeoelektrischen Daten sowie der IP Daten wurde mit an der TU-Wien entwickelten Python™-basierten Preprocessing-Routinen von Flores Orozco et al. (2018) und dem von Kemna (2000) beschriebenen Inversionsalgorithmus CRTomo durchgeführt.

Ergebnisse: Die Darstellung der Daten und Tiefenmodelle erfolgte im Programmpaket Surfer® (Golden Software Inc.). Dabei wurde für jedes Profil jeweils ein seismischer und geoelektrischer Ergebnisschnitt dargestellt. Abb. 7 zeigt dabei das Resultat des Profils K-LP01

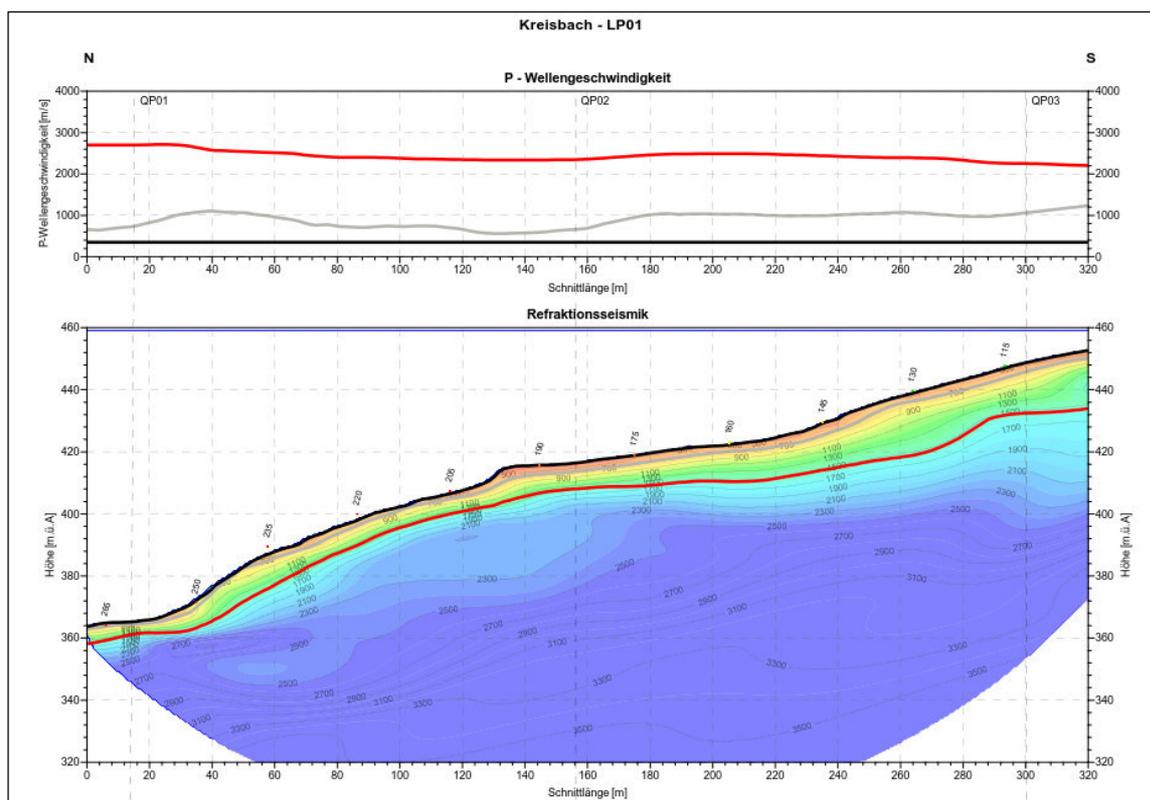


Abb. 7: Seismischer 2D Schnitt entlang des Profils K-LP01

Bei diesem seismischen Schnitt (Abb.7) stellt die rote Linie die Unterseite der Rutschung dar. Ab hier kommt es zu deutlich höheren Geschwindigkeiten (> 2500 m/s), was auf Festgestein in Form von Sand-/Tonstein zurückzuführen ist. Somit kann die rote Linie auch als unterster Gleithorizont angesehen werden, der in einer Tiefe zwischen 7 – 20 m entlang des Profils auftritt. Darüber konnten seismisch zwei Schichten unterschieden werden, die beide aufgrund der niedrigeren Geschwindigkeiten aus sehr locker gelagerten Sedimenten bestehen dürften.

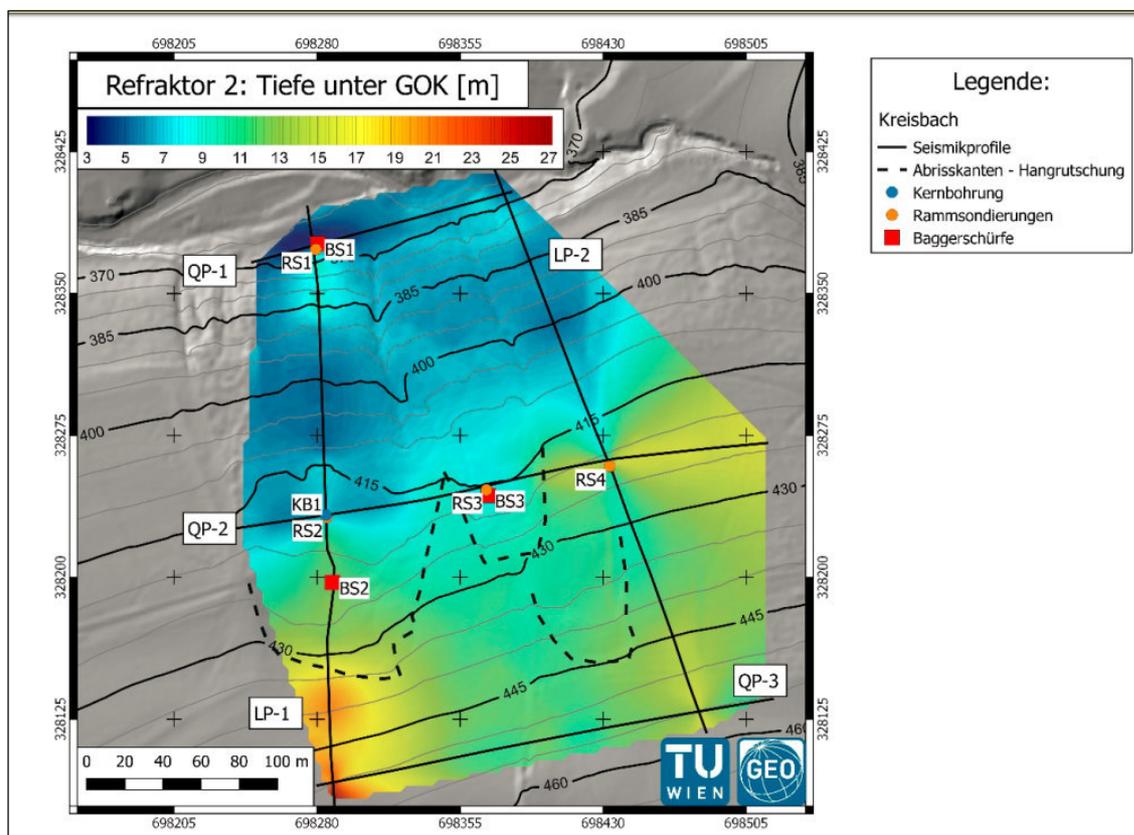


Abb. 8: Karte der interpolierten Tiefe unter GOK des zweiten Refraktors auf Basis der einzelnen Messprofile.

Die Flächenkarte des Refraktors (Abb. 8) zeigt, dass die größten Felstiefen, die den größten Mächtigkeiten der Rutschmasse entsprechen, am südwestlichen Rand des Messgebiets anzutreffen sind. Tendenziell ist auch eine Abnahme der Werte mit fallender Geländehöhe zu beobachten, wobei es aber am südlichen Ende von K-LP01 und K-LP02 zu lokalen Erhöhungen der Lockermaterialbedeckung kommt.

Rutschung Schweinschwaller in Behamberg:

Bei dieser Rutschung wurden 5 geophysikalische Profile durchgeführt, deren Lage in Abbildung 9 dargestellt ist. Insgesamt wurden in diesem Fall knapp über 1000 lfm erkundet. Auch hier war die vertikale und laterale Abgrenzung des Rutschkörpers die wesentliche Fragestellung.

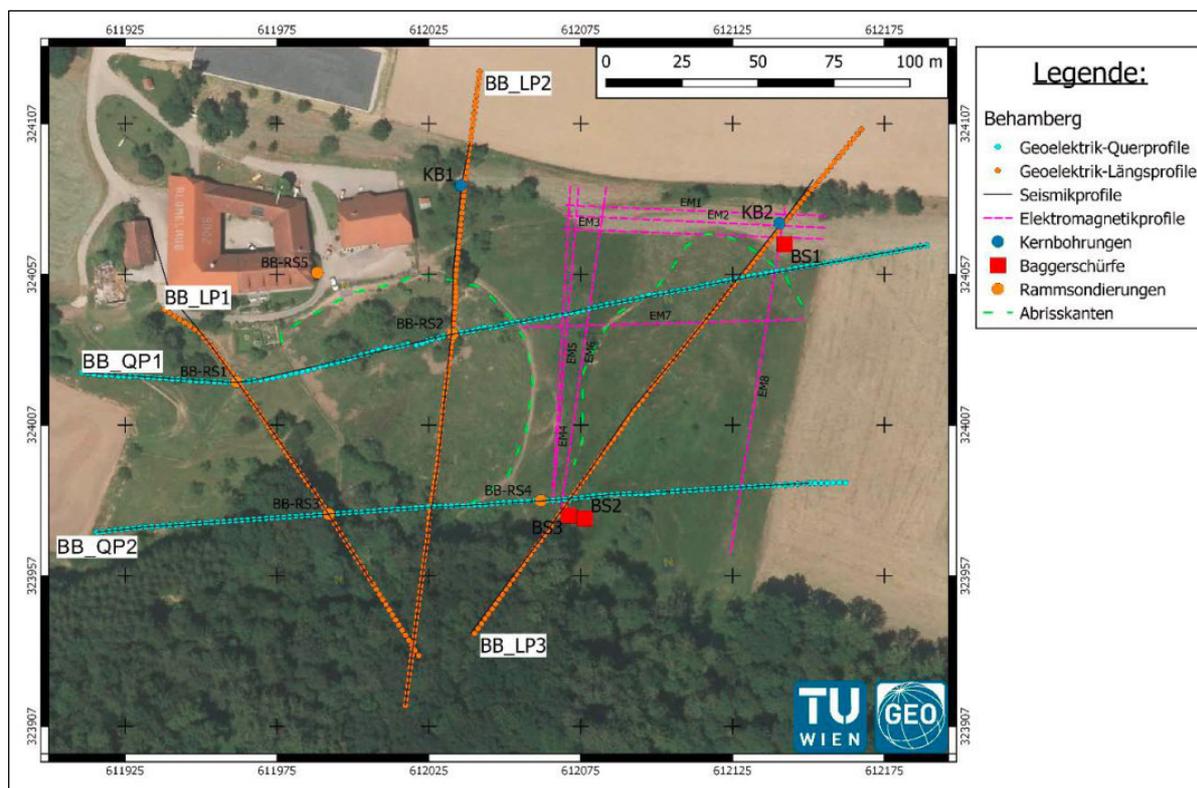


Abb. 9: Lage der geophysikalischen Profile sowie der weiteren Erkundungsmaßnahmen bei der Rutschung Schweinschwaller

Dabei wurden dieselben seismischen und geoelektrischen Parameter sowohl für die Messung als auch für die Auswertung wie bei der Rutschung „Daxböck“ Kreisbach angewandt.

Der exemplarische Ergebnisschnitt des Profils B-LP02 (Abb. 10) zeigt wiederum eine gute Abgrenzung der Rutschmasse seitens der Seismik an. Der zweite Refraktor (rote Linie) entspricht der Unterkante der Massenbewegung, da die darunter auftretenden höheren Geschwindigkeiten auf Festgestein schließen lassen. Bei den darüber auftretenden Bereichen sind sehr niedrige seismische Geschwindigkeiten anzutreffen, was auf äußerst locker gelagerte Sedimente zurückzuführen ist. Die größten Mächtigkeiten bis rund 10 m sind dabei am nördlichen Profilrand zu finden. Bei der Geoelektrik ist vor allem eine zonale Unterscheidung von schlecht leitfähigem in der nördlichen zu besser leitfähigem Material in der südlichen Profilhälfte hervorzuheben.

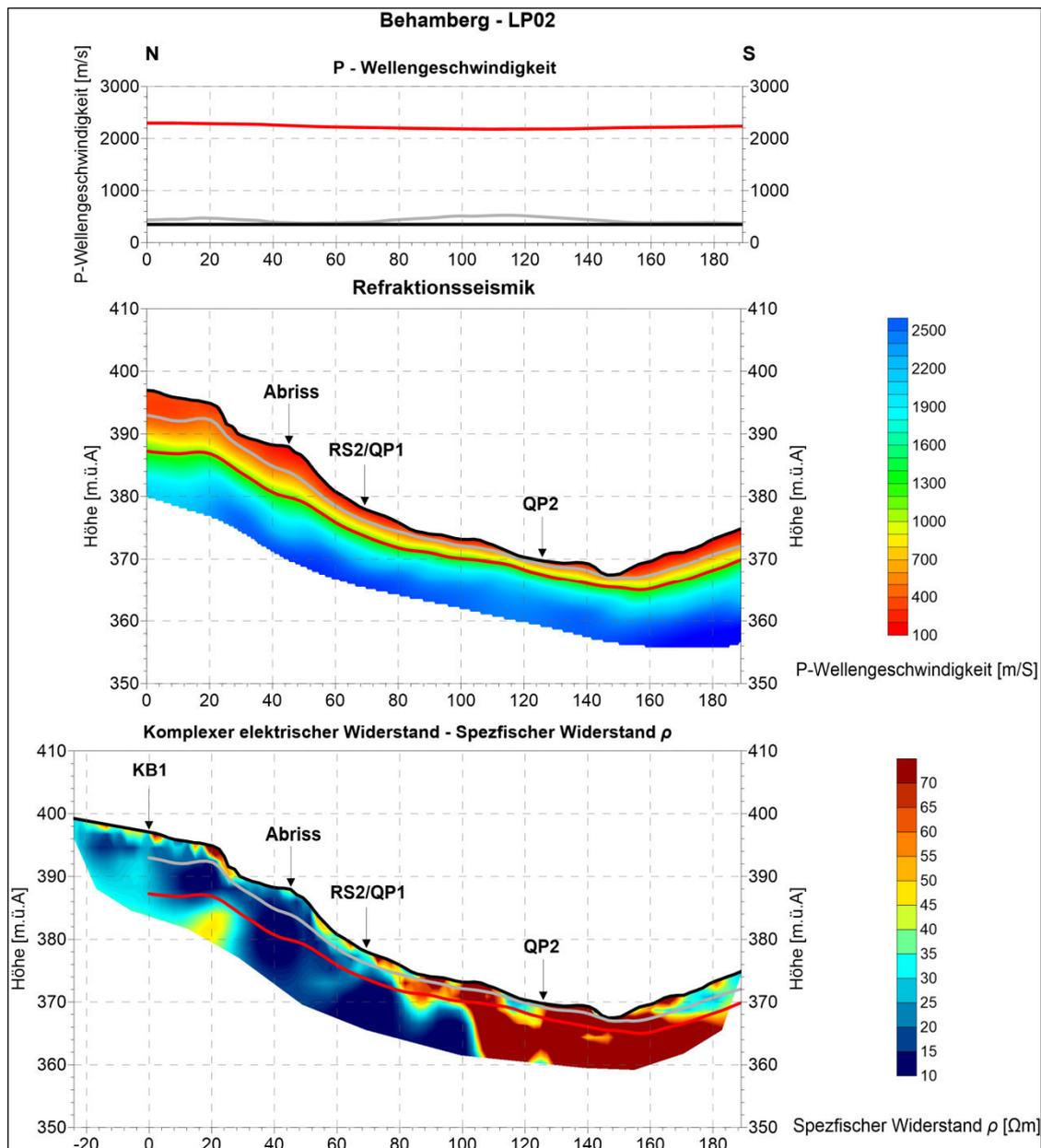


Abb. 10: Geophysikalischer 2D Schnitt entlang von Profil LP02; oben Seismik unten Geoelektrik

Geodätische Vermessungen

Bei der Rutschung Daxböck in Wilhelmsburg wurden von der Abteilung Hydrologie und Geoinformation des Landes NÖ zwischen 13.02.2008 und 29.03.2017 insgesamt 16 geodätische Vermessungen an siebzehn Punkten in der Rutschung und fünf Punkten außerhalb der Rutschung durchgeführt. Die Messungen wurden von der Landesverwaltung durchgeführt, da der Kreisbach (öffentliches Gewässer), zwei Wohnhäuser, ein unbewohntes Haus und die Landesstraße gefährdet sind.

Die meisten Messpunkte in der Rutschung haben sich im Beobachtungszeitraum deutlich bewegt. Im Bereich von Messpfeiler PF7 am Waldrand im Bereich der Rutschfläche I nahe der Abrisskante waren die Bewegungen so stark, dass dieser beim Hochwasser Ende Juni 2009 abrutschte und ab Mai 2010 nicht mehr messbar war und durch ein Eisenrohr mit Kappe (ER29) ersetzt wurde. Allein der Pfeiler PF7 hat

sich vom 13.02.2008 bis 08.04.2009 bergab 8 cm bewegt, im Zuge vom Hochwasser Juni 2009 dann um 170 cm. D.h. zunächst war die Bewegungsrate 4 cm pro Jahr, dann 170 cm in 2 Wochen. Ab Mai 2010 war Bewegungsrate beim Ersatzpunkt ER29 bei 3 cm pro Jahr, also ungefähr gleich hoch wie vorher. Die Punkte PF5 (am Rand von Rutschfläche II), PF10 und 60 (beide beim unbewohnten Haus in Rutschfläche I am Hangfuß) haben sich im Beobachtungszeitraum nicht bewegt.

Im Durchschnitt haben sich viele Messpunkte 2,5 cm pro Jahr bewegt, insgesamt 21 cm in neun Jahren (die Rutschung bei PF7 im Juni 2009 ist hier nicht berücksichtigt). Der Messpunkt EM21 im Zentrum der Rutschfläche II hat die größte Bewegungsrate mit 5,5 cm/Jahr bzw. insgesamt 49,4 cm.

Bei der Rutschung Behamberg wurden bisher keine geodätischen Bewegungsmessungen durchgeführt.

Schlussfolgerungen

Aus den oben genannten Untersuchungen lässt sich die Rutschung Daxböck in Wilhelmsburg in vier getrennte Rutschflächen unterteilen (Abb. 2) und die Rutschung Schweinschwaller in Behamberg in zwei getrennte Rutschflächen (Abb. 5) mit einem Erdstrom in unterem zentralen Teil von Rutschfläche II.

Geophysikalisch kann der zweite Refraktor der refraktionsseismischen Erkundung für beide Messgebiete als Unterkante der Rutschung angesehen werden und zeigt den Kontakt zum mechanisch festen Unterbau an. Die Lage dieses Horizonts lässt sich im Allgemeinen in den geoelektrischen Sektionen verfolgen, diese weisen jedoch auf eine heterogene Zusammensetzung der Materialien in der Rutschmasse hin.

Vorhandene wasserführende Schichten oder Gleithorizonte konnten aus den geophysikalischen Erkundungen nicht mit ausreichender Sicherheit abgeleitet werden. Dieser Umstand lässt sich durch die räumliche Ausdehnung dieser wasserführenden Schichten, die sehr gering sein kann (Auflösbarkeit) und dem fehlenden Kontrast (Tongehalt dominiert die elektrischen Eigenschaften) erklären.

Rutschung Daxböck, Wilhelmsburg: Rutschfläche I im Wald ist flachgründig, 128 m lang, 100 breit, zeigt eine Tiefe zwischen 2,5 und 9 m, durchschnittlich 4 m tief, womit sich eine Fläche von 12.800 m² und eine bewegte Kubatur von rund 51.000 m³ ergibt. Rutschfläche II in der Wiese ist tiefgründig, 98 m lang, 94 m breit, zeigt eine Tiefe von rund 15 bis 20 m, durchschnittlich 15 m tief, womit sich eine Fläche von 9.212 m² und eine bewegte Kubatur von 138.000 m³ ergibt. Rutschfläche III im Wald oben ist tiefgründig, 22 m breit und 54 m lang, zeigt eine Tiefe von 7 bis 13 m, durchschnittlich 8 m, womit sich eine Fläche von 1.200 m² ergibt und eine bewegte Kubatur von 9.500 m³. Rutschfläche IV in der Wiese ist tiefgründig, 58 m lang und 48 m breit, zwischen 13 und 17 m tief, durchschnittlich 14 m, womit sich eine Fläche von 2.700 m² und eine bewegte Kubatur von rund 39.000 m³ ergeben. Die Schürfe und Rammsondierungen haben gezeigt, dass es in den tiefgründigen Rutschungen auch in rund 2 und 5 m Tiefe Gleithorizonte mit geringen Zufluss von unterirdischen Hangwasser gibt.

Rutschung Schweinschwaller in Behamberg: Die Rutschfläche I im Westen direkt unterhalb der Abrisskante und dem Bauernhof ist flachgründig, da hier ja ein beträchtlicher Teil schon zum Bach hin abgerutscht ist und dort erodiert wurde. Sie ist von der Abrisskante bis zum Bach 100 m lang und 83 m breit, 2 bis 7 m tief, durchschnittlich 5 m, womit sich eine Fläche von 8.300 m² und eine bewegte Kubatur von rund 41.000 m³ ergeben. Die Rutschfläche II im Osten ist tiefgründig, insgesamt 145 m lang und 81 m breit, zwischen 5 und 20 m tief, durchschnittlich 10 m, womit sich eine Fläche von 11.700 m² und eine bewegte Kubatur von 117.000 m³ ergeben. Der Erdstrom im unteren, zentralen Bereich dieser

Rutschfläche nimmt eine Länge von 80 m und eine Breite von 20 m und eine durchschnittliche Tiefe von 2,5 m. Er ist in obiger Kubatur enthalten. Die Schürfe und Rammsondierungen haben gezeigt, dass es in den tiefgründigen Rutschungen auch in rund 2, 9, 12 und 17 m Tiefe Gleithorizonte mit geringen Zufluss von unterirdischen Hangwasser gibt.

Laut Klassifikation vom Schweizer Bundesamt für Umwelt (Lateltin, 1997) und von Cruden und Varnes (1996) gilt eine Rutschung mit einer Bewegungsrate von 0 bis 2 cm pro Jahr als substabil bzw. sehr langsam, bei einer Bewegungsrate von 2 bis 10 cm pro Jahr als wenig aktiv bzw. langsam. Aufgrund der eigenen Erfahrung und dieser Klassifikation ist der Großteil der Rutschung Daxböck in der KG Kreisbach als eine sehr langsame bis langsame Rutschung einzustufen, wenn die Bewegungsrate ungefähr gleich bleibt wie in den letzten neun Jahren (d.h. eine durchschnittliche Bewegung von max. 2,5 cm pro Jahr). Lediglich die flachgründige Rutschfläche II zeigte für einen Teilbereich bei außergewöhnlich hohen, andauernden Niederschlägen mittlere Bewegungsraten. Für die Rutschung Behamberg ist ein ähnliches Bewegungsmuster anzunehmen. Lediglich der Erdstrom in der Rutschfläche II weist hohe Bewegungsraten auf.

Langfristig sind in bei beiden Rutschungen der jeweilige unterhalb liegende Bach gefährdet, die jeweilige Landesstraße und die angrenzenden Wohnhäuser. Aufgrund der langsamen Bewegungsraten sollte den betroffenen Anrainern und Behörden genügend Zeit bleiben um einen sich anbahnenden Katastrophenschaden zu erkennen und darauf angemessen zu reagieren.

Literaturverzeichnis

Lateltin, O., (1997): Naturgefahren, Berücksichtigung der Massenbewegungsgefahren bei raumwirksamen Tätigkeiten. Bundesamt für Umwelt, Wald und Naturgefahren: 42 S., Bern.

Cruden, D.M., Varnes, D.J., (1996): Landslide Types and Processes, Special Report, Transportation Research Board, National Academy of Science, 247: 36-75.

Flores Orozco, A., Gallistl, J., Bücker, M. und Williams K.H., (2018): Decay curve analysis for data error quantification in time-domain induced polarization imaging. Geophysics, 83(2), E75-E86.

Flores Orozco, A., Gallistl, J., Aigner, L., Bücker, M., Chwatal, W., (2018): GeoCHART, Geophysikalische Charakterisierung von tonigen Hangrutschungen. Bericht Technische Universität Wien, 124 S., Wien.

Kemna, A., (2000): Tomographic inversion of complex resistivity: Theory and application: Dissertation, Universität Bochum.

Aspekte hochauflösender Reflexionsseismik im städtischen Raum

Hans-Peter Müller

ABE-geo, Delpstraße 2, D-31303 Burgdorf

Abstract

High resolution seismic survey could unveil topography of an aquiclude's top by linking its isolated geological depth profile information. Mapping the aquiclude at such shallow depths of 15 m maximum could only be achieved by applying seismic shear wave data acquisition. We decided to use horizontal SH-geophones as single receivers. Assuming an isotropic flat-layered medium, SH-wave processing could be treated similar to acoustic P-waves as was outlined by Hinds et al., (2002). During reflection and / or transmission they convert to SH-waves only, while stacking over an offset range would enhance them. Disadvantageously they evoke stronger coherent multiple reflections. Besides this, surface waves arise as Love waves but could be handled, reducing them by using the 2-fold vertical shot-gather stack according to their opposing polarities used. Taking one component SH-oriented geophones only, seemed to be acceptable for line survey, while vertical seismic profiling (VSP) demanded multi-component recording, thus acquiring 3C orthogonal component's data.

Though recording was performed at night, traffics by trams, trains, cars and even pedestrians disturbed the high resolution seismic line data, erroneously. But the main deterioration of seismic reflections from place to place caused other effects imminent at some sites: Below the seismic lines some subsurface constructions or voids, excavation trenches re-filled but without compacting the soil after it thoroughly and sufficiently not to hamper seismic quality purposes, led to the unfavorable consequences mentioned before.

3C shear wave VSP differentiates velocities in shallow depths in the well. Thus SH-VSP serves as the missing link to geology where seismic surface-based survey, alone, might fail. Exclusively, VSP delivers these information: The complete seismic wave field, the ability to separate the wave field into its downgoing and upgoing parts, the seismic image belonging to the true depths, the real interval velocities, the detection of multiple reflections and the recovery of the wavelet (Hardage, B. A. (2000)).

As data quality of the seismic surface lines remained low after offset limited stacking was applied in a first step, and depth conversion applied in a second step, deteriorating of weaker reflections occurred tearing down frequency content. Higher vertical resolution could be only expected from VSP data. Only but minor surface data of the CMP sections could be compared with high-resolution VSP data, successfully.

Einleitung

Es wird das Ergebnis einer oberflächennahen seismischen Erkundung mit Scherwellen (SH) innerhalb bebauter Umgebung vorgestellt, das eine seismische Nachbearbeitung erfahren sollte. Zusätzlich zu den Oberflächen-messprofilen wurden in deren Nähe zwei seismische Bohrlochmessungen (VSP 1 an der

Bohrung 1907 und VSP 2 am Pegel 1654) mittels einer 3-Komponentenbohrlochsonde (3-K) bis 12 bzw. 9 m Teufe vermessen. Als seismische Quelle kam ein SH-Minivibrator zum Einsatz. Hochauflösende seismische Verfahren können die Oberfläche von Bodenschichten weiträumig modellieren, indem man die Informationen einzelner isolierter lokaler Tiefenprofile im Umfeld miteinander vernetzt. Die Kartierung einer Aquiklude in Tiefen bis ca. 15 m gelingt in der Reflexionsseismik nur durch die Aufnahme mit Scherwellen. Dazu wurden SH-Einzelgeophone eingesetzt. Nimmt man eine möglichst ebene isotrope Schichtenlagerung an, so ist die Datenbearbeitung von SH-Wellen nach dem Prinzip akustischer seismischer Kompressionswellen zulässig (Hinds et al., (2002)). Hinzu kommt, dass SH-Wellen nach Reflexion und / oder Transmission wiederum in SH-Wellen konvertiert werden.

Das 3-K Scherwellen-VSP schafft auch in geringen Bohrtiefen ein detailliertes Reflexionsbild hoher Auflösung. Damit stellen die geophysikalisch gewonnenen VSP-Ergebnisse den direkten Zugang zum Verständnis geologischer Aufschlüsse her. Dies ist allein durch seismische Oberflächenmessungen selten gegeben. Nur das VSP-Verfahren ist in der Lage, direkte Informationen zum vollständigen seismischen Wellenfeld bereit zu stellen, durch dessen Separierung in einen abwärts- und aufwärts laufenden Anteil des Wellenfeldes zu erzeugen, die Gewinnung eines auf wahre Tiefenangaben bezogenen seismischen Abbildes (Image) zu gewährleisten und örtliche reale Intervallgeschwindigkeiten sowie differenzierte Angaben zu multiplen Reflexionen und zum Wavelet zu liefern (Hardage, B. A. (2000)).

Nachteilig ist aber, dass einerseits verstärkt kohärente multiple Reflexionen (Simmons et al., (2001)) in Erscheinung treten, und andererseits die in der Reflexionsseismik ebenfalls unerwünschten Oberflächenwellen in Form von Love- und Rayleigh-Wellen zusätzlich auftreten. Den Love-Wellen kann begegnet werden, wenn die Messungen auf versiegeltem oder gepflastertem Grund erfolgen. Letztere lassen sich dagegen mit geeigneter Signal-behandlung beherrschen, dadurch, dass die beiden Einzelseismogramme eines Messpunktes, gegensätzlich polarisiert, einer Vertikalstapelung in Form einer additiven Subtraktion unterzogen werden. Dabei löschen sich die auf nur einem der Seismogramme aufgetretenen inkohärenten Störsignale gegenseitig aus, während die auf beiden Seismogrammen vorhandenen Nutzsignale verstärkt werden, und letztlich zu einer verbesserten Signalqualität führen (Polom et al. (2008)).

Während für die Vermessung von SH-Linienprofilen horizontal ausgerichtete Einzelgeophone genügen sollten, sind in der bohrlochseismischen Datenaufnahme 3C-Geophone mit orthogonal angeordneten Komponenten unabdingbar. Diese befinden sich in einer speziellen Sonde, die im Bohrloch in vorgegebenen Tiefenstufen das vertikale Profil seismisch vermisst.

Fakten und Motive

Der nordöstliche Teil Basels ist zum nicht geringen Teil industriell geprägt. Der Boden bzw. das Grundwasserregime leiden noch heute am Eintrag chemischer Schadstoffe wie CKW, die einst aus Lecks defekter Rohrleitungen in nahe-gelegenen Industrieanlagen austraten oder auch auf andere Verursacher zurückgehen. Diese löslichen und schwer löslichen Bestandteile durchdrangen und verschmutzten den

Boden im Umfeld und gelangten schließlich in die Grundwasserleiter. Von ihren schwer löslichen Anteilen wird angenommen, dass sie sich in Senken am Boden der GW-Leiter in höherer Konzentration in sog. „hot-spots“ gesammelt haben. Durch das Abteufen von Beobachtungs-brunnen hatte man aus dem Monitoring nur räumlich begrenzte Erkenntnisse gewinnen können, hoffte aber, es könne gelingen, diese hot-spots weitgehend abzupumpen. An einer dieser Bohrungen im Untersuchungsgebiet wurde aber trotz fortwährenden Pumpens ein kontinuierliches Nachströmen von CKW-Bestandteilen festgestellt, und an eben dieser Lokation liegt eine der VSP-Vermessungspunkte für unsere Untersuchung in der Abb. 1 durch einen roten Kreis markiert.



Abb. 1: Modell des Stadtteils (links); projizierte seismische Profile im Kartenausschnitt (rechts).

Randbedingungen

Die Geologie der Rheinterrasse im Alpenen Vorland wird durch die Molasse-Sedimente des Tertiärs bestimmt, die von quartären fluviatilen Sedimenten, charakterisiert, durch eine Abfolge von Sand- und Kiesschichten, den Aquifer bildend, bis ca. 4 m unter Niveau überlagert werden. Obwohl alle Messungen während der Nachtstunden erfolgten, blieb die seismische Bodenunruhe noch erheblich. Zusätzlich erschwerend kam hinzu, dass die im Profilverlauf zuvor nach Erdarbeiten erfolgte Bodenverdichtung unzureichend war, und der Qualität der seismischen Oberflächenmessungen äußerst abträglich. Darüber finden sich bis zur Erdoberfläche Fundamente nebst Bauschuttlagen; auch Hohlräume können vereinzelt vorhanden sein. Die Lage des Molassehorizonts ist nur aus vereinzelt geologischen Aufschlüssen mit Teufen zwischen 9 und 13 m bekannt. Die Geologen erwarteten ansonsten einen nahezu söhlichen Verlauf des Molasse-Tops. Dies sollte mit Hilfe der SH-Seismik an dem an sich markanten Übergang zum Tertiär seismisch gut zu kartieren sein. Ziel der Untersuchung war daher die approximative Bestimmung der Tiefenlage der Aquiklude im Einzugsbereich der Messprofile (s. Abb. 1).

Datenaufnahme

Beide Messverfahren benutzten dieselbe seismische Quelle, den Scherwellen Mini-Vibrator EIVis III S8 (Beilecke et al., (2006)). Diese Quelle wurde an jedem Messpunkt zweimal durch lineare Sweeps mit gegensätzlicher Polarität im Frequenzbereich von 30 bis 240 Hz über 10 s Länge angeregt. Diese setzte sich also, am selben Messpunkt ausgeführt, aus 2 Einzelmessungen mit gegensätzlicher Polarität zusammen. Die Messauslage auf den drei zu betrachtenden seismischen Linienprofilen, BS 4, BS 2 und BS 3, bestand aus je 47 seismischen Kanälen pro Einzelaufnahme mit SM6-H 10 Hz SH-Geophonen. Die

Empfänger wurden als SH-Geophone senkrecht zur Messprofilrichtung orientiert. Der Aufnahmeeinheit, bestehend aus 2 24-kanaligen Geometrics-Geoden diente ein Notebook als Steuerungseinheit. Alle seismischen Daten wurden unkorreliert, d.h. mit 11 s Länge aufgezeichnet, zusätzlich wurde der Kanal 48 zur Speicherung des Sweeps verwendet. Eine Konfiguration, die horizontal polarisierte Scherwellen, von einer horizontal polarisierten Quelle abgestrahlt, aufgezeichnet, nennt man auch SH-SH Quelle-Empfänger-Anordnung (Polom, U. et al. (2010)). Neueste Konfigurationen verfügen quellseitig über die Option, den aktuell erzeugten Sweep (also kein synthetisch erzeugtes uniformes Signal) zum Triggerzeitpunkt der Aufnahme angepasst, auszusenden. Infolge dessen lassen sich eventuelle Qualitätsunterschiede in den Aufnahmen nachträglich korrigieren (**Krawczyk et al. (2017)**). **Die letztere Möglichkeit bestand aber bei den hier beschriebenen Arbeiten in Basel leider noch nicht.**

Im Bohrloch kam eine Geostuff BHG-2 3-K Bohrlochsonde zum Einsatz, ausgerüstet mit einer Klemmvorrichtung zur Fixierung an der Bohrlochwand während des Messvorgangs. Die Sonde ist mit einer Vorrichtung zur Aufnahme der 3-K Geophone, orthogonal aufgehängt ausgestattet. Ein eingebauter Kompaß sorgt für die Ausrichtung der Aufnahmeeinheit in Nordrichtung. Die Quelle erzeugte auch hier, wie oben beschrieben, zwei Sweeps in gleicher Konfiguration (mit gegensätzlicher Polarität). Die Datenaufnahme wurde mit einer 24-Kanal Geometrics-Geode bewerkstelligt, so dass 23 seismische Spuren und der Sweep (auf Kanal 24) gespeichert wurden.

Messparameter

In der Linienseismik betragen die Schuss- und Geophonabstände 0,5 m, bei den Schussabständen allerdings erst nach Änderung der Geometrie der Messauslage. Gemessen wurde im „Roll-along“-Verfahren, um eine möglichst gleichförmige Untergrundüberdeckung sicher zu stellen. Die geringen Messpunktabstände dienten dazu, eine hohe horizontale Auflösung in den Daten, verbunden mit einer bis zu 40-fachen Überdeckung zu erreichen, um die bekannten ungünstigen Messbedingungen zu kompensieren.

Die VSP 1-Messung wurde im Beobachtungsbrunnen 1907 vorgenommen, die Sonde in den Brunnen eingebracht, und die Messungen in den Messteufen von -1,35 m ab Bohrlochmund bis zur Endteufe von -12,85 m mit Abstand von 0,5 m ausgeführt. Insgesamt wurden 22 Messniveaus erfasst. Dazu war die Sonde an jedem Messpunkt fixiert und ausgerichtet, bevor sie nach jeder Einzelmessung um jeweils 0,5 m vertikal verfahren wurde. Die seismische Quelle stand an der Oberfläche 1,5 m seitwärts des Bohrlochs. Zu Kontrollzwecken war ein weiteres 3-K Geophon neben dem Bohrlochmund installiert. Die VSP 2-Messung umfasste 19 Niveaus von -0,85 bis -10,85 m. Näheres enthält die Tab. 1.

General recording parameters	Surface recording special parameters	VSP ZO recording special parameters
Sampling interval 1 ms		
Recording length 11 s	uncorrelated	uncorrelated
47 transverse horizontal (SH) receivers mounted on streamer. Interval 1 m	Geophone distance 0.5 m	Downhole interval 0.5 m
Source signal 30-240 Hz, tapered linear sweep, duration 10 s	Source interval 0.5 m	Single source location
2 sweeps of opposing polarities at each source location	0° & 180°	0° & 180°

Tab. 1: Messparameter der seismischen Verfahren

Ergebnis der Linienseismik nach konventioneller Bearbeitung

Abb. 2 zeigt das Stapelprofil (Laufzeitdarstellung) des Profils BS 4 nach konventioneller Bearbeitung. Auf der Abszisse aller folgenden Laufzeit-darstellungen sind die CMP-Spuren der Stapelversionen der Profile abgebildet, die Ordinate gibt jeweils die Laufzeit (2-Wegelaufzeit) in ms an.

Der Einfluss aller unmittelbar unter der Erdoberfläche bestehenden Boden-anomalien und durch Bodenunruhe verursachten Störeffekte, die während der Messungen auftraten, bestimmt das Reflexionsbild, das durch schwach ausgeprägte, vereinzelte Reflexionssegmente in den oberen 100 ms bestimmt wird. Markante söhliche Reflektoren (Zielhorizonte) sind in diesem Bereich nicht auszumachen, vielmehr scheinen sie durch die oberflächennahen Effekte maskiert. Die konventionelle Bearbeitung führt hier also offensichtlich nicht zum Erfolg.

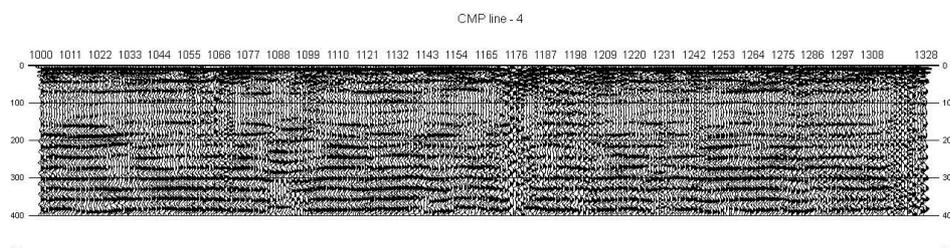


Abb. 2: Stapelergbnis des Profils BS 4 nach konventioneller Bearbeitung.

Ergebnisse der VSP-Bearbeitung

Das VSP-Verfahren liefert einen eigenständigen, unabhängigen Lösungs-ansatz, da nur aus dem VSP die wahren tiefenabhängigen Intervall-geschwindigkeiten im Bereich der Bohrung abgeleitet werden. Die Information ist auch geeignet, die Stapelgeschwindigkeiten der Linienprofile im Bereich der VSP-Messpunkte besser abzuschätzen. Wie von Brewer (2000) für P-Wellen ausgeführt, gelingt mittels VSP-Ergebnissen, eine qualitative Verbesserung sowohl bei oberflächenbasierten Stapelungen als auch bei deren in Tiefen gewandelten Sektionen.

Die VSP-Graphiken der Abb. 3 zeigen in anschaulich, kompakter Form für beide VSP-Messungen das anteilige abwärts- bzw. aufwärts laufende Wellenfeld. In den x/t-Seismogrammen sind auf der Abszisse

die CMP-Spuren an den Messniveaus von links mit zunehmender Messteufe angeordnet, die Ordinate gibt die 2-Wegelaufzeit t an. In der linken Spalte sind die abwärts laufenden Wellenfelder des VSP 1 (oben) bzw. VSP 2 (unten) zu sehen, die rechte Spalte zeigt das aufwärts laufende Wellenfeld beider VSP.

Die x/t -Diagramme der rechten Spalte bilden direkt die Reflektoren aus den separierten aufwärts gerichteten Wellenfeldern für beide VSP gemessenen Laufzeiten ab. Das VSP 1-Ergebnis (oben) weist mehrere Reflektoren auf, deren erster, schwächerer bei 65 ms auftritt, gefolgt von einem kräftig ausgeprägten bei 75 ms, und vorerst als Zielhorizont interpretiert wird. Eine Reflexionsfolge beginnt darunter bei 90 ms mit einem Maximum um 120 ms. Das VSP 2-Ergebnis (unten), weist ebenfalls mehrere Reflektoren auf, beginnend bei 45 ms, gefolgt vom stärksten Einsatz bei 60 ms und einem etwas schwächeren bei 65 ms. Dem schließt sich hier, wenn auch ein wenig schwächer als im VSP 1, eine Reflexionsfolge ab 80 bis ca. 95 ms an. Die Reflektoren der unteren Reflexionsfolgen beider VSP, die erst bei größeren Messteufen einsetzen, können als unter der Endteufe der Vermessung (-12,85 bzw. -9,85) liegend interpretiert werden, d. h. dass diese Reflexionen die Sondenempfänger aus größeren Tiefen erreichten. Die Diskrepanz zwischen dem möglichen Zielhorizont im VSP 1 mit 75 ms gegenüber dem des im VSP 2 projizierten Horizonts um 60 bis 65 ms, kann wohl dadurch aufgelöst werden, dass die Sonde des VSP 2 den Zielhorizont nicht durchteuft hatte.

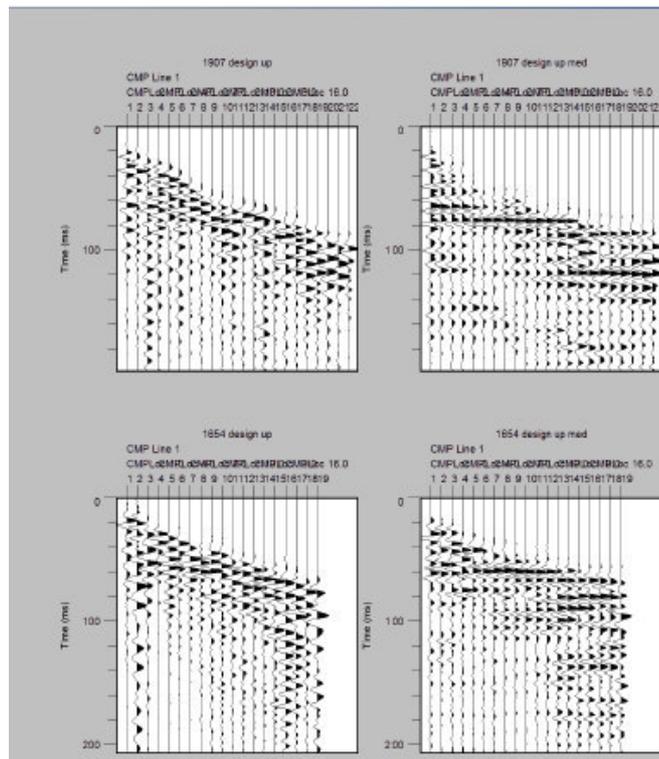


Abb. 3: Seismogramme, Spalte 1: Separierte abwärts laufende Wellenfelder von VSP 1 bzw. VSP 2. Spalte 2: Separierte aufwärts laufende Wellenfelder der VSP .

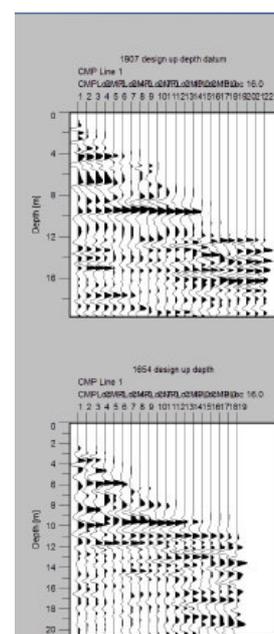
Die Reflektoren in den Tiefenprofilen (Abb. 4) erlauben die direkte Zuordnung zu den geologisch erbohrten Schichtgrenzen, denn sie bilden die Reflexionen in den wahren Tiefen ab. Die x/z -Seismogramme zeigen in Abb. 4 auf der Abszisse die CMP-Spuren an den Messniveaus von links mit zunehmender Messteufe angeordnet, die Ordinate gibt die wahre Teufe z an.

Im Folgenden werden die Ergebnisse der beiden teufengerechten x/z -Seismogramme gemeinsam interpretiert. Nur im VSP 1 ist ein von der direkten Welle hervorgerufenen Ereignis bis -4,5 m auszumachen, das als die Grundwasser-oberkante des Aquifers interpretiert wird (s. Auch Abb. 10). Auf beiden Seismogrammen erkennt man bei -9,5 m den stärksten Reflektor, der als möglicher Zielhorizont interpretiert vorerst wird. Darunter differenziert sich das Bild, je nachdem, ob man das VSP 1 oder das VSP 2 betrachtet: VSP 2 zeigt einen Mehrfacheinsatz zwischen -11 bis 11,5 m (vergl. dazu den Doppeleinsatz bei 60 bis 65 ms im x/t -Seismogramm), dessen Entsprechung sich im VSP 1 erst unterhalb -12 m andeutet. Die nächsttieferen seismischen Einsätze finden sich im Bereich -13 bis -16 m bzw. -18 m. Inwieweit letztere in Teilen als Multiplen angesehen werden müssen, ist nicht zu entscheiden.

Überlegungen zur Lage des Zielhorizonts

Wo liegt nun der Zielhorizont wirklich? Betrachtet man den Tiefenbereich beider VSP genauer unter dem Aspekt ihrer Reflexionsqualität, und zwar in einer Zone von -9 m und -12 m, so ist das Reflexionsbild unterhalb -9,5 m, also dem ersten, markanten Ereignis in den Seismogrammen, doch qualitativ erstaunlich unterschiedlich. Der sogenannte Zielhorizont in -9,5 m im VSP 1 zeigt einen gekrümmten Verlauf, der auf eine unterkorrigierte dynamische Korrektur hinweist. Die nachfolgende reflexionsarme Zone im VSP 1 stützt diese Annahme. Ihr steht im VSP 2 ein deutlich gegliedertes, detailreiches Bild mit den Einsätzen im Tiefenbereich um -11 m gegenüber. Die beiden angewandten Intervallgeschwindigkeits-Profile treffen für den gemeinsamen Reflektor bei -9,5 m nicht ganz zu, was sich vor allem beim VSP 1 so nachteilig auswirkt, dass jegliche Feingliederung ab -10 m Teufe unmöglich wird, im VSP 2 aber dennoch, wenn auch abgeschwächt, erhalten bleibt. Es ist davon auszugehen, dass nicht ganz zutreffende Geschwindigkeitskorrekturen zumindestens beim VSP 2 es nicht vermochten, den Reflektor bei -11 m gänzlich auszulöschen. Zudem liegen beide VSP-Meßstellen weniger als 50 m voneinander entfernt. Daher der Entschluss, den Zielhorizont nunmehr bei -11 m zu postulieren. Nicht auszuschließen ist, dass die zweite Reflexion bei -11,5 m auf Reverberation zurückgeht.

Abb. 4: Seismogramme der aufwärts laufenden Wellenfelder von VSP 1 (oben) bzw. VSP 2 (unten) nach Tiefenwandlung.



Ergebnisse der Linienseismik mit offsetbeschränkter Bearbeitung

Es liegt nunmehr für eine Nachbearbeitung nahe, durch eine angepasste Offset-Limitierung das konventionell erstellte Stapelprofil der Abb. 2 zu optimieren. Alle Stapelungen basierten auf dem einen, in Abb. 5 dargestellten Geschwindigkeitsgesetz, das niedrigste Intervallgeschwindigkeiten von 180 m/s zwischen 50 und 140 ms besitzt. In einem Geviert von 120 m x 50 m Kantenlänge wurden alle Profile mittels dieses einfachen, generalisierten Geschwindigkeitsmodells dynamisch korrigiert. Das Ergebnis der Stapelung in Abb. 6 zeigt das Profil BS 4 nach Offsetbeschränkung. Zum Vergleich betrachte man das eingblendete VSP 1-Ergebnis unter Annahmen des zuvor im Abschnitt Gesagten, den Zielhorizont bei 11 m Tiefe entsprechend ca. 80 bis 90 ms festzulegen. Die Übereinstimmung mit dem VSP 1 ist erst unterhalb 120 ms deutlich erkennbar, also weit unterhalb des Ziel- oder Aquikludenhorizonts.

Allen Tiefschnitten gemeinsam ist ein sehr niederfrequentes Reflexionsbild. Der Tiefschnitt des Profils BS 4 (Abb. 7) zeigt in den CMP-Abschnitten 1190 bis 1230, um 1250 um 1260 und zwischen 1280 und 1300 die geforderte Übereinstimmung, allerdings ausschließlich mit dem vormaligen Zielhorizont bei -9,5 m. Das vollständige Stapel- und Tiefen-Profil BS 4 findet man im Anhang. BS2 (Abb. 8) bietet keine Vergleichsmöglichkeit, zeigt aber dieselben Charakteristiken. Im Profil BS 3 (Abb. 9) bestätigt sich erneut die Übereinstimmung mit dem Reflektor bei -9,5 m, zudem findet sich ein starker, teils söhlicher Reflektor auf -15 m, der mit der tieferen Reflexionsfolge im VSP 2 (-13 m bis -18 m) korreliert werden kann. Insgesamt filtert der Tiefenwandlungsprozess eventuell vorhandene, höherfrequente Anteile im Wellenfeld der Linienseismik.

Die zuvor getroffene Festlegung des Zielhorizonts in 11 m Tiefe an der VSP 1-Messposition auf dem Profil BS 4 (CMP 1268) erfährt durch den geologischen Aufschluss unerwartete Unterstützung. Wie in Abb. 10 dargestellt, durchteufte die Bohrung 1907 die GWL-Oberfläche bei 4,5 m Teufe, und die Oberkante des Tertiärs (Top-Molasse) bei -12,5 m. Nur in den seltensten Fällen stimmen bekanntlich geologische Aufschlusstiefen mit den geophysikalisch gemessenen überein, so dass eine Abweichung von etwas mehr als 1 m kein schlechtes Erdurchaus befriedigend ist. Eine entscheidende Verbesserung der Ergebnisse durch nachbearbeitete Oberflächenseismik konnte wohl doch aufgrund der vorliegenden Mängel in der Datenqualität nicht erwartet werden. Dazu bedarf es eingehender Untersuchungen und detaillierter Geschwindigkeitsanalysen.

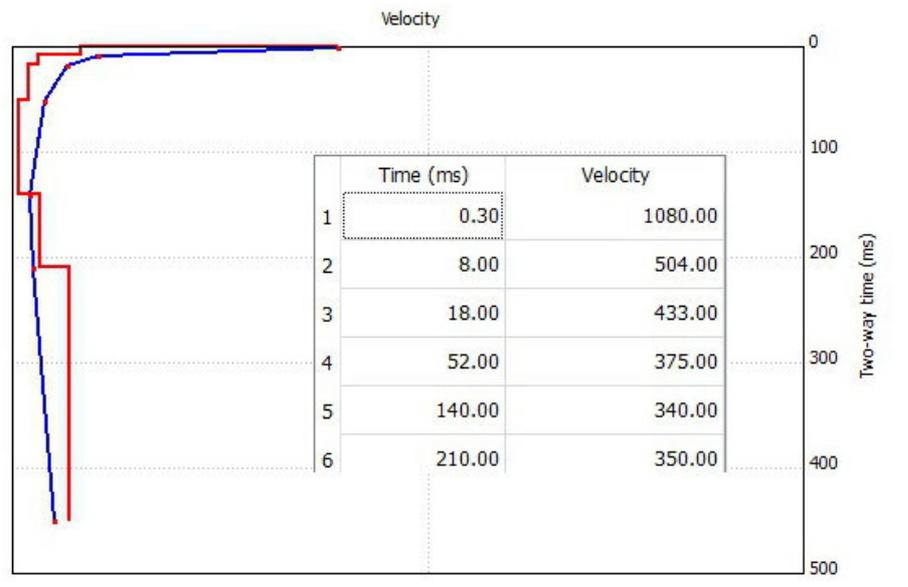


Abb. 5: Generalisiertes Geschwindigkeitsmodell nach der oberflächenseismischen Bearbeitung; die blaue Kurve und die Tabelle zeigen den Stapelgeschwindigkeits-verlauf, die rote Linie die sich ergebenden Intervallgeschwindigkeiten nach DIX.

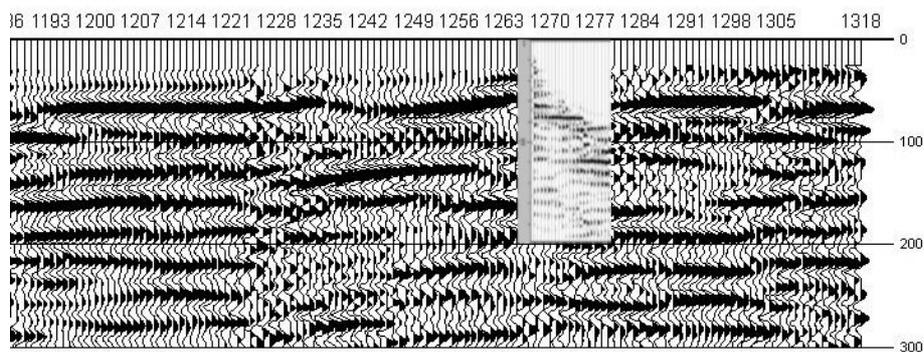


Abb. 6: Offsetbeschränktes Stapelergebnis (Ausschnitt) des Profils BS 4 mit Laufzeit-Seismogramm des VSP 1.

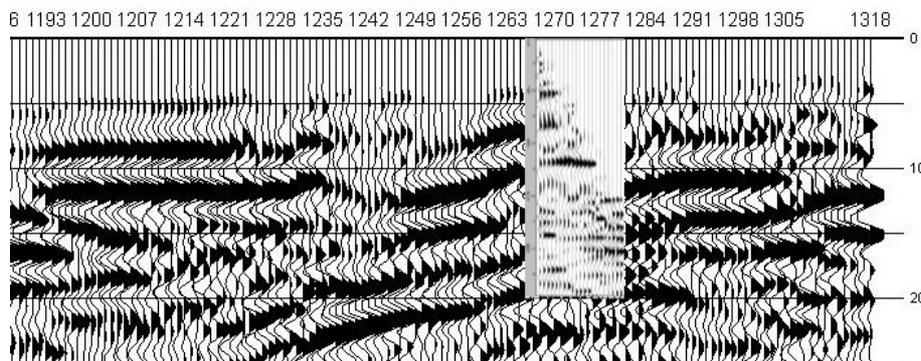


Abb. 7: Offsetbeschränktes, tiefengewandeltes Stapelergebnis (Ausschnitt) des Profils BS 4 mit Tiefen-Seismogramm des VSP 1.

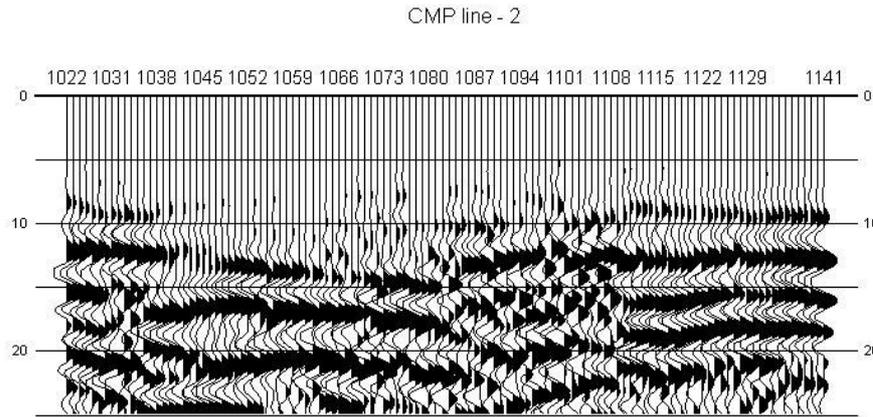


Abb. 8: Offsetbeschränktes, tiefengewandeltes Stapelergebnis des Profils BS 2.

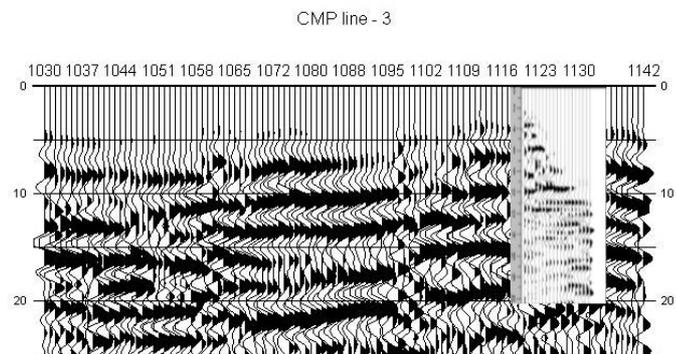


Abb. 9: Offsetbeschränktes tiefengewandeltes Stapelergebnis des Profils BS 3 mit Tiefen-Seismogramm des VSP 2.

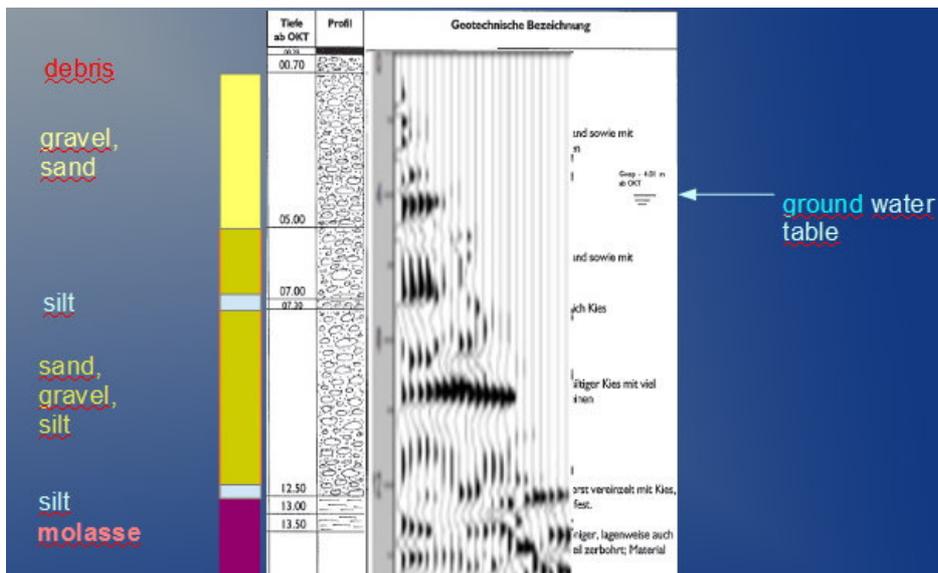


Abb. 10: Teufenabgleich des geologischen Aufschlusses 1907 mit dem VSP1-Ergebnis.

Referenzen

Beilecke, T., Polom, U. (2006): Efficient high resolution subsurface shear wave reflection imaging in sealed urban environment. A033; Near Surface 2006 Helsinki Finland.

Brewer, R. J. (2000): VSP survey meets accuracy demands. Editor's note; Geophysical corner. http://www.aapg.org/explorer/geophysical_corner/2000/gpc03.cfm.

Hardage, B. A. (2000): Vertical seismic profiling: Principles 3rd updated and revisited edition; Handbook of seismic exploration vol.14; Pergamon press.

Hinds, R. C., Kuzmiski, R. (2002): VSP – The Link between Geology and Geophysics; Search and Discovery Article #40080: Adapted for online presentation from the article by the authors in AAPG explorer (January, 2000), entitled „VSP Links Geology, Geophysics“.

Hofstede, C., Diez, A., Eisen, O., Polom, U. (2017): Shallow Seismic on Top of the European Roof – A Vibroseismic Experiment on Firn and Ice at Colle Gnifetti - Vortrag & Ext. abstract A002, 73rd EAGE Conference & Exhibition, Vienna, Austria, 23-26 May 2011, ISBN 978-90-73834-12-5

Krawczyk, C.M., Polom, U. (2017): Shear-wave seismics - a surveying tool for paved surfaces and urban areas that closes the gap to GPR measurements. Expanded Abstract, EAGE Workshop: Geophysics in support of infrastructure planning, 03.09.2017, Malmö, Sweden.

Polom, U., Beilecke, T. (2008): S-wave Reflection Seismic Exploration of a Shallow Sediment Body A Case Study at Alfbach Valley, Vulkaneifel, Germany. (from: Earth-Doc 10153.pdf)

Polom U., Hansen L., Sauvin G., L'Heureux J.-S., Lecomte I., Krawczyk C.M. et al. 2010.) High-resolution SH-wave seismic reflection for characterization of onshore ground conditions in the Trondheim harbor, central Norway. In: Advances in Near-Surface Seismology and Ground-Penetrating Radar, (eds R.D. Miller, J.D. Bradford and K. Holliger), pp. 75-92. SEG, Tulsa.

Pugin, A. J.-M., Brewer, K., Cartwright, T., Pullan, S. E., Didier, P., Crow, H., Hunter, J. A. (2013): Near surface S-wave seismic reflection profiling – new approaches and insights. First Break 31, 49-60.

Simmons, J., Backus, M. (2001): Shear waves from 3-D-9-C seismic reflection data. Have we been looking for signal in all the wrong places? The Leading Edge, 20, no. 6, 604-612.

Yilmaz, O (1987): Seismic Data Processing; Investigations in Geophysics, vol. 2; SEG, 468-469.

Hangexplosion Matriwald zwischen der Autobahn A13 und der Landesstraße B182 und deren Sanierung

Jörg Henzinger¹, Thomas Deutschmann¹, Gunther Heißel², Martin Kirchmair³,

¹Geotechnik Henzinger, Plattach 5, 6095 Grinzens www.geotechnik-henzinger.at

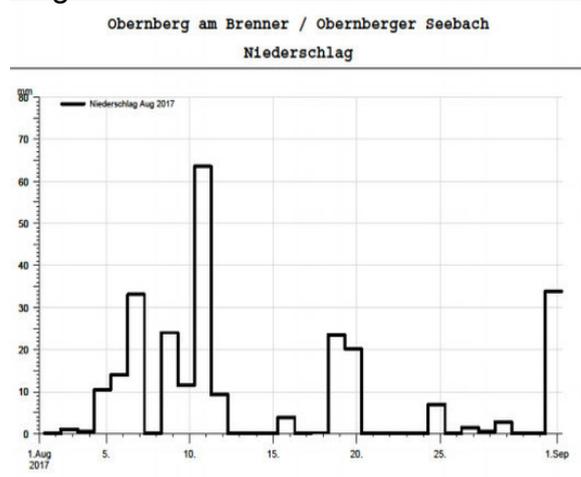
²Amt der Tiroler Landesregierung, Abteilung Allg. Bauangelegenheiten, Landesgeologie, Herrengasse 1-3, 6020 Innsbruck

³Asfinag, Alpenstraßen GmbH, Rennweg 10A, 6020 Innsbruck

1) Einleitung

Im Zeitraum August bis Mitte September 2017 ist es durch die wochenlangen Niederschläge im Wipptal zu massiven Murschäden, Hangrutschungen und nassen Kellern gekommen. Insgesamt wurde durch den hydrographischen Dienst ein Niederschlag von 600 mm in den Monaten Juli bis September registriert. Die Folge waren 23 Rutschungen und Murschäden bei der Ellbögener Straße und bei der Brennerlandesstraße.

August



September 2017

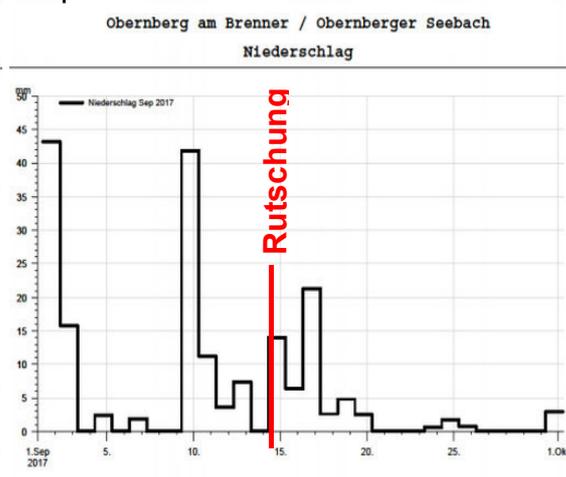


Abb. 1: Niederschlag im Wipptal, August und September 2017 (Hydrographie und Hydrologie, Amt der Tiroler Landesregierung)

In der Nacht vom 13. September 2017 auf den 14. September 2017 kam es zu einer Hangexplosion mit massiver Murentwicklung zwischen der Autobahn A13 und der Brennerlandesstraße. Die Brennerlandesstraße war zur Gänze verlegt, die Ellbögener Landesstraße durch zahlreiche Straßenabbrüche praktisch nicht passierbar. Nur die Autobahn A13 ermöglichte den Verkehr in beiden Richtungen. Aufgrund der massiven Wasseraustritte im Anbruchbereich unterhalb der Autobahn entstand eine rückschreitende Erosion, die auch die Autobahn gefährdete. Die Erstbeurteilung der Situation in der Nacht erfolgte durch die Landesgeologie.

2) Generelle geologische Situation

Bereits beim Bau der A13 Brennerautobahn ist es im Abschnitt Schönberg bis Matri auf Grund der dort ungünstigen geologischen Situation besonders im Bereich Matriwald zu massiven geotechnischen

Problemen gekommen. Die Autobahn A13 verläuft in diesem Abschnitt im linken Einhang zur Sill, ca. 200 m über dem Talboden.

Die tektonischen Einheiten der Innsbrucker Quarzphyllitzone treffen tektonisch auf das überlagernde Ötztalkristallin, wobei vor allem im Bereich Matrei – Matreiwald Gesteine der Tarntaler Zone tektonisch zwischengeschaltet sind. Die Sill hat sich entlang der Wipptalstörung tief in das Gelände eingeschnitten und hinterließ besonders auch an der Westseite sehr steile Einhänge. Im Bereich Matreiwald quert die Autobahn die im Wesentlichen flach in westliche Richtung einfallende Überschiebungsbahn der Ötztalmasse. Mächtige vertonte Mylonite vereinen sich hier mit verschiedenen phyllitischen und sandigen Gesteinen des Tarntaler Mesozoikums, darunter auch Gips und Anhydrit. Diese Gesteine, zusammen mit massiv austretenden Bergwässern, erzeugen Rutschzonen, die von der Autobahn gequert werden mussten. Die Steinbruchbrücke und die Hangbrücke Matreiwald mit dem dazwischenliegenden Damm sind in einer solchen Rutschzone gegründet.

Hubert Borowicka schreibt in seinem Bericht „Das Baugrundrisiko bei Gebirgsautobahnen“ (3) zur Hangbrücke Matreiwald:

„Nach heftigen Regenfällen kam eine lange, 20 m breite Zunge in eine langsame Fließbewegung, wobei ein in diesem Bereich gegründeter Brückenpfeiler talwärts zu wandern begann. Nach dem Vortreiben eines langen Dränagestollens im Grundgebirge, in welchen die Sickerwässer von oben eingeleitet wurden, kam der Hang und damit auch der Pfeiler wieder zur Ruhe.“

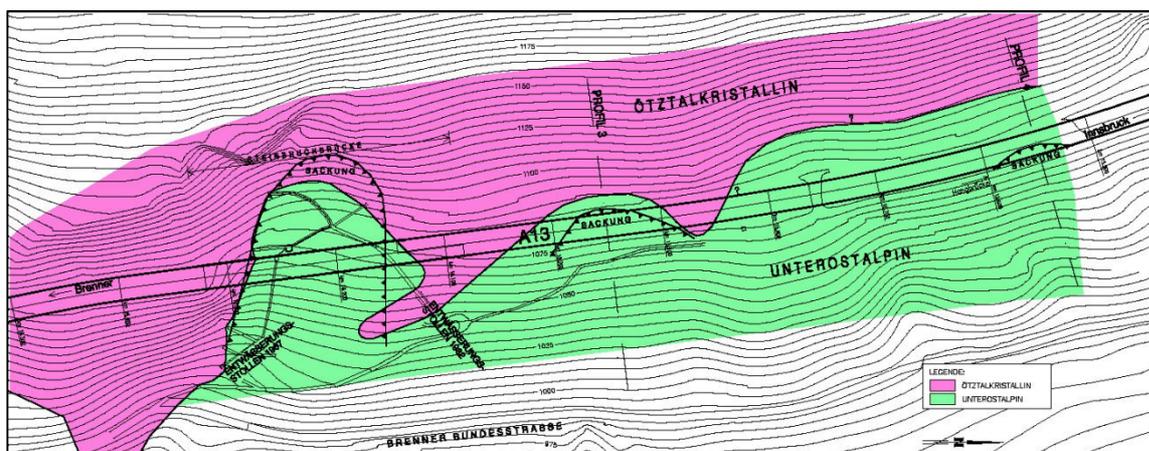


Abb. 2: Geologischer Lageplan von km 15,500 bis zur Steinbruchbrücke

3) Hangsicherungsmaßnahmen 2005, km 15,8 bis km 16,0, örtliche geologische Situation

Ganz zur Ruhe ist der Autobahnabschnitt Matreiwald von km 15,5 bis 16,2 nicht gekommen. Die Steinbruchbrücke musste im Jahr 1991 umgebaut werden. Die Pfeiler sind 20-30 m tief in einem Spritzbetonschacht auf unterostalpinem Gestein gegründet. Ein zweiter Dränagestollen wurde bereits 1982 errichtet. Das an die Brücke nördlich anschließende Autobahnstück mit einer Länge von ca. 160 m wies Setzungen bis 3 cm im Jahr auf. Im Jahr 2005 wurde dieser Abschnitt durch eine massive Hangverdübelung und durch Entwässerungsmaßnahmen stabilisiert. Dadurch konnten die Setzungen der Autobahn am talseitigen Rand praktisch auf null reduziert werden.

Zur Beschreibung des Untergrundes wurden zur Ausarbeitung der Sanierung der Böschung 2005 zu den bestehenden Bohrungen im Jahr 2002 elf Bohrungen abgeteuft und zum Teil als Inclinometermessstellen ausgerüstet.

Der untersuchte Geländebereich ist tektonisch in zwei Einheiten gegliedert (Abb. 2). Das Öztalkristallin wird tektonisch von den Gesteinen des Unterostalpins (Tarntaler Schichten) unterlagert. Die Störungsfläche zwischen dem Kristallin und den Tarntaler Gesteinen fällt meist flach nach Westen ein. Sie ist allerdings örtlich durch diapirartige Verformungen der Gips- und Anhydritgesteine steil bis senkrecht gestellt (siehe z. B. die auf Abb. 2 dargestellte südliche Begrenzung des Unterostalpins). Das Unterostalpin wird im Bereich der Autobahn und unterhalb bis zur Bundesstraße von gering mächtigen Hangschuttmassen aus Erosionsschutt der Öztalgneise, aus verwittertem Unterostalpin und örtlich aus schluffigen quartären Sedimenten überlagert. Nicht zu vergessen ist der bis zu 20 m mächtige Autobahndamm.

Das Öztalkristallin besteht an der Überschiebungsgrenze aus durchlässigen Paragneisen, die im Gelände örtlich Steilstufen bilden. Das Unterostalpin setzt sich aus mehreren Gesteinen zusammen. Es handelt sich überwiegend um Kalkschiefer mit Gips/Anhydrit-Einschaltungen. Untergeordnet finden sich auch Quarzite, Karbonate und sandige bis rauhwackenartige Gesteine (?Störungsgesteine). Das Gestein ist bereichsweise sehr wasserempfindlich und ausgelaugt. Dies betrifft vor allem die Zerreibungszonen, die in den unterostalpinen Gesteinen aufgrund hoher tektonischer Beanspruchung gehäuft vorkommen. Der Anhydrit quillt, der Gips ist zudem stark auslaugungsgefährdet, Karstschlüche mit Öffnungsweiten von mehreren Dezimetern wurden aufgeschlossen. Bei extremen Niederschlägen treten in vielen Horizonten unterhalb der Autobahn Hangwässer aus. Laut einer Altersbestimmung der sulfatführenden Gesteine, durchgeführt im Auftrag der Landesgeologie, kommt diesen obertriadisches Alter (Karn) zu.

Das Öztalkristallin ist entlang der Überschiebungsbahn deutlich tektonisch beansprucht und bildet entlang der Trennflächen eine gute Wasserwegigkeit. Demgegenüber sind die Gesteine des Unterostalpins überwiegend als Wasserstauer anzusehen. Die Wasserführungen beschränken sich im Unterostalpin auf röhren- oder schlauchartig aufgeweitete Karsterscheinungen im Gips und auf Schichtgrenzen.

Entlang der Bewegungsbahn Kristallin - Unterostalpin treten oberhalb der Autobahn die Kristallinbergwässer in Form unterirdischer Überlaufquellen aus und rinnen entlang der wasserdichten, aber wasserempfindlichen Felsoberfläche der unterostalpinen Gesteine in Richtung Sill unterirdisch ab. Dadurch werden die Hangkriechbewegungen in der Überlagerung des Unterostalpins – kristalliner Hangschutt, verwittertes Gestein des Unterostalpins und Stillwassersedimente - in Gang gehalten.

Auf der Grundlage der Inclinometermessungen und der Fahrbahnvermessung konnte die Ausdehnung des bewegten Hangbereiches eingegrenzt werden.

Das geologische Profil 3 mit den durchgeführten Maßnahmen zeigt einen repräsentativen Querschnitt dieser Rutschzone (Abb. 3).

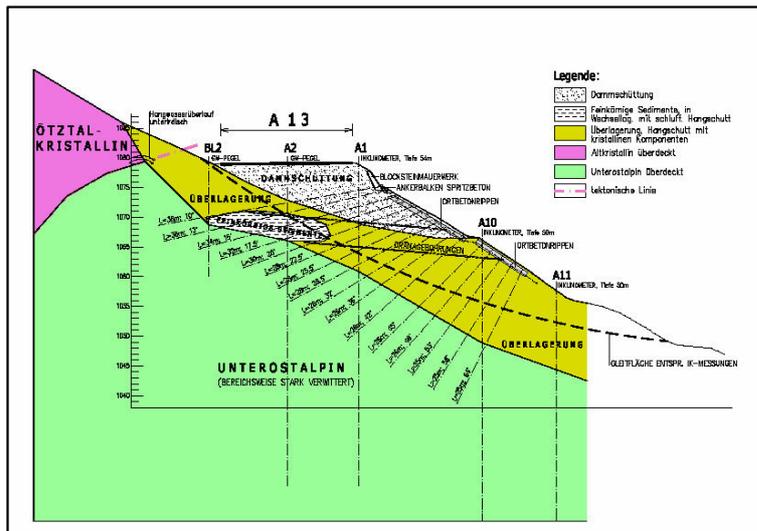


Abb. 3: Geologisches Profil 3 durch Autobahn mit Maßnahmen, Nägeln und Stahlbetonrippen

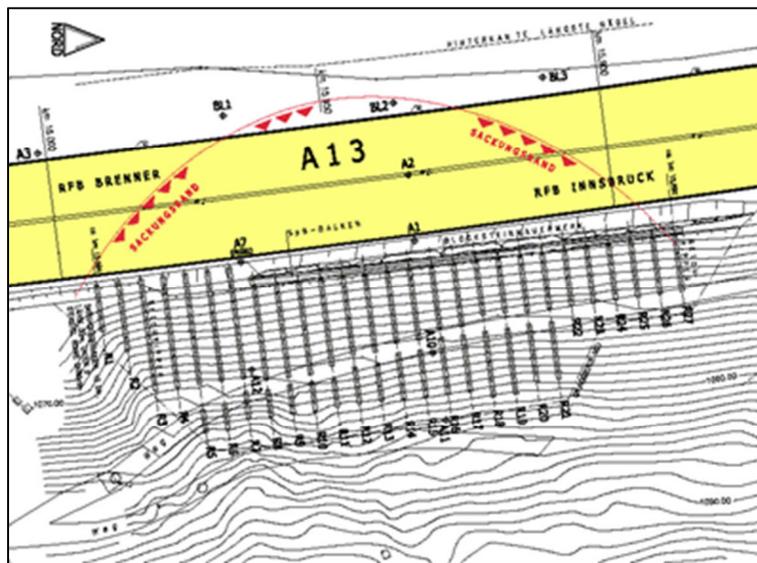


Abb. 4: Anordnung der Hangverdübelung 2005, Grundriss

Die Hang- und Dränagewässer wurden in das seit dem Autobahnbau bestehende Entwässerungssystem, etwa in Falllinie verlaufend, eingeleitet.

4) Dramatische Situation im Sommer 2017

Am 13. September 2017 ist es zur Hangexplosion unterhalb den im Jahr 2005 durchgeführten Sicherungsmaßnahmen gekommen. Die Sicherungsmaßnahmen vom Jahr 2005 stabilisierten die Autobahn A13 so, dass dort praktisch keine Bewegungen auftraten und der Verkehr ohne Einschränkung durchgeleitet werden konnte. In der Anbruchmuschel traten flächig Hangwässer aus, die bestehenden Dränagen wurden zerstört. Die massiven Hangwässeraustritte führten einerseits zu einer laufenden Murbildung und andererseits zu einer rückschreitenden Erosion. Es war nicht auszuschließen, dass die Sicherungsmaßnahmen 2005 durch Erosion wesentlich beeinträchtigt werden.



Abb. 5: Ansicht Murbildung, Rutschungsbereich



Abb. 6: Vermurung Brennerbundesstraße



Abb. 7: Murrinne mit zahlreichen Wasseraustritten



Abb. 8: Rückschreitende Erosion, 14.09.2017



Abb. 9: Rückschreitende Erosion und flächige Wasseraustritte, 15.09.2017

5) Vermessungstechnische dauernde Überwachung der Autobahn, Alarmplan

Durch eine dauernde Überwachung der Böschung mittels geodätischer Messpunkte und Inklinometermessungen war gewährleistet, dass die Autobahn weiter betrieben werden konnte. Täglich mussten die gemessenen Verformungen beurteilt werden. Bei einer Überschreitung von Grenzwerten trat ein Alarmplan in Kraft.

Die Sicherungsmaßnahmen 2005 gewährleisteten die Standsicherheit der Autobahnböschung. Nur die geodätischen Punkte unterhalb des Weges wiesen zum Teil große Bewegungen auf. Anrisse im Gelände entstanden unterhalb der Sicherungsmaßnahmen aufgrund der steilen Anbruchböschungen und des Wasserdruckes.

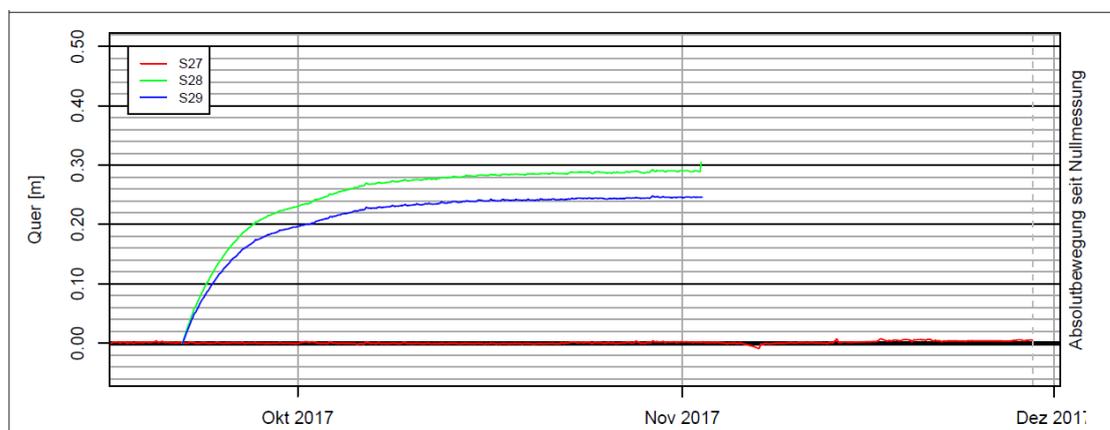


Abb. 10: Querverformungen der Punkte S27 bis S29 beim Monitoring

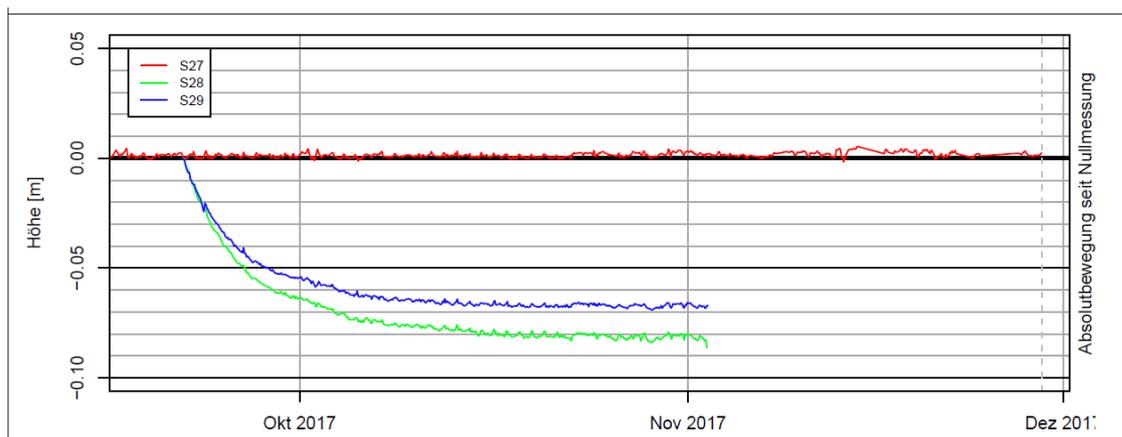
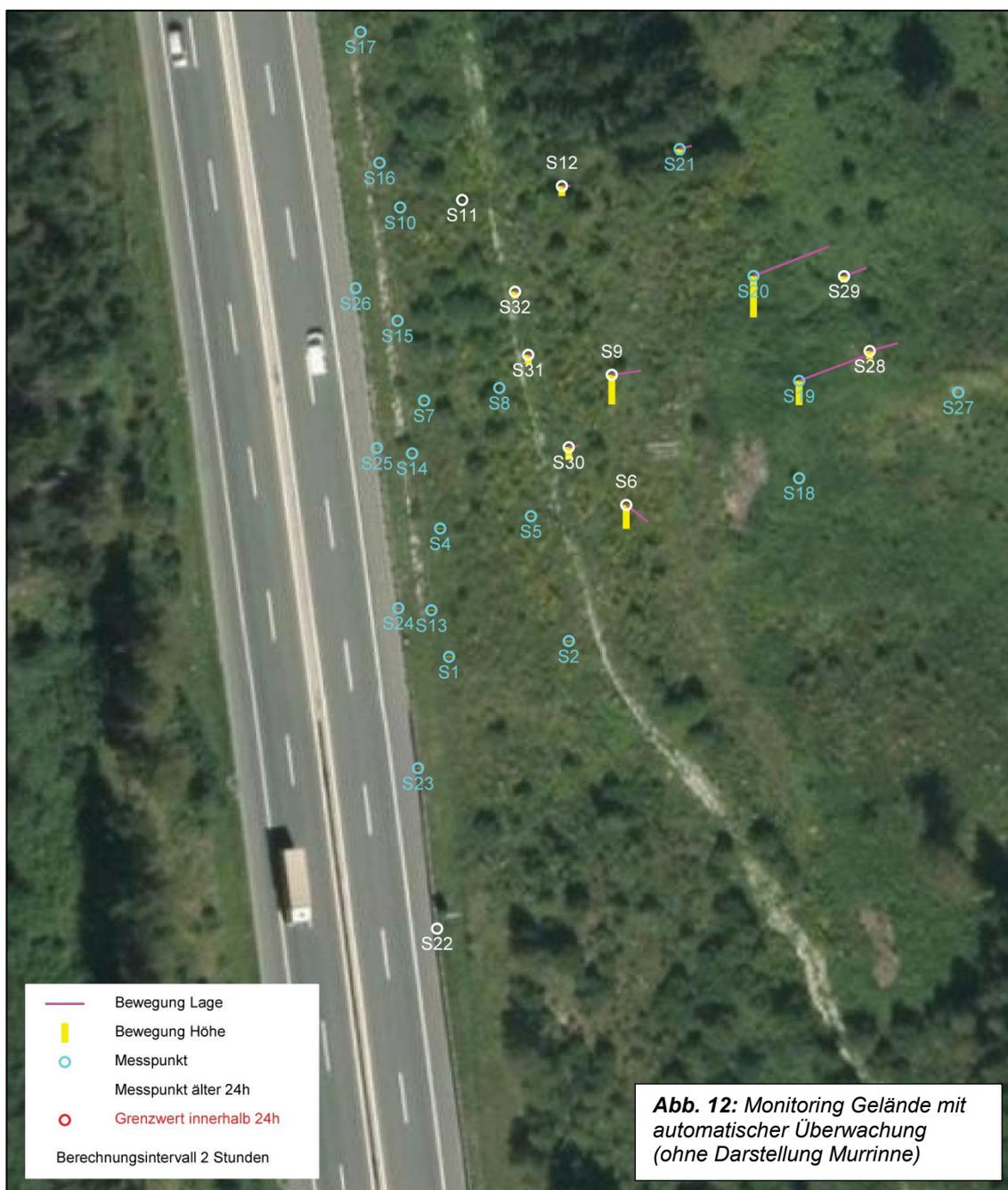


Abb. 11: Höhenverformung der Punkte S27 bis S29 beim Monitoring



6) Geplante und ausgeführte Sofortmaßnahmen zur Sicherung der Autobahn und Öffnung der Brennerlandesstraße

Die primäre Aufgabe der Sofortmaßnahmen war, weitere rückschreitende Erosion des Anbruches zu verhindern und die Gerinnesohle sowie die Gerinnewände zu stabilisieren.

Folgende Sicherungsmaßnahmen wurden ausgeführt:

1. Schritt

- a) Temporäre Ausleitung der oberhalb der Zufahrtsstraße fassbaren Wässer und Ableiten der Wässer entlang des Zufahrtsweges.
- b) Sicherung des Nachbruches im Bereich der unteren Hangverdübelung, um rückschreitende Erosion zu unterbinden. Die Sicherung erfolgte mit einer offenen vernagelten Spritzbetonsicherung.
- c) Aufbringen einer Dränageschicht aus Kies 8/60 im Bereich des Anbruches und Verlegen einer Dränage und Transportleitung im Rinnentiefsten.

2. Schritt

- d) Ausräumen des aufgeweichten Materials aus der Rinne von oben beginnend.
- e) Gleichzeitiges Verlegen der zugfest verschweißten Dränage- und Transportleitung im Rinnentiefsten, Aufbringen eines Kiesstreifens.
- f) Freilegen der Brennerbundesstraße.
- g) Anbringen eines Steinschlagnetzes zum Schutz des Verkehrs auf der Brennerbundesstraße.

3. Schritt

- h) Aufbringen einer mächtigen Filterschicht in der Erosionsrinne von der Bundesstraße bis zum Anbruch mit Hilfe von Betonankerwänden zur Abdeckung aller Wasseraustritte in den Rinnenböschungen.
- i) Herstellen von Ankerbalken in drei Ebenen (Anrissbereiche, mittlere Ebene unter Hangverdübelung, untere Ebene)
- j) Dauernde Ableitung der oberhalb des Zufahrtsweges fassbaren Wässer über den Weg und eine bestehende Ableitung unter der Steinbruchbrücke.
- k) Installation eines dauernden Überwachungssystems mit 20 Oberflächenmesspunkten und 5 Inklinometern

Die Brennerstraße konnte aufgrund der guten Zusammenarbeit der Firmen Porr und Felbermayer mit den Auftraggebern ASFINAG und Land Tirol bereits am 26. Oktober geöffnet werden.

Bilder von den durchgeführten Sanierungsmaßnahmen:



Abb. 13: Sicherung des Anbruches mittels offener Spritzbetonsicherung



Abb. 14: Absicherung des Anbruches mittels Kies und Herstellen einer Zufahrt zur linken Talseite



Abb. 16: Aufräumen der Rinne und Aufbringen von Kies; Verlegen von Rohren im Rinnentiefsten und Herstellen eines verankerten Fußes für die steile Böschung zu den Ankerlisenen



Abb. 17: Herstellung von Ankerbalken aus Ortbeton und Spritzbeton, Ankerlänge bis 60 m



Abb. 18: Spritzbetonankerbalken



Abb. 19: Herstellen von 3 Ankerwänden mit Stahlbetonbalken und Hinterfüllung mit Kies



Abb. 20: Fertig abgedeckte Erosionsrinne



Abb. 21: Fertig abgedeckte Erosionsrinne

Die durchgeführten Soormaßnahmen sind in der nachfolgenden Abbildung zusammengestellt.

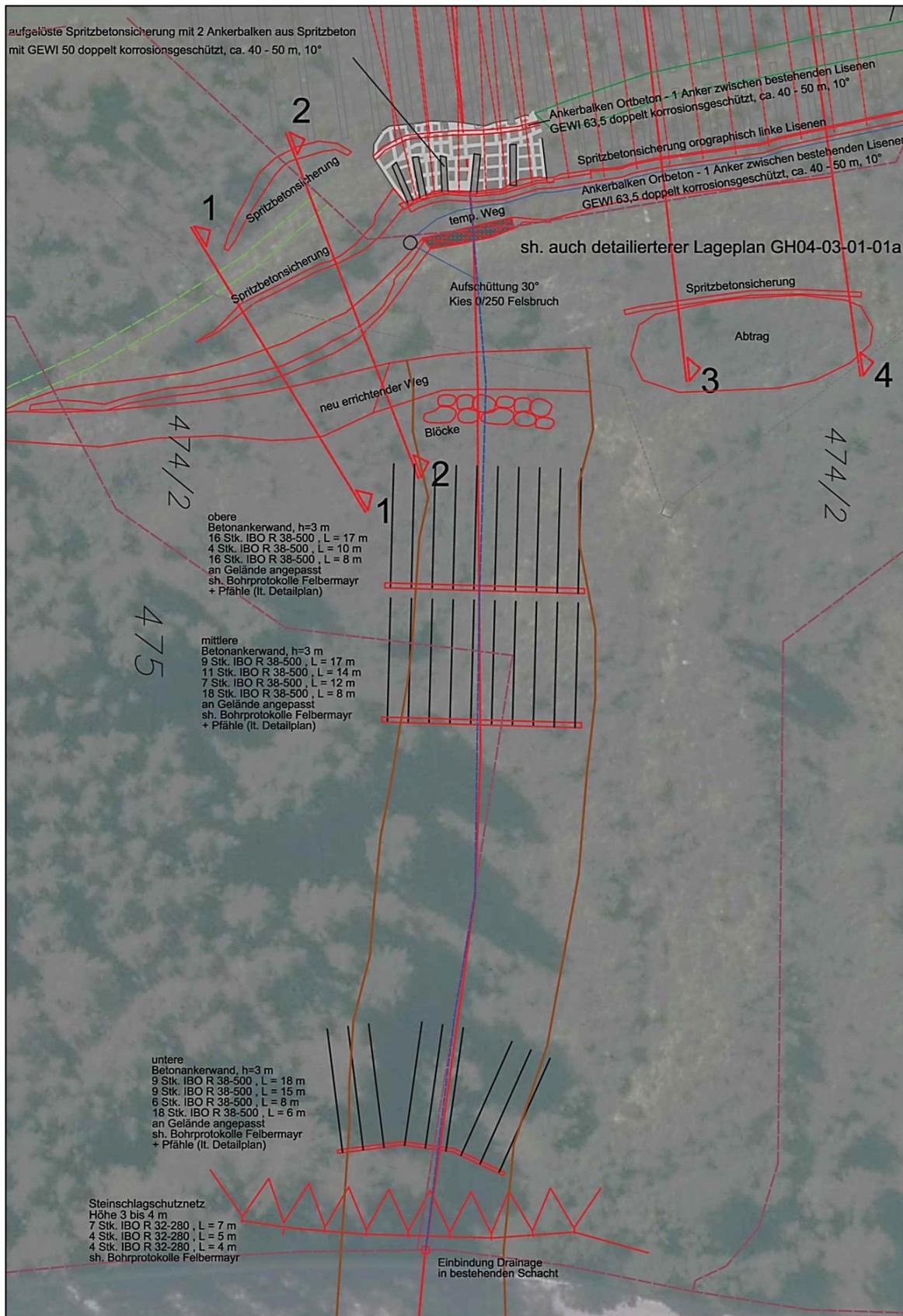
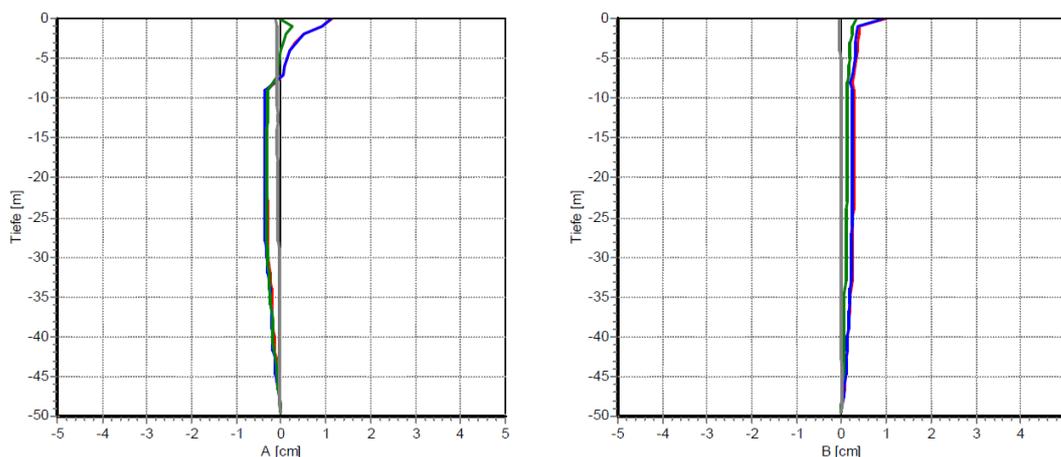


Abb. 22: Lageplan mit ausgeführten Arbeiten

7) Weitere messtechnische Überwachung

Im Auftrag der Alpenstraßen GmbH wurde ein laufendes Überwachungsprogramm installiert. Das Überwachungsprogramm umfasst 5 Inklinometer und 20 Oberflächenmesspunkte. Sowohl die Inklinometermessungen als auch die Vermessung der geodätischen Messpunkte zeigen derzeit (Jahr 2018) praktisch keine Verformung des Einhanges unter der Autobahn. Weiters werden noch Pegelmessungen im Bereich der Autobahn weiterhin durchgeführt.



Kurve	Messpegel	Messreihen	Datum	Diff. Tage	Tiefe	Bemerkung
—	A13-A14	MAT-14-05 - MAT-14-00	15.06.2018 - 05.12.2017	192	50,0 m	2. Folgemessung, 100 m Rolle
—	A13-A14	MAT-14-04 - MAT-14-00	15.06.2018 - 05.12.2017	192	50,0 m	2. Folgemessung, 100 m Rolle
—	A13-A14	MAT-14-03 - MAT-14-00	13.03.2018 - 05.12.2017	98	50,0 m	1. Folgemessung, 100 m Rolle
—	A13-A14	MAT-14-01 - MAT-14-00	05.12.2017 - 05.12.2017	0	50,0 m	Nullmessung, 100 m Rolle

Abb.: 23: Inklinometer A14, praktisch keine Verformung

8) Überlegungen zur Entwässerung des Überganges Ötztalkristallin zu Tarntaler Mesozoikum

Überlegungen zu einer Entwässerung des Oberhanges mittels Entwässerungsstollen bestehen. Zu diesem Zweck wurden noch im Sommer 2018 7 Aufschlussbohrungen oberhalb der Autobahn bis in das Tarntaler Mesozoikum abgeteuft. Die Auswertung erfolgt derzeit. Festzustellen ist allerdings, dass besonders im nördlichen Abschnitt Grundwasserhorizonte praktisch nicht erreicht wurden bzw. das Kristallin zur Bergseite zurückweicht.

Quellennachweis

1. Brenner-Autobahn-Aktiengesellschaft: *Die Brenner Autobahn*, 1972, Sammlung von Berichten
2. Heißel, W.: *Geologie der Brennerautobahn*, in „Die Brennerautobahn“, 1972

„Wasseralter“ als wichtiges Kriterium für die Auswahl von Brunnen und Quellen für eine Notwasserversorgung in Vorarlberg

Martin Kralik¹, Albert Zoderer²

¹)Dept. f. Umweltgeowissenschaften, Universität Wien, Althanstr. 14, A-1090 Wien

²)Amt d. Vorarlberger Landesregierung, Josef-Huterstr. 35, A-6901 Bregenz

Kurzfassung

Um im Falle von Katastrophen (überregionale chemische Unfälle, Überschwemmungen, Erdbeben etc.) eine einwandfreie Notwasserversorgung gewährleisten zu können, sind Brunnen und Quellen notwendig, die von einem Reservoir gespeist werden, das eine gute Durchmischung und besonders lange mittlere Verweilzeiten (MVZ) aufweist. Diese längeren Verweilzeiten bedingen eine gute Filterung der Grundwässer und geben die notwendige Zeit beeinträchtigte Wasserversorgungsanlagen wiederherzustellen.

Nach einer Vorauswahl wurden 16 Brunnen und Quellen im Bundesland Vorarlberg über ein halbes Jahr auf Sauerstoff-18(²H)-Isotope beprobt und gleichzeitig die Wassertemperatur, Leitfähigkeit, pH-Wert und gelöster Sauerstoff gemessen. Ebenso wurde von der ersten und letzten Probe Tritium gemessen. Basierend auf diesen Daten wurden vier Quellen, die etwas höhere Variationen in den gemessenen Parametern zeigten, ausgeschieden.

An den verbleibenden Quellen und Brunnen wurden dann Proben für ³H/³He-, CFC-11 - CFC-113, SF₆, und Schwefel-35-Messungen entnommen und gemessen.

Basierend auf diesen Detailuntersuchungen konnten fünf Brunnen oder Quellen als „geeignet“ (MVZ 9-30 J.) und fünf als „bedingt geeignet“ (MVZ 5-13 J.) eingestuft werden.

Zur Absicherung wird bei allen „geeigneten“ und „bedingt geeigneten“ Brunnen und Quellen empfohlen, diese mit einem Druck-(Wasserdurchfluss), Wassertemperatur- und Leitfähigkeitslogger auszustatten und deren Verhalten während Extremwettersituationen für mindestens zwei Jahre zu beobachten.

Abstract

To provide an emergency drinking water supply in case of catastrophic events (regional chemical accidents, floods, earth quakes etc.), wells and springs should be known which are fed by a large reservoir. Such reservoirs provide a good filtering capacity and long Mean Residence Times (MRTs) of the raw water, which allow to set measures to protect the general water supply or to treat the drinking water before use.

After preselection of 16 wells and springs all over the territory of the province of Vorarlberg at the western end of Austria by the local administration, these wells and springs were measured (water temperature, electric conductivity, pH and dissolved oxygen content) and sampled monthly for $\delta^{18}\text{O}/^2\text{H}$ over the winter half-year. At the same time the tritium concentrations of the first and last sample were measured as well.

Based on the variation of the monthly on-site measurements and the $\delta^{18}\text{O}/^2\text{H}$ results 11 wells and springs were selected for further investigations. On these sites samples for ³H/³He, CFC-11/12/113, SF₆ and sulphur-35 measurements were collected in August 2014.

Based on these measurements five wells or springs are regarded as “suitable” (MRT 9-30 yrs) as emergency water supply and five as of “limited suitability” (MRT 5-13 yrs).

To ensure the fitness of all water extraction points for emergency drinking water supply even after extreme storms all springs and wells regarded as “suitable” and “of limited suitability” should be equipped with loggers measuring discharge, water temperature, and electric conductivity continuously for at least two years.

Einleitung

Die Versorgung der Region mit einwandfreiem und sicherem Trinkwasser ist von großer Bedeutung, Trinkwasser wird aus Brunnen und Quellen gewonnen, deren einwandfreie Qualität soll nicht nur im Routinebetrieb gesichert sein. Auch in Katastrophenfällen (Naturkatastrophen: extreme Überschwemmungen, Dürrezeiten; Industrieunfälle: chemische oder nukleare) muss diese Versorgung gewährleistet sein oder man muss wissen, wie viel Zeit zur Verfügung steht, um Maßnahmen einzuleiten. Da die hydrologischen Bedingungen, die Geologie der Rohwasser-Aquifere und die Infrastrukturen teilweise ähnlich sind und im Katastrophenfall eine ganze Region betroffen ist, sollte eine gemeinsame Erarbeitung der Methodik zur Bestimmung der Rohwasserreserven, die im Katastrophenfall genutzt werden können, von Vorteil sein.

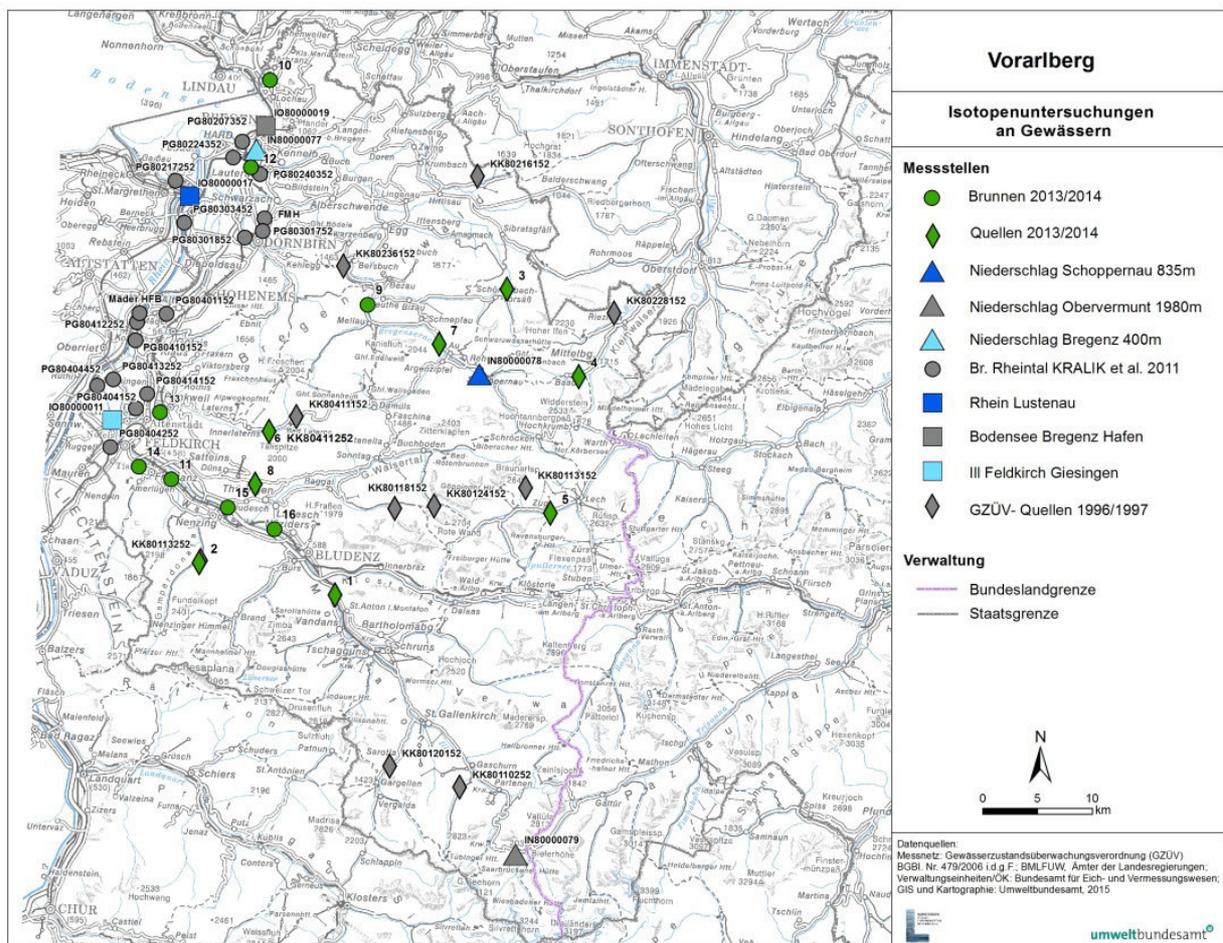


Abb. 1: Isotopenuntersuchungen ($\Delta^{18}O/H$ und 3H) an Brunnen und Quellen (Nr. 1-16) und sonstiger Messstellen mit Isotopenmessungen in Vorarlberg (Kralik 2015b).

Überdies erlauben diese Methoden der Abschätzung von Verweilzeiten wertvolle Beiträge zur Vulnerabilitätsbewertung von Rohwasservorkommen gegenüber langfristigen Klimaszenarien (Häufigkeit von Dürreperioden und Überschwemmungen). Regionale Kenntnisse können verstärkt durch neue wissenschaftliche Methoden für die Frage der Rohwassernutzung im Notfall bzw. für langfristige Änderungen durch den Klimawandel genutzt werden.

Probenahme und Analytik

In der ersten Phase wurden von den Mitarbeitern des Amtes der Vorarlberger Landesregierung (Abteilung Wasserwirtschaft) an 16 ausgewählten Brunnen und Quellen über den Zeitraum von Oktober 2013 – März 2014 fünf- bis sechs Einzelproben entnommen. Die Beprobung erfolgte nach einer vorgegebenen Standardanleitung und einem Protokoll. Neben der vor Ort Messung von Wassertemperatur, Leitfähigkeit, pH und gelöstem Sauerstoff wurden jeweils zwei 1L Polyethylen (PE)-Flaschen abgefüllt. Nach Auswertung der Vor-Ort-Messungen und von 95 Delta (δ) $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ und 32 Tritium Messungen wurden zwölf Brunnen und Quellen von den ursprünglich 16 Messstellen für weitere Edelgasisotopen- und Spurengasuntersuchungen ausgewählt.

Die Probenahme erfolgt nach ÖNORM EN ISO 5667-1 (2007) nach der SOP 010503-02 des Umweltbundesamtes im August 2014. Die Wassertemperatur, die elektrische Leitfähigkeit, der pH-Wert und der gelöste Sauerstoff wurden mittels eines WTW Multiline P4-Geräts nach einer Kalibrationsüberprüfung vor Ort in der Wasserprobe nach der Entnahme sofort gemessen. Proben für Tritium wurden zusammen mit Sauerstoff-18 in einer 1 Liter PE-Flasche gesammelt.

Mittels Kunststoffschlauch wurde die Quellwasserprobe ohne Kontakt mit der Atmosphäre luftblasenfrei an einem Entnahmehahn oder direkt aus den Quellen gefördert. Die eingeschlossenen Helium- bzw. Neongase wurden in einem Weichkupferrohr (Volumen ca. 40 ml) durch Abquetschen mittels Spezialschneiden als Doppelprobe gewonnen. Zusätzlich wurden gleich anschließend in mit zwei Spezialventilen gesicherten, evakuierten 30ml-Edelstahlbomben für FCKW-Messungen und 300ml-Edelstahlbomben für SF₆-Messungen ohne Kontakt mit der Atmosphäre als Doppelproben entnommen. Jeweils ein 25L-Kunststoffbehälter wurde für ^{35}S und ^7Be Messungen befüllt.

Die hier angeführten Delta Sauerstoff-18 Werte und Tritiumgehalte wurden jeweils an der Universität Wien und am Austrian Institute of Technology in Seibersdorf gemessen. Sowohl die hier berichteten Edelgase Helium und Neon, sowie deren Isotopenverhältnisse, wurden am Institut für Physik der Universität Bremen analysiert. Die im Rahmen dieser Studie im Grundwasser gelösten FCKW- und SF₆-Gase wurden im Labor des Instituts für Geosciences der Universität Rennes in einen Gaschromatographen gemessen. Die Schwefel-35 Gehalte wurden am Lawrence Livermore Laboratorium (Kalifornien, USA) in einem Quantulus Liquidscintillatorzähler bestimmt.

Ergebnisse und Schlussfolgerungen

Die schrittweise Untersuchung der Brunnen und Quellen (Abbildung 1) mittels Messung der Vor-Ort-Parameter (Wassertemperatur, elektrische Leitfähigkeit, pH-Wert und gelöster Sauerstoff) im Wasser und gleichzeitiger Probenahme für Sauerstoff-18 und Wasserstoff-2 Isotopenmessungen war erfolgreich (Kralik, 2015a,b). Auf diese Weise konnten Trinkwasservorkommen mit stärkeren Variationen und daher vermutlich kurzen Verweilzeiten von nur wenigen Jahren (z. B. Schwarzbach- und Dreihüttenquelle) ausgeschlossen werden.

Leider wurde in keiner der untersuchten Trinkwasservorkommen tritiumfreies oder -armes Wasser gefunden, was mittlere Verweilzeiten von mindestens 60 Jahren bedeutet hätte. Die Tritiummodellalter (9 – 30 Jahre), die vielfach durch Tritium / Helium-3 Alter bzw. durch ältere CFC- oder SF₆-Modelalter bestätigt werden konnten, geben hinreichend Sicherheit diese als Notwasserreserve vorzuschlagen.

Diese 5 Brunnen, die aus den vorliegenden Daten für eine Notwasserversorgung mit relativ langen Verweilzeiten als „geeignet eingestuft“ werden können sind die Stollenquelle Lorüns, die Weißbachquelle, das Kalte Bächle, das PW Mellau, der Brunnen 4 Lauterach und die 5 „bedingt geeigneten“ wie die Goldbachquelle, die Montjolaquelle, das PW Straußen, Brunnen Rankweil und das PW-Gais.

Die Brunnen und Quellen, die jedoch mittlere Verweilzeiten von weniger als fünf Jahren anzeigen (Schwarzbach-, Gerstböden-, Dreihüttenquelle, Brunnen III Frastanz) bzw. die trotz einer höheren mittleren Verweilzeit durch ihre Schwefel-35 Aktivität Beimengungen von sehr jungem Alter hinweisen (HFB-Felsenau und Brunnen 4 Nüziders), sollten eher nicht als Notwasserreserve herangezogen werden.

Um abzusichern, dass die Wasservorkommen, die für eine Notwasserversorgung geeignet erscheinen, dies auch bei Extremwittersituationen sind, sollten diese zusätzlich mit einem Druck-(Wasserdurchfluss), Wassertemperatur- und Leitfähigkeitslogger ausgestattet und für mindestens zwei Jahre beobachtet werden.

Literatur

Kralik, M. (2015a): How to Estimate Mean Residence Times of Groundwater. Procedia Earth and Planetary Science, 13, 301-306, 11th Applied Isotope Geochemistry Conference, AIG-11 BRGM, Orleans.

Kralik, M. (2015b): Bestimmung der Mittleren Verweilzeiten von ausgewählten Brunnen- und Quellwässern in Vorarlberg mittels Isotopen- und Spurengasanalysen. 70 S., Unpubl. Ber. Amt der Vorarlberger Lrg. Bregenz.

Danksagung: Das Projekt wurde durch das Amt der Vorarlberger Landesregierung A-6901 Bregenz und EU-Strukturfondsmittel (EFRE) finanziert.

„Low budget“ Sensoren für die kontinuierliche Messung von O₂ und CO₂ im Wasser

Heinz Surbeck ¹⁾, Anita Erös ²⁾, Katalin Csondor ²⁾

¹⁾ Nucfilm GmbH, Cordast, Schweiz

²⁾ Eötvös-Lorand University, Budapest, Hungary

Abstract

Low budget, low power systems to measure O₂ and CO₂ continuously in water are presented. They are using cheap state-of-the-art optical sensors placed in a closed air loop coupled by a semipermeable membrane to the water phase. Condensation problems are avoided by drowning the whole system. Temporal resolution for passive systems is on the order of several hours. With active systems using a small pump circulating the gas phase a temporal resolution of 15 min is possible. The sensors are controlled by an Arduino microprocessor and the data are stored on a micro-SD card. (Corresponding author: heinz.surbeck@nucfilm.ch)

Einleitung

Im Wasser gelöste Gase sind nicht nur für die Qualität des Trinkwassers von Bedeutung, sondern auch gute Indikatoren für die Herkunft des Wassers. Grundwässer weisen gegenüber Oberflächenwässern generell erhöhte CO₂ Gehalte auf. Grundwasseraufstöße in Oberflächenwässern lassen sich damit lokalisieren. Sauerstoffmangel kann sowohl auf bakterielle Probleme als auch auf einen Beitrag von Tiefenwässern hinweisen. CO₂ Messungen in Karstgebieten werden auch zunehmend interessant um festzustellen ob die Prozesse im Karst eigentlich eine Senke für das atmosphärische CO₂ oder eher eine Quelle dafür sind. Ueblicherweise erfolgt die Analyse des O₂ und des CO₂ Gehaltes an individuellen Proben im Labor. Beim O₂ liefert das meist zu hohe Werte, da es fast nicht möglich ist bei der Probenahme einen Kontakt mit der Atmosphäre zu vermeiden. Beim CO₂ kann sich während des Transports und der Lagerung ein neues CO₂/HCO₃ Gleichgewicht einstellen. Sowohl das O₂ als auch das CO₂ sollten daher direkt im Feld bestimmt werden und kontinuierliche Messungen, selbst bei einer schlechten Zeitauflösung, liefern deutlich mehr Information als individuelle Proben. Für das O₂ gibt es zwei verschiedene Arten von Sensoren, elektrochemische und optische, Die elektrochemischen Sensoren sind zwar billig, müssen aber häufig kalibriert werden und eignen sich daher nicht für kontinuierliche Messungen. Die optischen O₂-Sensoren sind in den letzten Jahren, unter anderem wegen der zunehmenden Nachfrage aus der Fischzucht erschwinglich geworden. Für die Messung von CO₂ im Wasser gibt es optische Sensoren, aber sie sind für einen breiten Einsatz in hydrogeologischen Untersuchungen viel zu teuer. In den letzten Jahren haben günstige optische O₂ und CO₂ Sensoren den Weg aus dem Labor in die Produktion gefunden. Sie sind völlig wartungsfrei und brauchen sehr wenig Strom, erlauben aber nur Messungen an der Luft. Für Messungen im Wasser können diese Sensoren über eine semipermeable Membrane an die Wasserphase gekoppelt werden. Die langsame Diffusion durch die Membrane verschlechtert die Zeitauflösung. Sie dürfte aber für viele Anwendungen in der Hydrogeologie ausreichend sein. Rein passive Systeme erreichen eine Zeitauflösung von einigen Stunden, Bei aktiven Systemen, bei denen mit einer kleinen Pumpe die Gasphase umgewälzt wird ist eine Zeitauflösung von 15 min erreichbar. Da sich das

gesamte Messsystem unter Wasser befindet entstehen keine Kondensationsprobleme. Die Sensoren werden von einem Arduino Mikroprozessor angesteuert und die Daten werden auf einer micro-SD card abgespeichert. Es werden erste Erfahrungen mit solchen passiven und aktiven Systemen vorgestellt.

Experimenteller Aufbau

Figur 1 zeigt die verwendeten Komponenten. Als Sensoren werden sowohl für das CO₂ als auch für das O₂ Module der Firma CO2Meter (www.co2meter.com/collections/sensor) eingesetzt. Sie lassen sich über eine serielle Schnittstelle ansteuern.

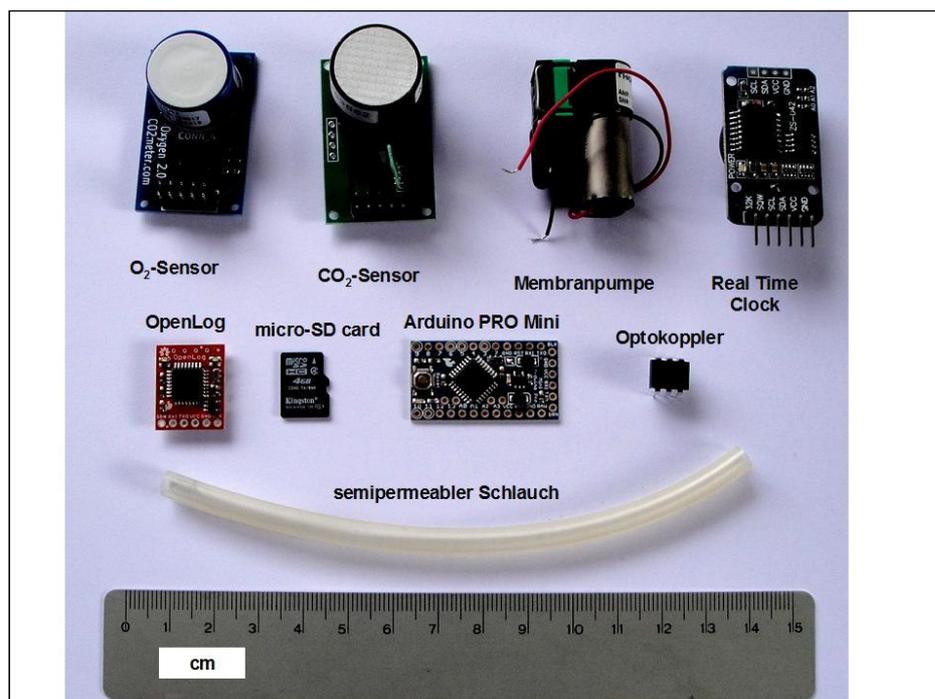


Fig. 1 : Verwendete Komponenten

Die Ansteuerung erfolgt mit einem Arduino Mikroprozessor (PRO Mini), dessen Spannungsregler auch die Versorgungsspannung für die Sensormodule liefert. Um den mittleren Stromverbrauch möglichst tief zu halten wird die Versorgungsspannung nur während der Messung angelegt. Als Schalter dient dafür ein CMOS-Optokoppler.

Der Mikroprozessor wird zwischen den Messungen in den „sleep mode“ gesetzt und erhält einmal pro Minute ein Interrupt-Signal durch die Real-Time-Clock. Der dadurch reaktivierte Mikroprozessor überprüft, ob das Messintervall schon abgelaufen ist. Wenn ja, wird eine Messung durchgeführt, wenn nein geht der Mikroprozessor wieder in den „sleep mode“.

Die Messresultate und der Zeitpunkt der Messung werden auf einer microSD-card abgespeichert.

Falls der Stromverbrauch noch weiter gesenkt werden soll, kann auch die Spannungsversorgung für die microSD-card zwischen den Messungen mit einem weiteren CMOS-Optokoppler ausgeschaltet werden.

Bei einem Messintervall von 15 min beträgt dann der gesamte Stromverbrauch bei 6V Eingangsspannung nur noch etwa 1 mA.

Bei den passiven Geräten sind die Sensormodule zusammen mit dem Mikroprozessor, der Real-Time-Clock und dem Optokoppler in einem wasserdichten Gehäuse untergebracht, mit einem Eingang für die

Stromversorgung/Datenleitung und einem Eingang für den semipermeablen Schlauch. Die Verlustleistung der elektronischen Komponenten führt zu einer gegenüber der Umgebung leicht höheren Temperatur im Innern des Gehäuses, was die Gefahr einer Kondensation reduziert. Die microSD-card befindet sich ausserhalb des Wassers am Ende der Daten/Stromversorgungs-Leitung beim 6V Bleiakku (Fig.2).

Bei den aktiven Geräten befindet sich noch eine kleine Membranpumpe (Thomas, Typ 10100001, 2.5 bis 4 V) im Gehäuse und es sind zwei Eingänge für den semipermeablen Schlauch vorhanden. Die Pumpe wird jeweils kurz vor der Messung für einige Sekunden eingeschaltet.

Für eine gute Zeitauflösung ist es entscheidend, das Totvolumen im Gehäuse möglichst klein zu halten. Geschäumtes Polystyrol (z.B. Styropor) hat sich dafür bewährt die Hohlräume zu verfüllen, da es geschlossene Poren aufweist.

Alle Durchführungen und das Gehäuse sind mit Silikon-Vergussmasse abgedichtet (Dow Corning 734). Der semipermeable Schlauch, der den Gasaustausch zwischen dem Wasser und den Sensoren vermittelt ist ein „Versilic“ Silikonschlauch mit 4 mm Innendurchmesser und einer Wandstärke von 1 mm (Gasvolumen ca. 12 ml/m).

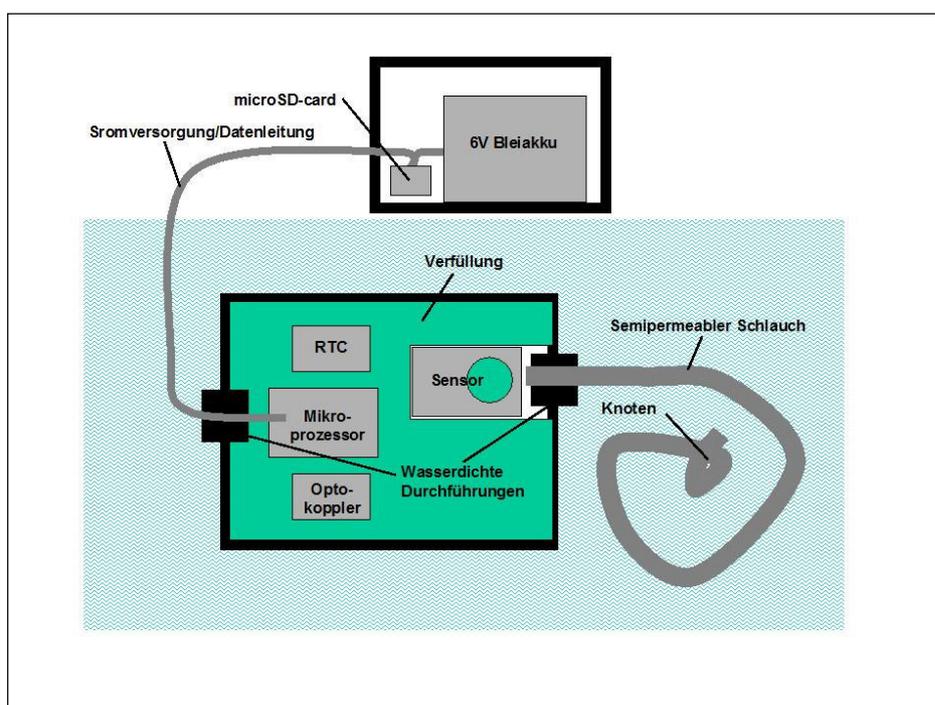


Fig. 2 : Experimenteller Aufbau der passiven Geräte

Resultate

Bisher wurden erst je ein passiver und ein aktiver CO₂-Monitor über längere Zeit getestet.

Das passive Gerät (Messintervall 1 h) befindet sich seit Juni 2018 als Teil eines Multiparameter-Monitors in einem unterirdischen See in einem Karstgebiet im Süden Ungarns und der Zugang wird im September erstmals wieder möglich sein. Die Karsthöhle steht unter Naturschutz und darf nur alle 3 bis 4 Monate besucht werden. Kurzzeittests mit der passiven Sonde vor ihrem Einsatz in Ungarn haben einen wesentlich langsameren Anstieg der relativen Luftfeuchte gezeigt als aufgrund der hohen Permeabilität für gasförmiges H₂O zu erwarten wäre. Ausserdem treten mehrere deutliche Sprünge auf (Fig. 3).

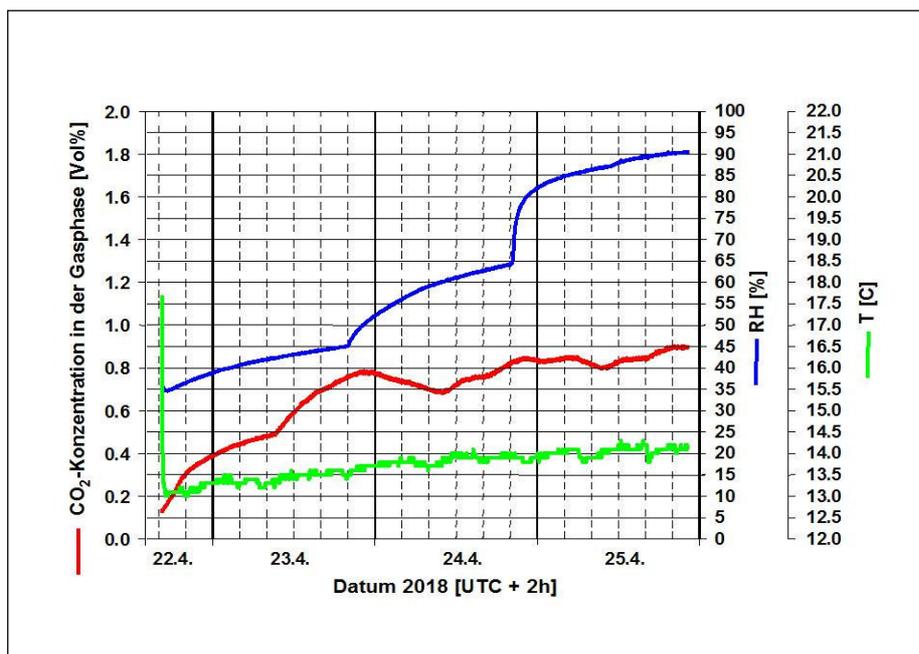


Fig. 3 : Daten für das passive Gerät. 60 cm Silikonschlauch (Gasvolumen ca. 7 ml). Netzwasser Cordast, Schweiz. Messintervall 1 h. Durchfluss ca. 1 l/min, 1 l Messgefäß.

Das aktive Gerät mit einem Messintervall von 15 min steht beim Erstautor seit Mai 2018 im Einsatz und misst die CO₂-Konzentration im Netzwasser. Auch hier ist die relative Luftfeuchte im Innern des Gerätes nur sehr langsam angestiegen. Das ist erstaunlich, da das Silikonmaterial des Austauschschlauches für gasförmiges H₂O sehr viel durchlässiger ist als für das CO₂ und die CO₂-Konzentration im Gaskreislauf rasch auf Änderungen der CO₂-Konzentration im Wasser reagiert (Fig.4).

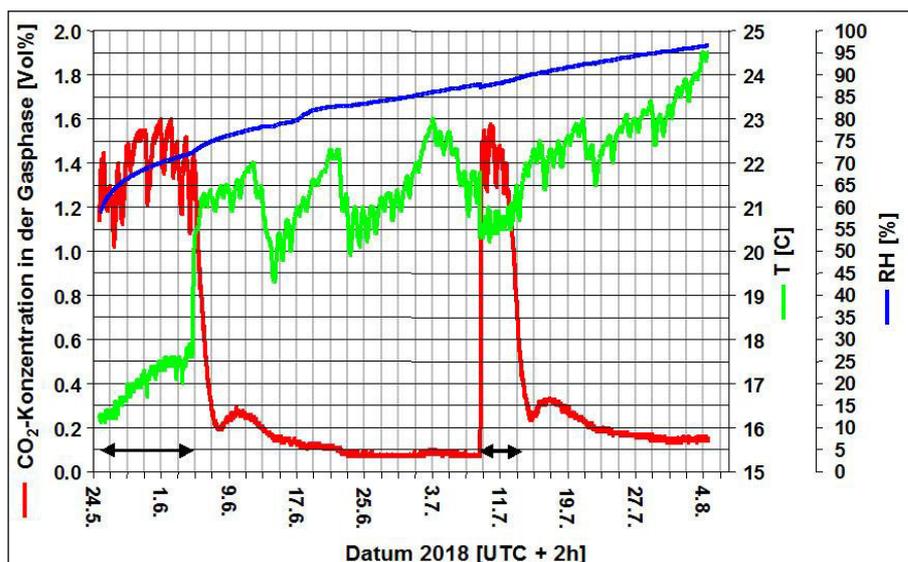


Fig. 4 : Daten für das aktive Gerät. 120 cm Silikonschlauch (Gasvolumen ca. 15 ml). Netzwasser Cordast, Schweiz. Messintervall 15 min. <---> : Durchfluss ca. 1 l/min, 1 l Messgefäß. Uebrige Zeit stagnierendes Wasser. Gasumwälzung jeweils 5 s alle 15 min mit ca. 100 ml/min.

Schlussfolgerungen und Ausblick

Es konnte gezeigt werden, dass im Wasser gelöstes CO₂ mit relativ bescheidenen Mitteln (Materialkosten ca. Euro 200) kontinuierlich gemessen werden kann. Erste Versuche mit O₂-Sensoren waren erfolgreich, aber Langzeittests dazu stehen noch aus.

Kondensationsprobleme sind bisher ausgeblieben, da der Sensor und der Austauschschlauch vollständig im zu messenden Wasser eingetaucht sind.

Keine vernünftige Antwort gibt es bisher darauf, warum die relative Luftfeuchte im Gaskreislauf nur langsam ansteigt und deutliche Sprünge zeigt.

Die vorgestellten Geräte sind Prototypen und werden vorläufig nur für eigene Forschungsprojekte gebaut. Eine industrielle Produktion ist (noch) nicht in Sicht. Vielmehr sollte dieser Beitrag Studenten ermuntern die Geräte für ihre Forschungsprojekte nachzubauen.

Ausführliche Unterlagen werden ab Ende 2018 auf der homepage www.nucfilm.ch zur Verfügung stehen.

Klimawandel und die zu erwartenden Auswirkungen auf die Trinkwasserversorgung im alpinen Raum, aufgezeigt aus geologischer Sicht am Beispiel Tirol

Gunther Heißel

Amt der Tiroler Landesregierung, Abteilung Allg. Bauangelegenheiten, Landesgeologie, Herrngasse 1-3, 6020 Innsbruck

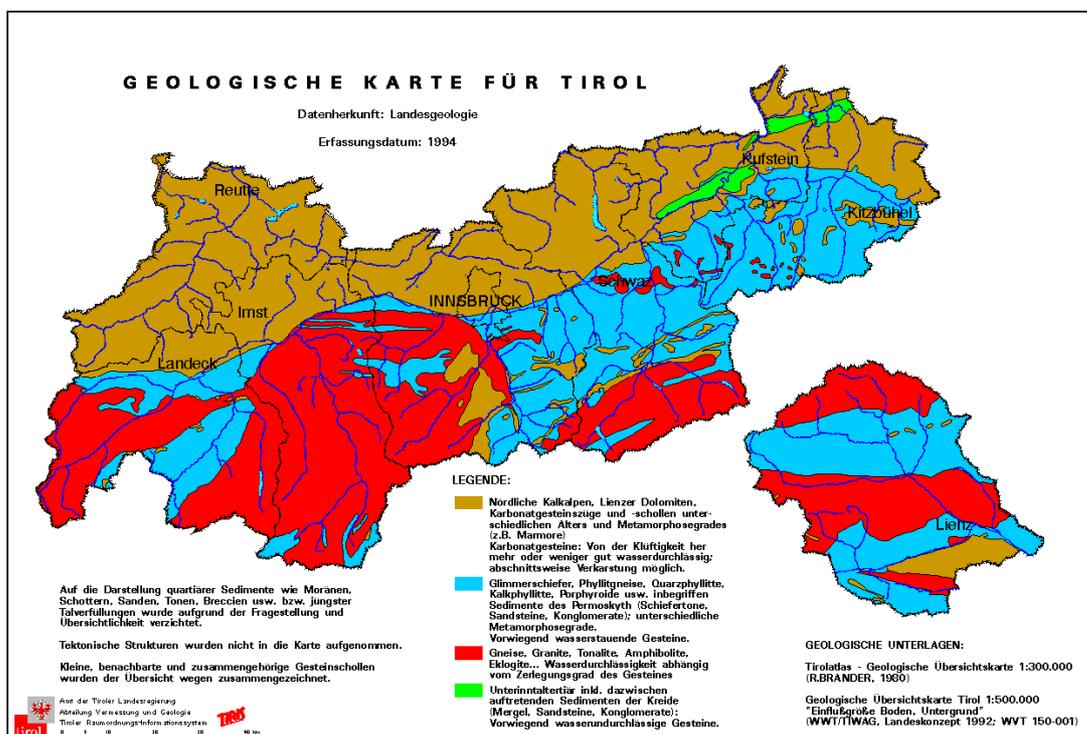
Einleitung

Tirol ist unter anderem auch bekannt dafür, dass es seine Einwohner und seine zahlreichen Gäste mit nativem Trinkwasser versorgen kann und auch fast ausnahmslos versorgt.

Die Landschaft Tirols ist geprägt von teils hohen Gebirgen und vielfach engen und steilen Tälern. Deshalb sind nur etwa 12% der Landesfläche überhaupt besiedelbar. Es handelt sich dabei um die Talböden und die Einhänge der Täler. Die Rofenhöfe im Gemeindegebiet von Sölden in den Ötztaler Alpen bilden mit 2009 m ü. A. den höchsten Dauersiedlungsraum, die tiefst gelegenen Siedlungen Tirols finden sich in Ebbs bzw. Erl mit ungefähr 475 m ü. A. Die meisten der ca. 750.000 Tiroler leben im Inntal etwa zwischen Telfs und der Grenze zu Bayern, wobei der Großraum von Innsbruck und Hall die dichteste Besiedlung aufweist.

Tirol verzeichnet derzeit etwa 50 Millionen Übernachtungen durch Gäste aus dem In- und Ausland – Tendenz weiter steigend. Viele Fremdenverkehrszentren liegen in den Seitentälern des Inntales.

Geologie und Hydrogeologie der Trinkwasserversorgungen (siehe auch Geologische Karte von Tirol)



Nordtiroler Kalkalpen

Die Haupttrinkwasservorkommen befinden sich in den Nordtiroler Kalkalpen und den Lienzer Dolomiten. Es sind dies die Hauptzonen verkarstungsfähiger Gesteine in Tirol. Andere Gebiete mit verkarstungsfähigen Gesteinen, z. B. der Schwazer Dolomit bzw. Spielbergdolomit spielen – nicht zuletzt auf Grund ihrer geringeren Ausdehnung eine vergleichsweise untergeordnete Rolle.

Die Nordtiroler Kalkalpen weisen die größte Menge an Grundwasser auf, wofür es mehrere Gründe gibt:

- Die Nordtiroler Kalkalpen sind besonders reich an wasserdurchlässigen kalkigen und dolomitischen Karbonatgesteinen, die mit wasserhemmenden bzw. wasserstauenden Gesteinen, die reich an tonig-siltigen Lagen sind, wechsellagern. Durch die Gebirgsfaltungen bilden vor allem die Mulden- bzw. Synklinalstrukturen. Dieser teils weit durchziehenden Großfalten bieten dem Karstgrundwasser gute bis sehr gute Speichermöglichkeit.
- Die gebirgsbildenden Vorgänge haben nicht nur dazu geführt, dass es zu teils intensiven Gesteinsfaltungen kam, sondern auch zum Zerbrechen der Gesteine, insbesondere zum Zerbrechen der Karbonatgesteine. Das Resultat ist eine mehr oder weniger intensive Zerlegung und Durchtrennung der (Karbonat)gesteine durch tektonische Trennflächen (Klüfte und Störungen), die zusätzlich zu den meist gut ausgebildeten Schichtflächen die Sedimentgesteine charakterisieren. So erklärt sich das große Speichervolumen für Grundwasser, das die kalkalpinen Gesteine Nordtirols prägt.
- Die gebirgsbildenden Prozesse haben zudem dazu geführt, dass die Sedimentgesteinsstapel der Nordtiroler Kalkalpen in mehreren tektonischen Überschiebungsdecken übereinander geschoben wurden und so heute als Deckenstapel übereinander liegen. Die Untersuchungen des Autors, teils auch gemeinsam mit Mag. Petra Nittel-Gärtner (Landesgeologie Tirol) haben gezeigt, dass die Überschiebungsweiten der einzelnen Decken bisher weit unterschätzt wurden und jeweils zumindest im Bereich von vielen -zig Kilometern liegen. Auch wenn die Überschiebungen nordvergent erfolgten, wurde das gesamte Deckengebäude – vor allem im Zuge der gebirgsbildenden Phasen gegen Ende der Hauptüberschiebungen - in allen Richtungen deformiert, sodass die ursprünglich flachen Überschiebungsstörungen nunmehr in allen Richtungen von mulden- und sattelartig deformierten Strukturen geprägt sind. Auch diese Tatsache konnte in den letzten Jahren durch den Autor und seine Mitarbeiterin Mag. Petra Nittel-Gärtner herausgearbeitet werden. Diese Erkenntnisse sind wesentlich für den Reichtum an Karstgrundwasser der Nordtiroler Kalkalpen. Es sind somit nicht nur die Sedimentgesteinsstapel der einzelnen Decken stark deformiert, sondern zusätzlich die Deckenstapel und ihre Überschiebungsflächen als Ganzes. Der überschiebungstektonisch bedingte Zuschnitt der Festgesteine entlang der jeweiligen Deckenbasis greift somit unterschiedlich in die Sedimentgesteinsabfolge ein, sodass an der Basis der einzelnen Decken abschnittsweise permisch-untertriadische Gesteine (z. B. Haselgebirge, Steinsalz, alpiner Buntsandstein) erhalten sind, teilweise die tektonische „Amputation“ der Sedimentgesteine aber sogar bis weit in die Obertrias (Hauptdolomit) eingreift. Prinzipiell gilt das Gleiche für die Gesteine der Decken unterhalb der Überschiebungsstörungen. Auch hier hat die „Amputation“ des Schichtstapels unterschiedlich in die

Faltenstrukturen eingegriffen, sodass sich unter den Überschiebungsbahnen Gesteine aus dem Bereich Jura-Kreide bis in die Untertrias finden. Nicht selten grenzen so gleichnamige Gesteinsserien zweier Decken tektonisch aneinander, vor allem Wettersteinkalk an Wettersteinkalk, Nordalpine Raibler Schichten an Nordalpine Raibler Schichten und Hauptdolomit an Hauptdolomit. Hydrogeologisch unterscheiden sich derartige tektonisch aneinandergrenzende „gleiche Gesteinsabfolgen“ durch unterschiedlich intensive Durchtrennungs- bzw. Zerlegungsgrade, wobei häufiger das überlagernde Gestein stärker zerlegt- bzw. durchtrennt ist. Jedenfalls bildet sich immer ein relativer Wasserstauer, auch wenn die karbonatischen Gesteine prinzipiell ja wasserdurchlässig sind.

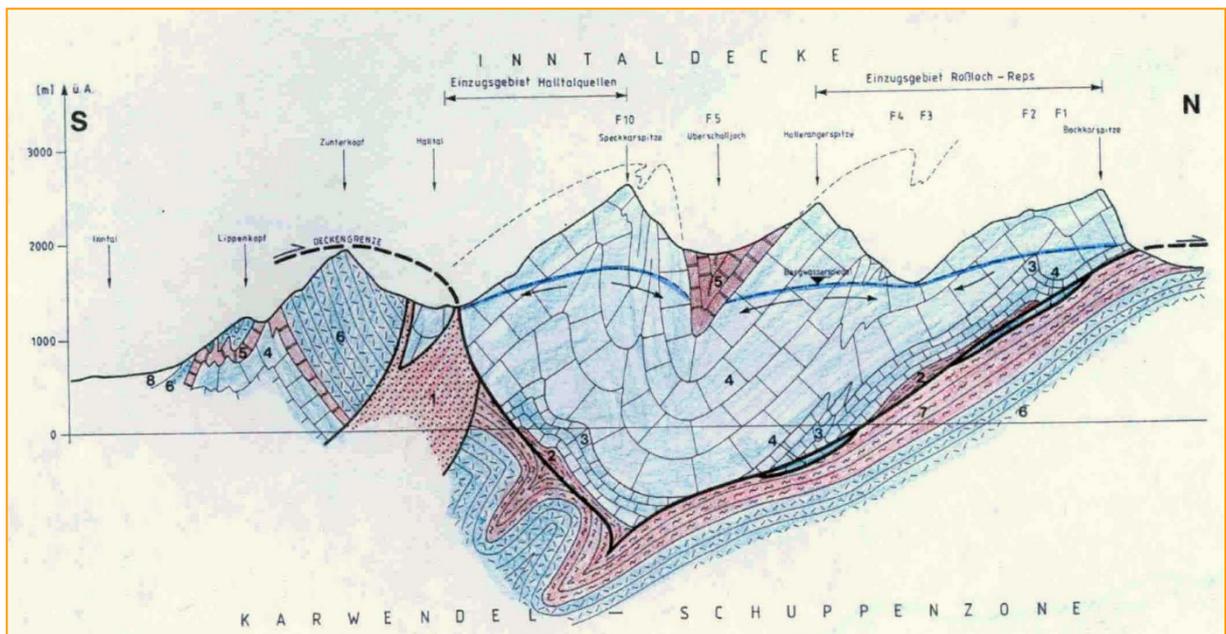


Abb.2. Struktur-geologisch-hydrogeologischer Schnitt durch das Karwendelgebirge: blau wasserdurchlässige Festgesteine, rot wasserstauende Festgesteine. Die Karwendel-Schuppenzone kann nach den neuen Erkenntnissen des Autors als Lechtaldecke bezeichnet werden.

- In erster Linie ist die Speicherung von Grundwasser in den Gesteinen der Nordtiroler Kalkalpen von den geologisch-lithologischen und den geologisch-struktur-geologischen Bedingungen abhängig und wird zudem begünstigt dadurch, dass die Kalkalpen – im Vergleich zum Rest Tirols - überwiegend hohe Niederschlagsraten aufweisen.
- Wichtig für eine Trinkwasserversorgung mit qualitativ und quantitativ hochwertigem Trinkwasser aus den kalkalpinen Gesteinen ist der Grad der Verkarstung. Dieser kann (sehr) gering sein, wie z. B. im Karwendel und im Mieminger Gebirge, er kann auch sehr ausgeprägt sein, wie z. B. im Kaisergebirge, Rofan, in Teilen der Lechtaler und Allgäuer Alpen. Bei geringer Verkarstung sind die Grundwasserbedingungen weitgehend mit denen in Kluffgrundwassergebieten vergleichbar, ansonsten handelt es sich natürlich um mehr oder weniger ausgeprägte Karstgrundwasserkörper mit den geologisch-hydrogeologischen „Gesetzmäßigkeiten“ „echter“ Karstgebiete. Die Grundwässer der schwach verkarsteten Gebiete sind – vor allem wenn sie aus großen Grundwasserkörpern stammen - von weitgehend gleichmäßigen Verhältnissen im Jahreslauf

gekennzeichnet: Die aus diesen Grundwasserkörpern austretenden Quellwässer sind charakterisiert durch relativ gleichmäßige Schüttungen, gleichmäßigen Temperaturverlauf und gleichmäßigen Chemismus. Dies ist vor allem bei Quellen mit hohen Schüttungswerten im Bereich von -zig bis hunderten l/s für Trinkwasserversorgungen besonders positiv. Diese Quellen sind auch dadurch gekennzeichnet, dass ihre Wässer durch hohe bis sehr hohe Verweilzeiten im Untergrund gekennzeichnet sind. Wir sprechen hier von mittleren Verweilzeiten in Jahren bis Jahrzehnten! Die schwach verkarsteten Gebiete der Nordtiroler Kalkalpen weisen zahlreiche derartige Großquellen – vor allem von der Heiterwand westlich von Nassereith bis Vomp auf (siehe auch Foto 1).



Foto 1: Karwendeltal: Hauptquelle des Quellhorizontes „Die Spritz“. Die Spritz mit Mindestschüttungen deutlich über 100 l/s ist eine von zahlreichen Großquellen des Karwendelgebirges, Mieminger Gebirges und der Heiterwand.

Insbesondere das Mieminger Gebirge und das Karwendel sind reich an derartigen Quellen. Die Ursache für die geringe Verkarstung in diesen Gebieten ist nicht bekannt. Womöglich liegen diese Bereiche in Gebieten, die erst seit geologisch kurzer Zeit an der Erdoberfläche liegen und bis dahin durch eine tektonisch höhere Decke [z. B. Krabachjochdecke(?)] vor den direkten Einflüssen der Witterung verschont geblieben sind. Die stark verkarsteten Gebiete weisen wesentlich ungünstigere und überwiegend echte Karstwasserverhältnisse auf: (sehr) kurze Verweilzeiten der Wässer im Untergrund (< 1 d bis wenige Wochen), starke Schüttungsschwankungen und Schwankungen von Temperatur und Chemismus in Abhängigkeit von (intensiven) Niederschlägen, ev. Trübungen des Wassers, teilweise Versiegen im Winter, ...). Quellen dieser Gebiete sind demgemäß schlecht oder gar nicht für eine sichere Trinkwasserversorgung geeignet.

- Der kalkalpine Deckenstapel gliedert sich von unten nach oben in die Allgäudecke, Lechtaldecke, Inntaldecke und Krabachjochdecke. Die Existenz letzterer Deckeneinheit ist nach Meinung des Autors aber nicht gesichert. Die ihr zugerechneten Deckschollenreste könnten eventuell auch der Inntaldecke zugeordnet werden. Die Grundzüge der kalkalpinen Deckentektonik müssen – nach den neuen Forschungsergebnissen der Landesgeologie, der auch der Autor angehört, umgeschrieben werden. Dies gilt insbesondere auch für die Verteilung der einzelnen Decken und ihre Umgrenzungen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass vor allem von der Heiterwand im Westen bis Vomp im Osten Dank der dort vorherrschenden schwachen Verkarstung und Dank der geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse zumindest bisher die Voraussetzungen für eine krisensichere Trinkwasserversorgung gegeben sind. Die stark verkarsteten Gebiete sind diesbezüglich wesentlich ungünstiger einzustufen.

Gebiete außerhalb der Nordtiroler Kalkalpen (und der Lienzer Dolomiten)

Es handelt sich um teils ausgedehnte Gebiete der metamorphen und magmatischen Gesteine, wobei der Metamorphosegrad unterschiedlich ist.

Abgesehen von einzelnen geologischen Einheiten, die von teils starker Verkarstung geprägt sind (Bündner Schiefer, Karbonatgesteine des Tarntaler Mesozoikums, Karbonate des Brenner Mesozoikums, Schwazer Dolomit/Spielbergdolomit, ...), können die anderen Gesteine als Kluftgrundwasseraquifere angesehen werden, wobei der meist eher schwache Durchtrennungs- und Zerlegungsgrad dieser Gesteine in der Regel keine wirklich günstigen Verhältnisse für Quellen zur Versorgung mit Trinkwasser zulässt. So sind die Quellschüttungen meist gering, schwanken vielfach stark und weil die Einzugsgebiete oberflächennahe sind, weisen die Quellen eine teils hohe Vulnerabilität auf.

Quellen aus Lockergesteinsaquiferen der Gebirge

Hierfür sind die Karschuttareale und Hangschuttgebiete zu nennen. Mit Einschränkungen von positivem Einfluss als Lockergesteinsaquifer sind die kalkalpinen Kare zu nennen, die teils mächtige Schuttfüllungen aufweisen, durch die zwar ein rasches Eindringen von Niederschlagswasser begünstigt wird, das aber oft in der Folge gut in die verkarstungsfähigen Karbonatgesteine eindringen und so die Grundwasserkörper (=Bergwasserkörper) gut mit Nachschub versorgen kann. Ansonsten weisen die kiesig-steinig-blockigen Lockergesteine der Berghänge und der Kare in den Hochgebirgen auf Grund ihrer meist geringen Mächtigkeit und bedeutenden Porenräume eher ungünstige bis sehr ungünstige Eigenschaften für Grundwasser zur Versorgung der Bevölkerung mit sicherem Trinkwasser auf.

Porengrundwasserkörper der Tiroler Täler

Die meisten Seitentäler des Inntales weisen auf Grund ihrer eiszeitlichen und nacheiszeitlichen geologischen Entwicklung sehr heterogene Talfüllungen auf, sodass sich nur bedingt größere Porengrundwasserbereiche bilden konnten. Dies gilt auch für das Inntal selbst. Die Folge sind – vereinfacht gesagt - wechselnde Grundwassermächtigkeiten und teils relativ hohe Grundwassergeschwindigkeiten. Generell ist festzustellen, dass es in unseren Tälern vielfach nicht (mehr) möglich ist, zumindest so genannte 60 Tage Grenzen sinnvoll auszuweisen.

Vulnerabilität der Grundwässer durch ungünstige geologische Verhältnisse, intensive Nutzung, Nutzungskonflikte und klimatische Entwicklungen

Die vielfach eher ungünstigen geologischen und geologisch-hydrogeologischen Verhältnisse in Tirol wurden vorstehend ausführlich erklärt.

Die überwiegend in den Tälern konzentrierte Bevölkerung und die dortigen agrarischen und industriellen Infrastrukturen, bzw. die Verkehrsinfrastrukturen bringen ein relativ hohes Gefährdungspotential durch den Eintrag von Schadstoffen, aber auch durch „Übernutzung“ mit sich. So ist z. B. der Grundwasserkörper im Bereich von Innsbruck längst an der Leistungsfähigkeit seiner Nutzbarkeit angelangt. Insbesondere ist auch die thermische Nutzung für Kühl- und Heizzwecke in diesem Zusammenhang zu nennen.

Niederschlagsarme Jahreszeiten oder niederschlagsarme Jahre führen in Verbindung mit der „Übernutzung“ der Talgrundwässer dazu, dass die Grundwasserspiegel mehr und mehr historische Tiefstände erreichen. Beispiel hierfür ist der Lienzer Talboden, wo der Talgrundwasserspiegel 2017 so nieder wie noch nie zuvor seit Beginn der Messungen war.

In den höheren Bereichen der Einhänge der Täler und in den Alm- und Hochgebirgsregionen wirkt sich die intensive Nutzung des Lebens- und Freizeitraumes negativ aus. Zahlreiche Nutzungskonflikte tragen zur Vulnerabilität vieler Quellen und Trinkwasserversorgungen bei. Weil Almen dort betrieben werden, wo tonig-siltige Gesteine – und damit wasserstauende, aber auch fruchtbare Gesteine - vorkommen, aber weil dort auch Quellen wegen dem zumeist vorhandenen Wechsel von wasserstauenden zu wasserdurchlässigen Gesteinen entspringen, sind diese Quellen oft durch die intensive Almwirtschaft (Beweidung) gefährdet (siehe auch Foto 2). Zudem ist die touristische Nutzung unserer Gebirgslandschaft nicht mehr nur im Winter, sondern seit Jahren vor allem auch im Sommer mehr und mehr gegeben.



Foto 2: *Widerspruch: Im Winter wird künstlicher Schnee mit Trink- bzw. Badewassereigenschaften auf die Schipisten aufgebracht, im Sommer weiden dort die Kühe, weil das Gras dort so hochwertig ist.*

Es ergibt sich somit ein Zwiespalt zwischen der rasch steigenden Notwendigkeit einer Versorgung der Menschen mit gutem Trinkwasser und dem immer größer werdenden Gefährdungspotential, von dem die dortigen Grund- und Quellwässer durch die zunehmend intensive touristische Nutzung des alpinen Raumes betroffen sind.

Anzufügen ist, dass zumindest in Tirol die Beschneidung von Schipisten, die immer wieder als Negativbeispiel genannt wird, so lange kein wirkliches Problem darstellt, so lange dafür Wasser in Trinkwasser- bzw. Badewasserqualität verwendet wird und dieses aus dem direkt aus dem mit den Pisten identischen Einzugsgebiet stammt. So bleibt dieses Wasser dem lokalen Wasserkreislauf erhalten. Ob und wenn ja welcher Art die intensive touristische Nutzung des alpinen Raumes sich durch viele tausend Menschen täglich (Wanderer, Biker aller Art, Kletterer, Schitourengeher, Jagd, ...) negativ auswirkt, kann nur vermutet werden und ist möglicher Weise noch nicht ausreichend untersucht. Es ist mit Sicherheit wesentlich zu eng gegriffen, lediglich die Schigebietsbetreiber stets als „des Übels Kern“ zu nennen. Der Nutzungskonflikt ist auch hinsichtlich des sich rasant ausbreitenden Siedlungsdruckes (Entstehen neuer Siedlungen) gegeben, der raumordnerisch vielfach ein höherwärtiges Interesse darzustellen scheint, als der Schutz der für Trinkwasserzwecke geeigneten Grund- und Quellwässer. Dabei wäre es logisch, dass eine stark wachsende und vom Wohlstand geprägte Gesellschaft auch mehr Trinkwasser in einwandfreier Qualität und Quantität benötigt.

Der zu erwartende Klimawandel – eine Herausforderung für die Versorgung der Bevölkerung mit Trinkwasser

Der zu erwartende bzw. der von den meisten Experten erwartete Klimawandel wird von vielen sich damit befassen Institutionen meist nur dahingehend gesehen, dass Strategien zu entwickeln wären, die die klimatischen Änderungen (möglicher Weise) einbremsen (helfen) können.

Betreffend die Versorgung der Menschen in Tirol mit ausreichendem und geeignetem Trinkwasser fehlt das Bewusstsein der Notwendigkeit von Anpassungsstrategien noch weitgehend, nicht zuletzt, weil bisher ja meistens „alles gut gegangen ist“.

Was ist aus fachlicher geologisch-hydrogeologischer Sicht notwendig, um die Trinkwasserversorgung Tirols „klimafit“ zu machen?

- ✓ Das Verständnis für die Schutznotwendigkeit des Schutzgutes Wasser muss wesentlich mehr in der Raumordnung und bei den Menschen „verankert“ werden.
- ✓ Die Unterschützstellung von Quellen und Grundwasserkörpern mit effektiven Schutz- und/oder Schongebietszonen muss in Angriff genommen und in der Folge vorangetrieben werden. Außer den großen – vorwiegend die Kalkalpen betreffenden – Wasserschongebietsverordnung, die durch Verordnungen des Landeshauptmannes auf fachlicher Basis des Autors in den 1990er Jahren entstanden sind, gibt es in Tirol fast keine, dem Stand des Wissens entsprechende Schutz- oder Schongebietsausweisung für Quellen und Grundwässer. Hier liegt Tirol weit hinter der Entwicklung anderer Bundesländer. Nicht zuletzt dadurch hat sich in Tirol auch keine besonders ausgeprägte

fachliche geologisch-hydrogeologische „Kultur“ herausgebildet, um Trinkwasserschutz und Erschließung von Trinkwasser aufbauend auf geologischen Erkenntnissen voranzutreiben. Dies zeigt sich unter anderem auch daran, dass manche Erschließung von Grundwässern und Quellen auf Basis von Wüschelrutengängern immer noch vorkommt. Grund und Quellwasserschutz zieht außerdem – wie bereits vorstehend erwähnt – fast immer den Kürzeren, wenn es darum geht, andere Interessen wie die Ausweitung von Siedlungen oder Gewerbegebieten durchzusetzen. Dabei muss uns bewusst sein und bewusst werden, dass Quellen und Grundwässer nachweislich jetzt schon auf die sich ändernden klimatischen Verhältnisse reagieren und dies auch in Zukunft tun werden. So kommt es immer häufiger zu Trübungseinbrüchen bei Quellen infolge kurzzeitiger Intensivregenfälle, vielfach verbunden mit bakteriologischer Belastung. Auch mehren sich die Fälle von Beeinträchtigung oder gar Zerstörung von Quellwasserfassungen durch Muren, Felsstürze, Lawinen, Hochwässer und andere Naturereignisse (siehe auch Foto 3).



Foto 3: Verschüttung einer Trinkwasserfassung durch den Alpl-Felssturz 2011
im Gemeindegebiet von Wildermieming.

Nicht zuletzt wirken sich jetzt schon – auch in Nord- und Osttirol – Trockenperioden negativ aus. Durch sie entstehen nicht nur im Lockergestein, sondern auch in den Festgesteinen Trockenrisse, die den Oberflächeneinflüssen den Zutritt zu den Quell- und Grundwässern deutlich erleichtern. Trockenperioden, wie sie z. B. 2003, aber auch in den letzten Jahren stattgefunden haben, führen zum Absinken der Grundwasserspiegel und damit auch zum Rückgang der Quellschüttungen. Wie schon die Folgejahre nach 2003 gezeigt haben, sind dadurch sogar die hochwertigen Großquellen der schwach verkarsteten kalkalpinen Gebiete dermaßen betroffen, dass sie selbst bei günstigen klimatischen Bedingungen in den Folgejahren mehrere Jahre benötigen, um sich „zu erholen“.

Zusammenfassend ist zu sagen, dass derzeit bereits eine Entwicklung im Gange ist, die sogar die „Unverwundbarkeit“ der kalkalpinen Großquellen infrage stellt. Umso mehr müssen die Grund- und Trinkwasservorkommen mit heutigen modernen Methoden nach dem Vorbild der Großquellenhydrogeologieprojekte der Landesgeologie in den 1990er Jahren neu aufgenommen werden. Diese geologisch-hydrogeologischen Untersuchungen müssen die Vulnerabilität der Grund- und Quellwässer im neuen Licht der möglichen und zu erwartenden Klimaänderungen zum Ziel haben. Die Erkenntnisse dieser Untersuchungen müssten anschließend vor allem in die Raumordnung und Bauordnung einfließen (Ausweisung von effektiven Wasserschutz- und Wasserschongebieten, Forcierung von Bauweisen mit weniger Kühlbedarf im Sommer und weniger Heizbedarf im Winter, Auch moderne Quellfassungsprojekte – ähnlich wie die Stollenfassungen der Mühlauer Quellen der Stadt Innsbruck (fertiggestellt 1953[!]) oder des Bettelwurfstollens der Gemeinden Hall und Absam (siehe Foto 4) müssen nicht nur angedacht, sondern auch realisiert werden.



Foto 4: Moderne Stollenfassung der Bergwässer aus dem Bettelwurfmassiv (Karwendel) der Gemeinden Hall in Tirol und Absam

Die Notwendigkeit unsere Wasserversorgungen fit für den Klimawandel zu machen ergibt sich nicht zuletzt auch durch die fachlich vom Autor vertretene – und fachlich wohl berechnete Annahme, dass der Gebirgsbau der Nordtiroler Kalkalpen unter Berücksichtigung der neuen Erkenntnisse des Autors und der Tiroler Landesgeologie wesentlich andere sind, als bisher angenommen. Daraus ergibt sich unter anderem, dass auch für die schwach verkarsteten kalkalpinen Zonen Tirols – so wie beim Rest der Tiroler Kalkalpen auch – der jeweilige Tiefgang der kalkalpinen Decken deutlich geringer ist. Das wirkt sich natürlich auf die Grundwassereigenschaften des gesamten kalkalpinen Raumes aus und bedeutet schlicht und einfach, dass die kalkalpinen Grundwasservorkommen, die in Zukunft das Rückgrat einer sicheren Trinkwasserversorgung übernehmen werden müssen, geringer sind, als bisher gedacht. Daraus ist abzuleiten, dass die Vulnerabilität dieses „Rückgrates“ – auch ohne und erst Recht in Verbindung mit Klimaänderungen - offensichtlich größer ist, als bisher angenommen wurde.

Schwermetall-Konzentrationen im Jahresverlauf von 5 Quellen in Strass i. Z., Tirol

Felix Thalheim¹; Wolfram Mostler²; Rupert Ebenbichler¹

¹) *Wasser Tirol – Wasserdienstleistungs-GmbH, Leopoldstraße 3, 6020 Innsbruck*

²) *Technisches Büro für Geologie Mag. Wolfram Mostler, Innrain 6-8/Top 35, 6020 Innsbruck*

Abstract

Five springs that contribute to the water supply system of a rural community in the Tyrolean Zillertal were investigated in terms of their respective heavy metal concentrations. As these partly toxic elements can prove to be a real challenge especially for smaller communities in both financial and sanitary regard, a deeper understanding of possible seasonal fluctuations/variations of these particular elements was desired and funded. The main objective was to evaluate whether there are certain predictable seasonal patterns or not, chiefly in order to obtain information on the appropriate mixing rate and, thereby, the amount of water that the community has to import.

Therefore, 52 samples (with one sample every week) were analysed with specific regard to their antimony, arsenic and copper concentrations, amongst many others. The obtained values were subsequently analysed using several statistical and comparative tools.

The results indicate that there are no clearly identifiable seasonal patterns in the concentration of those elements, at least not based on a weekly sample rate, which may be partly due to the small catchment area and high reactivity of the springs. Although there are clearly observable changes in concentration, these cannot be attributed directly and specifically to a certain cause, as most of the analytic values appear to be rather random. Nevertheless, it was possible to define upper and lower limits with respect to the antimony concentrations and to calculate certain mixing rates that the community can use to 'stay safe'.

Einleitung

Schwermetalle im Trinkwasser können ein erhebliches Gesundheitsrisiko darstellen, wenn sie in zu hoher Konzentration enthalten sind. Die gesundheitlichen Auswirkungen von insbesondere Antimon, Arsen, Blei und Chrom sind teilweise schon in geringen Mengen im Bereich weniger hundert Milligramm dramatisch, weswegen die österreichische Trinkwasserverordnung die entsprechenden Parameterwerte sehr niedrig ansetzt und im Laufe der letzten zwei Jahrzehnte auch an den neusten Stand der Wissenschaft angepasst wurde.

Allgemein ist Österreich in der glücklichen Lage, dass nur in wenigen Gebieten die Metall- und Schwermetallkonzentrationen im Grundwasser die jeweiligen Schwellen- oder (Indikator-)Parameterwerte überschreiten, was vornehmlich in den ausgedehnteren Porenaquiferen im Osten Österreichs der Fall ist (BMLFUW, 2012). Tirol im Speziellen weist demnach nur an vereinzelt Grundwasser-Messstellen Überschreitungen an z. B. Arsen (Inntal, Ötztal), Nickel (Ötztal) oder Mangan (Inntal, Zillertal, Brixental) auf.

In Hinblick auf Quellen hingegen liegen derart umfassende, kartografisch erfasste Analysen bislang nicht vor. Allerdings ist bekannt, dass unter anderem in Tirol insbesondere etliche Blockgletscherquellen, vorzugsweise bei aktiven Exemplaren, erhöhte Schwermetallkonzentrationen aufweisen (z. B. Krainer,

2014; Thies et al., 2018), wobei diese Quellen, wenn überhaupt, dann eher für Einzel- als für Gemeindewasserversorgungen verwendet werden. Allerdings können je nach den geologischen Gegebenheiten auch niedriger gelegene Quellen Parameterwertüberschreitungen aufweisen, wie sich in den letzten Jahren in einigen Wasserversorgungsanlagen zeigte. Die betroffenen Gemeinden müssen dann Maßnahmen zur Sicherung der Einhaltung der Parameterwerte ergreifen, was sie beispielsweise durch anteilige Mischung mit zugekauftem Wasser, Einrichtung von Filteranlagen oder Erschließung anderer unbelasteter Ressourcen erreichen.

Dies ist in der Gemeinde Strass i. Z. der Fall, die eine Wasserversorgungsanlage betreibt, welche von vier Quellen gespeist wird, wobei eine weitere Quelle als Reserve dient. In jenen wurden erhöhte Werte von insbesondere Antimon beobachtet, die den gesetzlich festgelegten Parameterwert der Trinkwasserverordnung von 5 µg/l überschreiten. Aus diesem Grunde wird Wasser aus einer Nachbargemeinde anteilig hinzugemischt.

Über das Verhalten von Schwermetallen im Quellwasser im Jahresverlauf gibt es bislang kaum genauere Untersuchungen, die aktuellere internationale Forschung beschäftigt sich offenbar eher mit der Herkunft und dem saisonalen Verhalten anthropogener Kontaminationen in Grund- und Flusswasser (z. B. Li et al. 2013; Bhardwaj et al. 2017). Da demzufolge nicht klar ist, ob und inwiefern die Konzentrationen in Abhängigkeit von online überwachbaren Parametern wie Schüttung, Wassertemperatur, pH-Wert und elektrischer Leitfähigkeit schwanken, stellt sich die Frage nach den wirtschaftlich optimalen und gesundheitlich sicheren Mischungsverhältnissen. Daher wurde von der Gemeinde Strass in Kooperation mit der Abteilung Wasserwirtschaft des Landes Tirol eine Untersuchung dieser Quellen beschlossen.

Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet befindet sich direkt am Übergang von Zillertal zu Inntal im Westen der Gemeinde Strass im Zillertal, Tirol, Österreich. Im unteren Bereich eines Hanges, der aus Westen hinunterzieht, befinden sich die vier Quellen, die zur Wasserversorgung genutzt werden (siehe **Abb. 10**). Diese sind die **Annaquellen 1-3**, die **Astholzquelle**, die **Dorfbrunnenquellen 1+2** und der rechte Ast der **Rainerquelle II**. Die derzeit nicht zur Wasserversorgung genutzte **Brettfalltunnelquelle** hingegen befindet sich im Brettfalltunnel und wurde bei dessen Errichtung gefasst.

In der Wasserversorgungsanlage (WVA) Strass i. Z. wurde 2011 ein Wasserdatenmanagement-System installiert, sodass hochaufgelöste Daten der einzelnen Wasserflüsse im System vorliegen, von denen vor allem die Wassermengen der Annaquelle, Astholzquelle und Dorfbrunnenquelle + Rainerquelle für die weiteren Betrachtungen relevant sind.

Geologisch-Hydrogeologische Verhältnisse im Umfeld von Quellen der Gemeinde Strass

Die geologischen Geländeaufnahmen im Umfeld der Quellen, die für die Trinkwasserversorgung der Gemeinde Strass von Bedeutung sind, lassen aus geomorphologischer Sicht von Nord nach Süd folgende Gliederung erkennen.

Zunächst gibt den steilen, bewaldeten Nordabschnitt mit sehr steilen, teilweise fast senkrechten Felswänden, auf denen sich die Kapelle Maria Brettfall befindet. Die Steilwände werden von einem Dolomitgestein mit überwiegend steilstehenden Trennflächen gebildet, das in den Hangfußlagen

kegelartige Hangschuttkörper aus Dolomitschutt in kiesig-sandiger bis steiniger, teilweiser blockiger Zusammensetzung ausgebildet.

Taleinwärts, an diesen steilen kompakten Abschnitt der Hangflanke angrenzend, verflacht das nahezu durchgehend bestockte Gelände, das auch nur mehr wenige Festgesteinsreste innerhalb einer flächig verbreiteten Lockergesteinsüberlagerung erkennen lässt, und greift zunehmend flacher werdend aus der Westflanke weiter in das Zillertal vor. In diesem Gelände sind mehrere Meter breite und wenige Meter tiefe in Falllinie ausgebildete rinnenartige Einschnitte ganz markante morphologische Formen. Die Zusammensetzung dieses Abschnittes lässt nahezu ausschließlich Lockermaterial erkennen, zudem ist dieses sehr häufig mit Großblöcken aus Dolomit durchsetzt. Im Süden an diesen Verflachungsbereich schließt wiederum ein deutlich steilerer bewaldeter Geländeabschnitt an, der aus demselben Festgestein (Dolomit) aufgebaut ist wie der Nordabschnitt, jedoch nicht mehr die Steilheit dieses Körpers besitzt.

Geologischer Aufbau der Hangflanke

Der nördliche wie auch der südliche Abschnitt wird vom sogenannten Schwazer Dolomit dominiert. Der Schwazer Dolomit (Devon) ist ein Karbonatgestein, das mittelgrau bis beige gefärbt, dickbankig, seltener plattig, örtlich bituminös, teilweise brekziös ausgebildet ist. Verwitterungsspuren in Form von bräunlichen limonitischen Überzügen geben diesem Gestein eine rötliche Farbe. Geringfügige Verkarstungserscheinungen und nicht selten tonig verfüllte Harnischklüfte sind häufig. Im nördlichen Abschnitt weist er einen deutlich massigen Charakter mit klar definierten steil NNE-fallenden Schichtflächen auf. Offene Klüfte sind häufig zu erkennen. Dieses Gestein bildet sowohl die westliche als auch die östliche Flanke im untersten Abschnitt des Zillertals, wobei insbesondere im westlichen Abschnitt dieses Gestein in Hinblick auf abbauwürdige Vererzungen bekannt ist.

Das Liegende des Schwazer Dolomits in Form der höheren Wildschönauer Schiefer tritt nur an wenigen Stellen im Norden am Übergang zum Flachabschnitt sowie in Resten innerhalb des Flachabschnittes auf. Die Lagerung ist ebenfalls steil NNW fallend. Die Wildschönauer Schiefer treten dabei sowohl als chloritische Phyllite wie auch als quarzitischer Schiefer auf.

Im Hangenden des Schwazer Dolomits sind auch Reste von Permoskyth in Form roter Sand- bis Schluffsteine aufgeschlossen.

Die Grundmasse, welche den Lockergesteinskörper aufbaut, der sich zwischen den Dolomitgesteinskörpern im Norden und Süden eingeschaltet hat, besteht aus Schutt sandig-kiesiger bis blockiger Zusammensetzung. Es handelt sich dabei um Dolomitschutt ohne Fremdkomponenten, aus Schutt, der sich aus Dolomit und phyllitischen Komponenten der Wildschönauer Schiefer zusammensetzt, aber auch stellenweise aus Schutt, der neben Dolomit und Wildschönauer Schiefer auch Komponenten aus roten Sand- und Schluffsteinen führt. Grundmoränenablagerungen, dem Schwazer Dolomit im Norden teilweise auflagernd, finden sich innerhalb der Lockergesteinsmasse im mittleren Abschnitt nicht mehr.

Hydrogeologische Eigenschaften der Gesteine

Betrachtet man die Gesteine im Untersuchungsgebiet in Hinblick auf ihre hydrogeologischen Eigenschaften, so ist der Schwazer Dolomit nicht nur durch seine ausgeprägte Klüftung, sondern auch durch kleinlumige Verkarstungen als ein potentielles Aquifergestein zu sehen.

Die Lagerung des Schwazer Dolomit-Gesteins bzw. seine Schichtungs- und Bankflächen fallen steil nach N bis NNW ein bzw. stehen E-W-streichend nahezu saiger. Die Bankungsflächen zeigen häufig Öffnungsweiten bis in den cm-Bereich und darunter, bieten Infiltrationsmöglichkeiten und sind durchaus geeignet, einen Bergwasserkörper aufzubauen. Hinweise auf ergiebige Karstquellen gibt es aber nicht.

Die elektrischen Leitfähigkeiten der Quellen schwanken zwischen 367 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und 530 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und entsprechen damit den elektrischen Leitfähigkeiten karbonatischer Gesteine, insbesondere jener dolomitischer Zusammensetzung, was sich auch aus den hydrochemischen Analysen der Quellwässer mit einem typischen Ca-Mg Verhältnis von 2:1 ergibt.

Die Wildschönauer Schiefer als Chloritphyllite bis quarzische Phyllite besitzen hingegen kein Potenzial, Wasser zu führen, und sind hier als (markante) Wasserstauer anzusehen. Sie befinden sich im Liegenden der Lockergesteinsdecke des Mittelabschnitts.

Die Lockergesteinsdecke mit ihrer sandig-kiesigen bis steinig-blockigen Zusammensetzung zeigt immer wieder lagenweise auch deutlich schluffige Anteile. Diese besitzt ebenfalls das Potenzial, Niederschlagswässer zu speichern und weiterzuleiten. Ihre Mächtigkeit ist nicht bekannt, dürfte aber im Bereich mehrerer Meter bis 10-er Meter liegen.

Als Quelle der überdurchschnittlichen Schwermetallbelastung der Quellen können gesehen werden:

- Der Schwazer Dolomit mit vorwiegend Fahlerz- und Spateisenführung.
- In den Wildschönauer Schiefen wurden örtliche Vererzungsspuren in Form von feindispersen Kupferkies- und Pyritanteilen beschrieben.
- Alte Bergbauhalden stellen konzentrierte Anhäufungen von Vererzungen.
- Bergbau-Haldenmaterial mit Azurit- und Malachitspuren wurde augenscheinlich als Schüttung für die Forstwege verwendet.

Ergebnis der geologisch-hydrogeologischen Untersuchungen

Eine detaillierte geologische Geländekartierung in Kombination mit den Erkenntnissen der geologischen Aufnahmen im Zuge von Vorerkundungen und der Tunnelvortriebsdokumentation des Brettfalltunnels, welcher das Untersuchungsgebiet teilweise von N nach S durchörtert, ergeben ein plausibles Bild der Zusammensetzung und Verbreitung jenes Aquifers, der die 5 zu betrachtenden Quellen der WVA Strass speist. Insgesamt zeigt sich ein Körper, wie er ganz besonders auch im schattierten Geländemodell der Laserscanaufnahmen deutlich wird, als eine nach NE in das Zillertal vorgreifende Zunge, die von Flanken, bestehend aus Schwazer Dolomit, begrenzt wird. Lediglich am nördlichen Rand zeigt diese Grenze auch Wildschönauer Schiefer und Buntsandstein als Festgestein. Vereinzelt finden sich auch an der Basis dieser Lockergesteinsmasse an mehreren Stellen Wildschönauer Schiefer. Jener von der westlichen Flanke des Zillertals mit deutlich begrenzten steilen Abrissflächen vorbauende zungenartige Körper mit seiner Lockergesteinsdecke und den auflagernden Grobblöcken vermittelt eine Massenbewegung, die auf alte (fossile) Berg- oder Felssturzprozesse zurückzuführen ist und die durch Murgangprozesse überprägt ist. Die Überlagerung des (kompetenten) Schwazer Dolomits auf den inkompetenten Wildschönauer Schiefen kann als Abscherhorizont gesehen werden, der diese Massenbewegung begünstigt hat. Am Fuße dieser Massenbewegung (im Zungenbereich) treten neben diffusen Vernässungen die besagten

Quellen aus. Nicht zuletzt zeigt auch die Analytik der Verweildauer der Quellwässer auf, dass es sich bei den untersuchten Quellen um solche handelt, die eine relativ geringe Verweildauer aufweisen, was für ein eher begrenztes oberflächennahes Einzugsgebiet spricht, welches sich wiederum zwanglos mit dem Körper der Rutschmasse in Einklang bringen lässt.

Abb. 10: *Digitales Geländemodell (tiris) des Gebietes südlich von Strass i. Z. mit geologischer Karte*

Methodik

Im Verlaufe eines Jahres (Anfang Februar 2017 bis Ende Januar 2018) wurde wöchentlich eine Probennahme (weitestgehend im Abstand von sieben Tagen) durchgeführt sowie die Vor-Ort-Parameter aufgezeichnet.

Es liegen also für jede der fünf Quellen 52 Datensätze vor, dabei wurden bis zu 32 Parameter bestimmt.

In der Folge wird allerdings auf der Seite der Vor-Ort-Parameter nur auf Schüttung (Q), elektrische Leitfähigkeit (LF), Wassertemperatur (WT) und pH-Wert (pH) eingegangen und bei den Ergebnissen der chemischen Analysen primär auf die Konzentrationen von Antimon (Sb), Arsen (As) und Kupfer (Cu).

In Hinblick auf die Datenauswertung wurden zunächst die wichtigsten Parameter übersichtlich dargestellt, die Wässer hydrochemisch charakterisiert und zusätzlich Wetterdaten erhoben, die für den Zeitraum und das Projektgebiet repräsentativ sind.

Weiterführend wurden für alle Quellen **Jahresgangskurven** der zentralen Parameter erstellt. Weiterhin wurden **Autokorrelationsanalysen** dieser Parameter durchgeführt, um die Korrelation der Datenreihen mit sich selber darzustellen und zu untersuchen, ob es auffällige Abhängigkeiten und Zyklizitäten gibt oder die Daten eher zufällig schwanken. Dazu wurde die ACF-Funktion des Excel-Plug-Ins ‚RealStats‘ verwendet.

Um mögliche Zusammenhänge/Abhängigkeiten zwischen den Schwermetall-Konzentrationen untereinander sowie mit den Parametern WT, LF, pH-Wert und vor allem Q zu erkennen, wurden über das in Excel integrierte Datenanalyse-Tool **Korrelationsmatrizen** für diese Parameter erstellt. Ergänzend dazu wurden **Punktkorrelationen** erstellt. In einem weiteren Schritt wurden **Kreuzkorrelationen** durchgeführt, die es erlauben, mögliche Auswirkungen von einem Parameter auf den anderen darzustellen, die mit einem zeitlichen Versatz („Lag“) auftreten. Zur Berechnung der Kreuzkorrelations-Funktionen wurde die Funktion ‚XCORR‘ des Programmes MATLAB verwendet.

Im Folgenden wird schwerpunktmäßig auf jene Quellen eingegangen, die als am repräsentativsten bzw. interessantesten erachtet wurden.

Ergebnisse

In der folgenden Tab. 1 sind die zentralen Parameter der Untersuchung dargestellt. Daraus ist ersichtlich, dass die Annaquelle mit 3,8 l/s im Mittel die mit Abstand höchste Schüttung aufweist, gefolgt von der Brettfalltunnelquelle (1,2 l/s), der Astholzquelle (0,8 l/s), der Rainerquelle (0,4 l/s) und der Dorfbrunnenquelle, welche mit durchschnittlich 0,3 l/s die geringste Schüttung aufweist. Die Astholzquelle weist den mit Abstand höchsten Schüttungsquotienten (>40) auf, die Brettfalltunnelquelle den geringsten (5). Die Lufttemperaturen (LT) wurden vor Ort nur an einer Stelle abgelesen und vom Probenehmer für alle Quellen gleich angegeben. Das Mittel der LT beträgt 9,1 °C. Bei den Wassertemperaturen ist auffällig, dass die Annaquelle mit 7,8 °C die durchschnittlich geringste Temperatur zeigt und zudem am wenigsten schwankt (2,7 °C). Allgemein liegen aber bis auf die Brettfalltunnelquelle, welche im Mittel über 1 °C höher liegt, alle Quellen in einem ähnlichen Temperaturbereich. Auch die weiteren Schwankungsbereiche sind mit 4,4 °C (Rainerquelle) und 5,3 °C (Brettfalltunnelquelle) ähnlich.

Tab. 1: Grafische Darstellung der Minima, Maxima, Mittelwerte und Mediane der Messungen der wichtigsten Parameter sowie deren Anzahl

Quelle		Manuelle Messungen			Ausgewählte Parameter											
					LF	pH	Sb	As	Cu	HCO ₃	Ca	Mg	Na	Cl	NO ₃	SO ₄
		Q [l/s]	LT [°C]	WT [°C]	µS/cm	-	µg/l	µg/l	µg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Annaquelle	Minimum	1,3	-2,0	6,5	315	8,8	7,7	2,4	1,9	202	37	22,6	3,7	6,5	12,5	9,5
	Maximum	7,9	26,0	9,2	403	9,2	9,5	3,7	4,8	209	40	24,5	4,9	9,0	14,3	15,4
	Mittel	3,8	9,1	7,8	383	9,0	8,4	2,9	3,1	206	38	23,4	4,3	7,8	13,2	13,1
	Median	3,4	9,0	7,8	384	9,0	8,4	2,9	3,1	206	38	23,4	4,4	8,0	13,0	14,2
	Anzahl	50	52	52	40	40	52	52	52	12	12	12	12	12	12	12
Astholzquelle	Minimum	0,1	-2,0	5,5	367	8,3	9,6	1,8	4,9	182	37	20,0	6,7	9,9	13,2	9,4
	Maximum	4,1	26,0	10,1	499	9,4	12,4	2,5	9,3	229	51	26,0	14,0	29,0	16,7	50,2
	Mittel	0,8	9,0	7,9	434	9,0	11,1	2,0	6,3	204	44	23,0	9,8	18,2	15,1	23,1
	Median	0,5	8,5	8,0	439	9,0	11,1	2,0	6,4	202	44	23,3	9,0	15,3	15,3	20,7
	Anzahl	51	51	51	39	38	50	50	50	12	12	12	12	12	12	12
Dorfbrunnen- quelle	Minimum	0,1	-2,0	5,5	379	8,6	5,8	1,0	1,0	221	41	24,7	0,9	1,4	15,6	5,9
	Maximum	1,3	26,0	10,7	430	9,1	7,5	1,3	2,3	255	45	28,1	1,5	2,4	23,6	9,9
	Mittel	0,3	9,1	8,1	410	8,7	6,6	1,1	1,4	239	43	26,5	1,2	1,9	18,5	8,0
	Median	0,2	9,0	7,9	411	8,7	6,5	1,1	1,3	238	43	26,6	1,2	1,8	18,3	7,9
	Anzahl	51	51	51	39	39	51	51	51	11	11	11	11	11	11	11
Rainerquelle	Minimum	0,2	-2,0	5,9	416	8,6	5,5	1,0	2,1	209	43	22,8	6,2	10,8	15,4	14,0
	Maximum	1,2	26,0	10,3	471	9,1	8,7	1,4	5,3	246	49	25,7	8,8	17,7	17,6	24,4
	Mittel	0,4	9,1	7,9	446	8,8	8,1	1,2	2,8	224	45	24,7	7,3	13,7	16,6	18,3
	Median	0,3	9,0	8,0	449	8,7	8,2	1,2	2,7	220	45	24,7	7,1	13,0	16,6	17,4
	Anzahl	51	51	51	39	39	51	51	51	11	11	11	11	11	11	11
Brettfall- tunnelquelle	Minimum	0,4	-2,0	6,6	384	7,8	12,1	6,6	1,0	253	52	31,2	5,7	12,1	9,9	36,9
	Maximum	2,0	26,0	11,9	548	9,1	15,3	9,3	3,6	264	54	33,0	7,1	14,2	11,7	45,3
	Mittel	1,2	9,1	9,2	513	8,7	13,8	7,5	1,4	258	53	31,8	6,1	13,0	10,5	40,7
	Median	1,2	9,0	9,1	513	8,7	13,9	7,4	1,3	257	53	31,7	6,1	13,0	10,3	40,4
	Anzahl	52	52	52	40	41	52	52	52	12	12	12	12	12	12	12

Die elektrischen Leitfähigkeiten zeigen an, dass die Brettfalltunnelquelle am stärksten und die Annaquelle am geringsten mineralisiert ist. Das zeigt sich unter anderem darin, dass bei der Brettfalltunnelquelle die mit Abstand höchsten Durchschnittswerte von Sb und As sowie auch Hydrogenkarbonat und Sulfat auftreten. Die mit Abstand höchsten Cu-Werte sind bei der Astholzquelle festzustellen (bis 9,3 µg/l), allerdings liegen sie nie über dem Parameterwert von 2 mg/l. Der As-Grenzwert von 10 µg/l wird ebenfalls von keiner Quelle überschritten.

Anders verhält es sich allerdings bei den Sb-Konzentrationen, die bei jeder Probe den Parameterwert von 5 µg/l überschreiten. Dabei weist die Dorfbrunnenquelle mit durchschnittlich 6,6 µg/l noch die geringste Belastung auf.

Hydrochemische Charakterisierung

Zur Charakterisierung der Wässer bzw. deren Vergleichbarkeit wurden u. a. Piper- und Stiff-Diagramme erstellt (**Abb. 11**, **Abb. 12**). Dazu wurden die Mittelwerte der gängigen Haupt- und Nebenionen verwendet.

Im Piper-Diagramm wird der ähnliche Chemismus der fünf Quellen deutlich, sie werden auf der Kationenseite klar von Magnesium und Calcium dominiert, auf der Anionenseite von Hydrogenkarbonat. Die Dorfbrunnenquelle zeigt dies besonders stark, die Brettfalltunnelquelle fällt durch einen etwas höheren Gehalt an Sulfat auf, die Astholzquelle durch verhältnismäßig erhöhte Werte von Natrium, Kalium und Chlorid. Diese Beobachtungen lassen sich durch das Stiff-Diagramm bestätigen. Zudem wird in diesem die geringe Mineralisierung des Wassers der Annaquelle deutlich, ebenso zeigt sich die verhältnismäßig erhöhte Mineralisierung der Brettfalltunnelquelle.

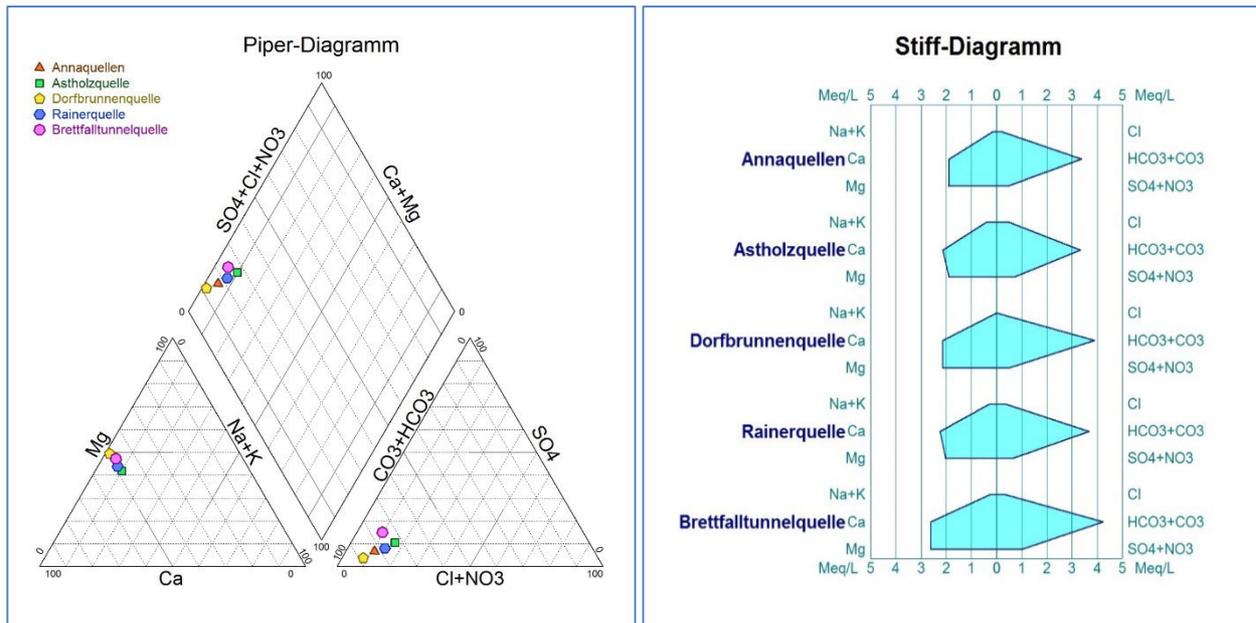


Abb. 11: Piper-Diagramm der wichtigsten Kat- und Anionen

Abb. 12: Stiff-Diagramm der wichtigsten Kat- und Anionen

Im Wesentlichen lassen sich die Wässer aller fünf Quellen als Calcium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Wässer charakterisieren.

Niederschlagssituation

Aufgrund der Nähe zum Einzugsgebiet der Quellen und der ähnlichen Höhenlage sowie der guten optischen Übereinstimmung mit den Schüttungsganglinien wurden in weiterer Folge zwecks Vergleich die Daten der Station Schlitterberg herangezogen. Bei diesen Daten (siehe **Abb. 20**) sind im Sommerhalbjahr 2017 die starken Niederschläge Ende Juli, Mitte August und Anfang September, die über mehrere Tage hinweg anhielten, besonders auffällig. Im Winterhalbjahr sind insbesondere die starken, mehrtägigen Niederschlagsereignisse Mitte Januar 2018 markant, die zum Aufbau einer fast meterhohen Schneedecke führten (siehe ebenfalls **Abb. 20**).

Analyse der Jahresgänge

Bei der **Annaquelle** (Abb. 13) ist erkennbar, dass die WT dem saisonalen Zyklus folgt, im Sommer (Juli/August) die Höchstwerte und im Winter (Januar/Februar) die Minimalwerte erreicht. Die Schüttungsganglinie weist drei Bereiche mit Maxima auf, einmal Ende März, einen ausgedehnten Bereich mit hohen Schüttungen Ende Juni bis Mitte Oktober und einen Bereich im Januar 2018. Dazwischen liegen relative Niedrigwasserbereiche. Die LF nimmt bei längeren Phasen mit hoher Schüttung erkennbar ab (vor allem im Sommer 2017 und Januar 2018), steigt bei geringeren Schüttungen an. Der pH-Wert hingegen verhält sich ausgesprochen ausgeglichen, weist einen leicht steigenden Trend auf.

Abb. 13: grafische Darstellung der wichtigsten Messparameter der Annaquelle

Die Sb-Werte sind ebenfalls sehr konstant, zeigen sich nur bedingt von der Schüttung beeinflusst. Einzig Anfang September kommt es zu einem klar erkennbaren Absinken aufgrund anhaltend hoher Schüttung. Die As-Werte variieren im Jahresverlauf geringfügig, es gibt nur einen auffälligen Ausreißer Anfang September. Die Cu-Werte variieren während Phasen mit höherer Schüttung stärker, vor allem im September und während der darauffolgenden Phase mit schwankender Schüttung (Ende Oktober bis Anfang Dezember).

Die Daten der **Astholzquelle** (Abb. 14) zeigen ebenfalls, dass die WT dem saisonalen Zyklus folgt. Die Schüttungsganglinie weist drei Bereiche mit Maxima auf, einmal Mitte März, einen Bereich mit hohen Schüttungen Mitte August bis Anfang September und einen Bereich im Januar 2018. Dazwischen liegen ebenfalls relative Niedrigwasserbereiche. Die LF nimmt bei höheren Schüttungen deutlich erkennbar ab, steigt bei geringeren Schüttungen an. Der pH-Wert hingegen verhält sich ausgesprochen ausgeglichen, zeigt im Winter geringfügig höhere Werte.

Abb. 14: grafische Darstellung der wichtigsten Messparameter der Astholzquelle

Die Sb-Werte weisen eine Schwankungsbreite von etwa 3 µg/l auf. Bei höheren Schüttungen kommt es teilweise zu höheren Werten (z. B. Mitte März und Anfang September). Die As-Werte variieren im Jahresverlauf nur geringfügig, sie liegen im Winter 2017 und 2018 etwas höher und nehmen dazwischen (mit Unterbrechungen) ab. Die Cu-Werte schwanken vergleichsweise stark, variieren vor allem während Phasen mit höherer Schüttung, insbesondere im Sommer. Dabei scheinen höhere Schüttungen tendenziell höhere Cu-Konzentrationen zu bedingen.

Für die **Wasserversorgung** bedeuten die Sb-Werte in den Quellen letztlich, dass es in jedem Fall nötig ist, eine gewisse Menge an unbelastetem Wasser (Annahme: Sb-Konzentration von 0,0 µg/l) zuzumischen, um den Zielwert 5 µg/l zu erreichen. Bei der **Astholzquelle** sind bei einer Schwankung der Sb-Konzentration zwischen 9,6 und 12,4 µg/l zwischen 48 und 60 % Wasser zuzumischen. Für das **Mischwasser** der Anna-, Dorfbrunnen und Rainerquelle im **HB Dorf** (anteilig über die mittleren Schüttungen berechnet) ergibt sich, dass zum Erreichen des Zielwertes zwischen 32 und 46 % Wasser zugeführt werden müssen.

Autokorrelation

Bei den Autokorrelationen der **Annaquelle** (**Abb. 15**) ist feststellbar, dass die Datenreihe pH-Wert eine sehr starke Korrelation mit sich selber aufweist. Eine ebenfalls höhere Autokorrelation weist die Datenreihe WT (hellblaue Kurve) auf, wobei hier auch der saisonale Verlauf zu erkennen ist, der sich in dem deutlichen Ausschlag in den negativen Bereich (um Lag 20) und dem folgenden positiven Ausschlag (um Lag 43)

zeigt. Die Schüttung weist ebenfalls auffällige Extrema auf, was die drei Bereiche mit höheren Werten widerspiegelt. Beim Blick auf die LF ist erkennbar, dass sich diese gegenüber der Schüttung antizyklisch verhält. Die Parameter Sb und Cu weisen die geringsten Autokorrelationen auf, es ist keine Periodizität ableitbar, die Schwankungen stehen in keinem klaren Bezug zu anderen Werten. Die As-Werte hingegen weisen höhere Autokorrelation auf, zeigen eine gewisse Periodizität, doch eine Synchronität mit anderen Parametern lässt sich nicht erkennen.

Abb. 15: Autokorrelation der wichtigsten Parameter der Annaquelle

Die Autokorrelationen der restlichen Datenreihen bringen keine wesentlichen weiteren Erkenntnisse, weswegen hier auf eine gesonderte Darstellung verzichtet wird.

Korrelationsmatrix und Punktkorrelation

Die Korrelationsanalyse der Annaquelle (**Tab. 2**) zeigt, dass die meisten Parameter nur schwach positiv oder negativ korreliert sind oder nahezu gar nicht.

Tab. 2: Korrelationsanalyse der wichtigsten Parameter der Annaquelle

Korrelation Annaquellen							
	Q	LF	WT	Sb	As	Cu	pH
Q	1						
LF	-0,24	1					
WT	0,08	0,61	1				
Sb	-0,36	0,25	-0,20	1			
As	0,13	0,16	0,20	0,23	1		
Cu	0,27	-0,18	-0,14	-0,20	-0,34	1	
pH	0,47	-0,21	0,07	-0,38	-0,29	0,24	1

Die höchste positive Korrelation weisen LF und WT auf (**Abb. 16**), steigende WT bedeuten folglich tendenziell steigende LFs. Die schwache negative Korrelation von Q und Sb ist auch bei der Punktkorrelation ersichtlich (**Abb. 17**), allerdings ist das Bestimmtheitsmaß R^2 ausgesprochen klein. Vor allem bei hohen Schüttungen (> 7 l/s) weist der Sb-Gehalt eine hohe Schwankungsbreite auf, bis dorthin sind die leicht mit steigender Schüttung abnehmenden Konzentrationen aber klar beobachtbar.

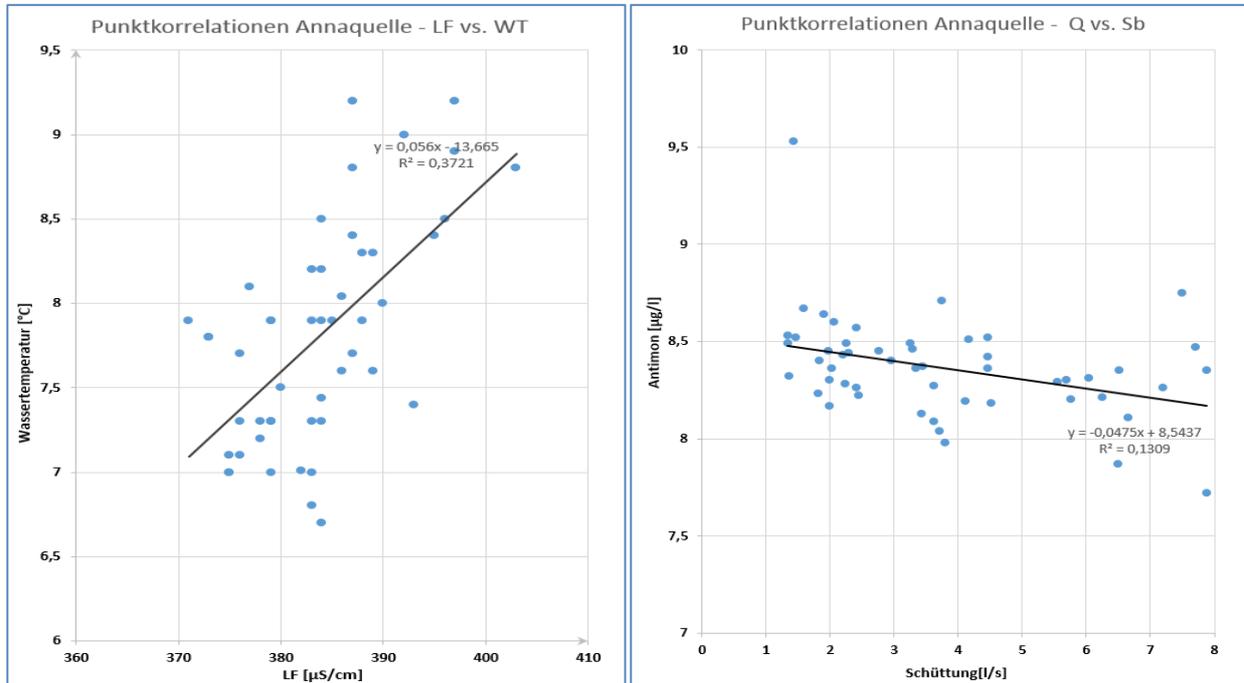


Abb. 16: Punktkorrelation der elektrischen Leitfähigkeit mit der Wassertemperatur (Annaquelle)

Abb. 17: Punktkorrelation der Schüttung mit der Antimon-Konzentration (Annaquelle)

Die **Korrelationsanalyse der Astholzquelle (Tab. 3)** zeigt, dass die meisten Parameter nur schwach positiv oder negativ korreliert sind (z. B. pH und Q, As und LF) oder nahezu gar nicht (Sb und WT). Allerdings weist vor allem Sb eine höhere positive Korrelation mit der Schüttung und eine höhere negative Korrelation mit der LF auf. Zudem korrelieren LF und Q auffallend negativ, ebenso wie As und WT.

Tab. 3: Korrelationsanalyse der wichtigsten Parameter der Astholzquelle

Korrelation Astholzquelle							
	Q	LF	WT	Sb	As	Cu	pH
Q	1						
LF	-0,61	1					
WT	-0,07	0,41	1				
Sb	0,59	-0,69	0,01	1			
As	-0,01	-0,26	-0,60	-0,08	1		
Cu	0,49	-0,13	0,17	0,35	-0,34	1	
pH	0,35	-0,34	-0,33	0,31	-0,12	0,30	1

Insgesamt korrelieren die Parameter bei der Astholzquelle besser als bei der Annaquelle. Das zeigt sich auch im verhältnismäßig guten Bestimmtheitsmaß in den folgenden Abbildungen. Obwohl bei niedriger Schüttung die Schwankungsbreite der LF auffallend hoch ist, ist der sinkende Trend bei steigender Schüttung klar ersichtlich (**Abb. 18**). Selbiges gilt für das Verhältnis von Schüttung und Sb-Konzentration (**Abb. 19**), wo trotz hoher Schwankungsbreite bei niedriger Schüttung die mit steigender Schüttung ebenfalls steigenden Konzentrationen klar erkennbar sind.

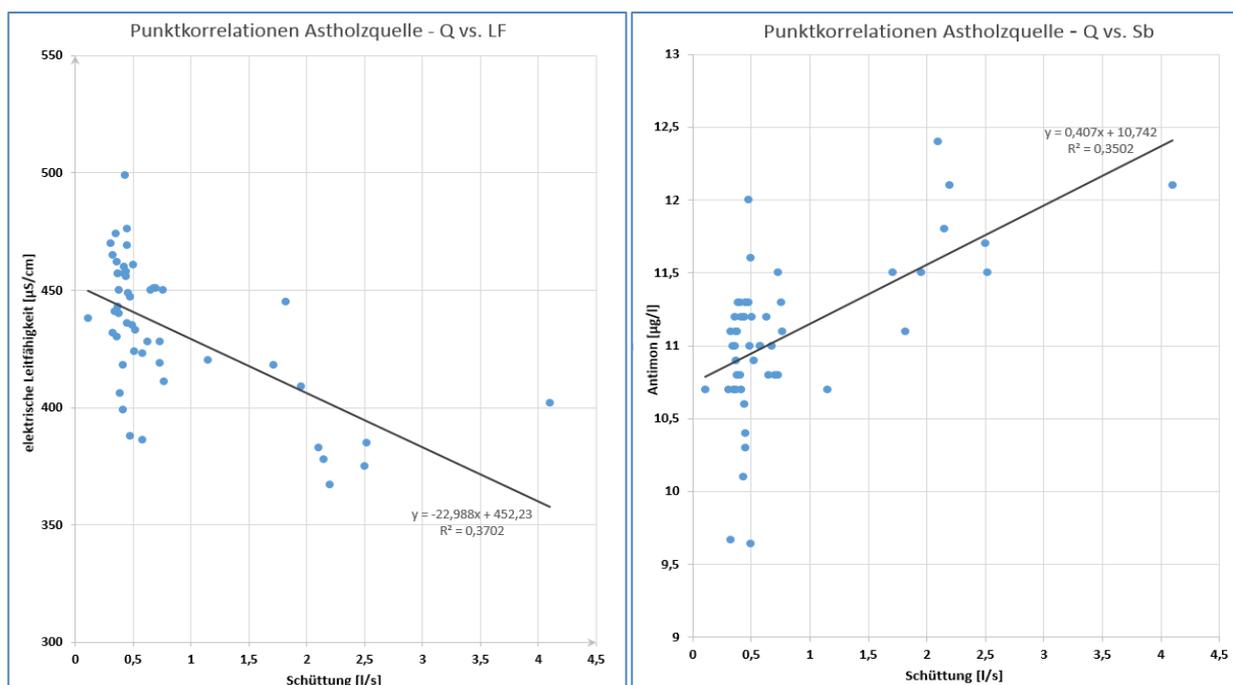


Abb. 18: Punktkorrelation der Schüttung mit der elektrischen Leitfähigkeit (Astholzquelle)

Abb. 19: Punktkorrelation der Schüttung mit der Antimon-Konzentration (Astholzquelle)

Die **Korrelationsanalysen der Rainerquelle und der Dorfbrunnenquelle** bestätigen im Wesentlichen die bisherigen Erkenntnisse, auffällig ist bei letzterer allerdings die ausgesprochen hohe positive Korrelation von Cu und Q (0,82).

Bei der **Korrelationsanalyse der Brettfalltunnelquelle** ist insbesondere die schwache positive Korrelation zwischen Q und LF auffällig, da dieses Verhalten, dass höhere Schüttungen tendenziell höhere LFs bedingen, einzig an dieser Quelle zu beobachten ist.

Kreuzkorrelation

Um mögliche Einflüsse der Niederschläge auf das Schüttungsverhalten der Quellen zu ermitteln, wurden zwischen den Tagessummen des Niederschlages der Station Schlitterberg und den Ganglinien (Tagesmittelwerte) der drei mittels IDM gemessenen Quellen (**Abb. 20**) Kreuzkorrelationen durchgeführt. Dass die Niederschlagsverhältnisse der Station Schlitterberg für das Einzugsgebiet am repräsentativsten sind, zeigte sich letztlich in der besonders guten Übereinstimmung von markanten Schüttungsanstiegen mit größeren Schneeschmelz- bzw. Niederschlagsereignissen (beispielsweise Niederschlagsereignisse Ende Juli bis Mitte September 2017, Schneeschmelze Mitte/Ende Januar 2018).

Abb. 20: *Schneehöhen und Niederschlagssummen der Station Schlitterberg und Schüttungsganglinien*

Die **Kreuzkorrelation** der Niederschlagsdaten der Station Schlitterberg mit den Schüttungsdaten der **Annaquelle** zeigt, dass nur wenige Bereiche der Kreuzkorrelations-Funktion (in der Folge XCF) über dem Grenzwert der statistischen Signifikanz ($\pm 0,1047$) liegen (**Abb. 21**).

Abb. 21: *Darstellung der Kreuzkorrelations-Funktion der Annaquelle in Abhängigkeit von den Lags*

Am signifikantesten ist der Peak nahe Lag 0, welcher zur genaueren Betrachtung vergrößert dargestellt wurde. Darin zeigt sich, dass die **beste Korrelation** der gegeneinander verschobenen Zeitreihen bei einem **Lag von 7 bis 9** auftritt (Maximum bei 8). Das bedeutet, dass die Schüttung der Annaquelle durchschnittlich acht Tage nach einem Niederschlagsereignis auf ein solches reagiert.

Die **Kreuzkorrelation** der Niederschlagsdaten der Station Schlitterberg mit den Schüttungsdaten der **Astholzquelle** zeigt, dass mehrere Bereiche der XCF über dem Grenzwert der statistischen Signifikanz ($\pm 0,1047$) liegen (**Abb. 22**). Dabei ist die hohe Korrelation nahe Lag 0 besonders signifikant.

***Abb. 22:** Darstellung der Kreuzkorrelations-Funktion der Astholzquelle in Abhängigkeit von den Lags*

Der vergrößerte Peak in **Abb. 22** zeigt, dass die **maximale Korrelation** der analysierten Zeitreihen bei **Lag 2** liegt. Also zeigen sich die Auswirkungen von Niederschlagsereignissen auf die Schüttung der Astholzquelle durchschnittlich etwa zwei Tage später. Die Analyse der Datenreihe **Dorfbrunnen-** plus **Rainerquelle** zeigte eine etwas schwächere Korrelation, wies dabei allerdings ebenfalls ein **Maximum bei Lag 2** auf.

Interpretation/Diskussion

Zur übersichtlicheren Darstellung der Korrelationsanalysen wurden in **Tab. 4** zunächst die Korrelationen der Metalle mit den Vor-Ort-Parametern ausgewertet. Dabei wurde lediglich betrachtet, ob die Korrelation zwischen den Parametern positiv oder negativ ist.

Tab. 4: Übersicht über die Ergebnisse der Korrelationsanalyse

Korrelationsanalyse	Parameter	Q	WT	LF	pH
	Korrelation	+/-	+/-	+/-	+/-
Annaquelle	Sb	-	-	+	-
	As	+	+	+	-
	Cu	+	-	-	+
Astholzquelle	Sb	+	+	-	+
	As	-	-	-	-
	Cu	+	+	-	+
Dorfbrunnenquelle	Sb	+	+	-	-
	As	+	+	-	+
	Cu	+	-	-	+
Rainerquelle	Sb	-	+	+	-
	As	+	-	-	+
	Cu	+	+	-	+
Brettfalltunnelquelle	Sb	-	-	-	-
	As	-	+	-	+
	Cu	-	+	-	+
	Verhältnis	9:6	9:6	3:12	9:6

Zusätzlich wurden in der folgenden **Abb. 23** die Antimonwerte aller fünf Quellen in Bezug zum Niederschlag, den Schneehöhen und den Schüttungsganglinien der Anna- und Astholzquelle dargestellt.

Abb. 23: Übersicht der Antimon-Werte aller Quellen im Vergleich zur Schüttung der Anna- und Astholzquelle und zu Niederschlag und Schneehöhe der Wetterstation Schlitterberg

Aus der Analyse der Korrelationskoeffizienten gemäß **Tab. 4** lässt sich zusammenfassend ablesen, dass

- kein klares, einheitliches Verhalten der Quellen erkennbar ist,
- die Schwermetalle insgesamt mit Q, WT und pH eher positiv korrelieren (jeweils 9:6),
- die elektrische Leitfähigkeit negativ mit den Schwermetall-Konzentrationen korreliert (3:12) und
- die Schwermetall-Konzentrationen nicht nur von Quelle zu Quelle unterschiedlich mit den Vor-Ort-Parametern korrelieren, sondern auch innerhalb einer Quelle gegensätzlich reagieren können.

Die vergleichende Darstellung der Sb-Werte, Niederschläge und Schüttungen in **Abb. 23** zeigt allerdings, dass sich die Ganglinien der Sb-Werte grob in fünf Bereiche einteilen lassen:

1. Schneeschmelze 2017 bis nach erstem Schüttungsmaxima (Mitte/Ende März); charakterisiert von starken Schwankungen zwischen Einzelwerten,
2. Zeitraum bis Ende Juli 2017; gekennzeichnet von geringeren Schwankungen der Schüttungs- und Schwermetallwerte, NS wirkt sich kaum auf Ganglinien aus,
3. Zeitraum bis Ende September 2017; bei den meisten Quellen wieder stärkere Schwankungen von Messpunkt zu Messpunkt,
4. Zeitraum bis Ende Dezember 2017; zurückgehende Schüttungen bedingen geringere Schwankungen zwischen Messpunkten,
5. Zeitraum bis Ende Januar 2018; Schneeschmelz- und Niederschlagsereignisse führen zu höheren Schüttungen und stärkeren Schwankungen der Schwermetall-Konzentrationen.

Diese verschiedenen Zeiträume stehen eng mit Schüttungsänderungen in Zusammenhang, demzufolge also auch mit Infiltrationsprozessen, was im Wesentlichen durch die Zusammensetzung des durchflossenen Gesteins/Sediments und die dort jeweils herrschenden - und sich im Jahreslauf verändernden - Lösungsbedingungen der Metalle bedingt ist. So können sich z. B. bei fallendem Grundwasserstand durch verstärkte Sulfidoxidation Schwermetalle anreichern, die sich dann bei Wiederanstieg in kurzfristig erhöhten Konzentrationen äußern (pers. Kommunikation mit Dr. C. Mair). Im Großteil der Fälle scheint sich aber recht schnell ein gewisses Lösungsgleichgewicht einzustellen.

Zudem hat die Kreuzkorrelation gezeigt, dass die Quellen im Durchschnitt innerhalb einer Woche auf Niederschläge reagieren. Die ergänzenden Isotopenanalysen des Umweltbundesamtes (2018) an Proben der Anna- und der Astholzquelle ergaben mittlere Verweilzeiten von deutlich unter einem Jahr, Haupteinfluss von Sickerwässern rezenter Niederschläge und ein höher gelegenes durchschnittliches Einzugsgebiet für die Annaquellen.

In Anbetracht dieser Umstände lässt sich also festhalten, dass bei derart kleinen EZGs und rasch reagierenden Quellen bei der Beprobung eine höhere zeitliche Auflösung nötig ist, um ggf. genauere Einblicke in die Dynamik von Schwermetall-Konzentrationen im Quellwasser zu erlangen.

Für eine Mischungsoptimierung zeigte sich bei ggst. Untersuchung keine ausreichende Abhängigkeit der Schwermetall-Konzentrationen von online messbaren Parametern (Q, WT, LF, pH). Nichtsdestotrotz ließen sich aus den anteiligen Antimon-Werten in den Hochbehältern die erforderlichen Beimischungsmengen von unbelastetem Wasser ermitteln. Bei der Astholzquelle und damit im HB Astholz sind dies zwischen 48 und 60 % zur Erreichung des Zielwertes von 5 µg/l, für das Mischwasser im HB Dorf zwischen 32 und 46 %.

Literaturverzeichnis

BHARDWAJ, R., GUPTA, A. AND GARG, J.K. (2017): Evaluation of Heavy Metal Contamination Using Environmetrics and Indexing Approach for River Yamuna, Delhi Stretch, India. *Water Sciences*, 31, 52-66.

BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT, UMWELT UND WASSERWIRTSCHAFT: PHILIPPITSCH, R.; LOISHANDL-WEISZ, H.; WEMHORNER, U.; SCHATNER, CH.; SCHUBERT, G. & SCHEDL, A.: Metalle im Grundwasser in Österreich. Karten und Erläuterungen. Umweltbundesamt, Wien. Im Auftrag des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft. 60 S.

GSTREIN, P. (1979): Neuerkenntnisse über die Genese der Fahlerzlagerstätte Schwaz (Tirol). *Mineralium Deposita* 14, 185-194.

GSTREIN, P. (1981): Prähistorischer Bergbau am Burgstall bei Schwaz (Tirol). *Veröffentlichungen des Museum Ferdinandeum*, Bd. 61, 25 -46

HAIYAN LI, LIANG LIU, MINGYI LI, AND XIAORAN ZHANG (2013): Effects of pH, Temperature, Dissolved Oxygen, and Flow Rate on Phosphorus Release Processes at the Sediment and Water Interface in Storm Sewer. *Journal of Analytical Methods in Chemistry*, vol. 2013.

JACOBS, S.(1994): B 169 – Zillertalbundesstraße Brettfalltunnel – Geologischer Schlussbericht. Korneuburg, August 1994; Unveröffentlichter Schlussbericht.

JACOBS, S.(1994): B 169 – Zillertalbundesstraße Brettfalltunnel – Geologischer Schlussbericht-Geotechnischer Längenschnitt M.1: 10 000. Korneuburg, August 1994; Unveröffentlichter Schlussbericht.

KRAINER, K. (2014): Permafrost and Climate Change in North and South Tyrol. In: Rutzinger, M., Heinrich, K., Borsdorf, A. & Stötter, J. (eds), *permAfrost*, Austrian Permafrost Research Initiative, Final Report, p. 51-67 (IGF-Forschungsberichte, Band 6, Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften)

MAIR, CH. (2018): pers. Kommunikation

PIRKL, H. (1961): Geologie des Trias-Streifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt (Wien)*, 104:1-157.

THIES, H.; NICKUS, U.; TESSADRI, R.; TROPPEL, P. AND KRAINER, K. (2018): Peculiar arsenic, copper, nickel, uranium, and yttrium-rich stone coatings in a high mountain stream in the Austrian Alps. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 110

UMWELTBUNDESAMT (2018): BRIELMANN, H.; HUMER, F.: Abschätzung von mittleren Verweilzeiten für die Astholzquelle und die Annaquellen – Gemeinde Strass im Zillertal. Umweltbundesamt, Wien. Im Auftrag der Abteilung Wasserwirtschaft, Amt der Tiroler Landesregierung.

Wasserisotopenkarte Österreichs und Einfluss des Klimawandels: Tiroler Brunnen und Quellen

Martin Kralik¹

¹Dept. f. Umweltgeowissenschaften, Universität Wien, Althanstr. 14, A-1090 Wien

Kurzfassung

Um die Herkunft und das Alter von Wässern bei zahlreichen Wasserversorgungs- und Ingenieursprojekten (z.B. Tunnelbau, Wasserkraft) sowie wissenschaftlichen Arbeiten bestimmen zu können, wurden in den letzten 45 Jahren an über 1.350 Stellen über 40.000 Isotopenmessungen durchgeführt. Der Medianwert aller Messstellen liegt bei Sauerstoff ($\delta^{18}\text{O}$) bei $-10,7\text{‰}$ und bei Wasserstoff ($\delta^2\text{H}$) bei -75‰ . Da die Änderung der Isotopenverhältnisse vorwiegend temperaturabhängig ist, kommen die niedrigsten Werte der in Promill-Abweichung vom Meerwasser (VSMOW) dargestellten negativen Messwerte im Winterniederschlag ($\delta^{18}\text{O}$ -23‰) und in Quellen des Kauterates ($\delta^{18}\text{O}$ bis $-15,1\text{‰}$) vor. Der überwiegende Anteil der alpinen Quellen zeigt wegen der Höhenlage der Einzugsgebiete relativ leichte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte ($< -12,4$ bis $-11,4\text{‰}$).

Der Medianwert aller 1.120 Messstellen mit Tritiummessungen ergibt zerfallskorrigiert bezogen auf das Jahr 2015 6,2 Tritium Einheiten (TE). Das ist etwas weniger als der Medianwert aller Niederschlagsstationen von 7,2 TE, da die Tritiumkonzentrationen in der überwiegenden Zahl der Grundwässer bereits während der Verweilzeit im Untergrund durch Zerfall abgenommen haben.

Anwendungsbeispiele und Änderungen durch Klimawandel wird an Tiroler Brunnen oder Quellen demonstriert.

Abstract

To determine the origin and mean age of waters in many projects concerning water supply, engineering (e.g. tunnels, hydroelectric power plants) and scientific projects in the last 45 years on more than 1,350 sites more than 40,000 isotope measurements were performed in Austria. The median value of all sites of oxygen-18 is $\delta^{18}\text{O}$ -10.7‰ and for hydrogen-2 $\delta^2\text{H}$ -75‰ . As the fractionation is mainly temperature dependent the lowest negative values are observed in winter precipitation (oxygen-18 as low as $\delta^{18}\text{O}$ -23‰) and in springs in the Tyrolean Kauner valley ($\delta^{18}\text{O}$ -15.1‰) deriving their water from high mountains and glaciers. Most of the Alpine springs due to the altitude of their recharge areas show relatively light $\delta^{18}\text{O}$ -values (< -12.4 till -11.4‰).

The median value of all 1,120 sampling sites of decay corrected (2015) tritium measurements is 6.2 tritium units (TU). This is somewhat smaller than the median value of all precipitation stations with 7.2 TU. This can be explained by the fact that in most cases in groundwater the median value has been reduced by decay according to the residence time underground.

Examples of global change impacts will be shown on examples of Tyrolian springs or wells.

Einleitung

Der Einsatz von Isotopen- und Tracer-Analysen ist hilfreich und notwendig, um den Wasserkreislauf besser nachvollziehen und/oder die Qualität von Wässern entsprechend langfristig schützen zu können.

Isotope sind Atome mit unterschiedlichen Massenzahlen (Gewicht). Mit ihnen lässt sich die Herkunft bzw. die Verweilzeit des Wassers oder deren Inhaltsstoffe unterscheiden. Die am häufigsten in der Hydrologie untersuchten Isotope sind: Deuterium (^2H), Tritium (^3H) und Sauerstoff-18 (^{18}O) als Bestandteile des Wassermoleküls.

Abbildung 2: Ausschnitt von Tirol und Vorarlberg der österreichischen Wasserisotopenkarte (Kralik et al. 2015a)

Herkunfts-Tracer: bestimmen wo und unter welchen Bedingungen Grundwasser im Einzugsgebiet gebildet wird (z.B. stabile Isotope für längere Verweilzeiten, künstliche Farbtracer für kürzere Verweilzeiten).

Datierungs-Tracer: Bestimmen die Verweilzeit von Grundwasser im Untergrund (z.B. Tritium, FCKW, SF_6 , ^{14}C) (Kralik, 2015).

Niederschlags- und Oberflächengewässermessnetz für Isotopen (ANIP)

In Österreich wurden seit über 45 Jahren Monatsmischproben von mehr als 30 über ganz Österreich verteilten Niederschlagsstationen gesammelt und analysiert (**Isotopenmessnetz „ANIP“**: wisa.bmlfuw.gv.at bzw. www.umweltbundesamt.at/umweltsituation/wasser/isotopen/isotopen.anip). Die Daten dieser Stationen liefern die sogenannten „Input-Werte“ (^{18}O , ^2H , ^3H) und bieten unter anderem auch die Voraussetzung für Altersberechnungen der Mittleren Verweilzeit (MVZ) des Grundwassers. Überdies gibt

es seit 2015 eine Karte (**Wasserisotopenkarte Österreichs, Abb. 1**) samt Werten eines großen Teils in Österreich erhobener ^{18}O -, ^2H - und ^3H -Daten (Kralik et al. 2015).

Wasserisotopenkarte Österreichs

Um die Herkunft und das Alter von Wässern bei zahlreichen Wasserversorgungs- und Ingenieursprojekten (z.B. Tunnelbau, Wasserkraft) sowie wissenschaftlichen Arbeiten bestimmen zu können, wurden in den letzten 47 Jahren an über 1.350 Stellen über 40.000 Isotopenmessungen durchgeführt. Um eine Übersicht über die durchschnittliche Isotopenverteilung in verschiedenen Regionen Österreichs zu geben und als wichtige Basis für weitere praktische und wissenschaftliche Anwendungen wurden die Messstellen aus zahlreichen Berichten und Publikationen lokalisiert und die Daten in Farbklassen dargestellt.

Die Wasserisotopenkarte liegt in zwei Versionen vor: zum einen als **PDF im Format A0 (Abb.1)**, zum anderen in **interaktiver Form**. Die interaktive Version ist mit einer **Datenbank** hinterlegt, die alle in der Kartendarstellung berücksichtigten Messwerte für Sauerstoff-18 und Tritium enthält. Zudem können über die Datenbank auch die Deuterium-Werte abgefragt werden, die in der Karte nicht dargestellt sind. Die Excel-Datei, die für jede einzelne Probenahmestelle durch Anklicken heruntergeladen werden kann, enthält neben den Messdaten Angaben zur Messstelle selbst, die statistisch bearbeiteten Daten sowie Referenzen. Als Kartenhintergrund können im Fall der interaktiven Karte wahlweise topographische Karte, Luftbild oder geologische Karte gewählt werden. Zudem werden Informationen zur Messstelle, den verfügbaren Isotopendaten und – falls als Hintergrundkarte ausgewählt – zur Geologie angezeigt.

Beide Versionen der Karte sind im Internet verfügbar:

- Interaktive Karte (inklusive Datenbank): <https://secure.umweltbundesamt.at/webgis-portal/isotopen/map.xhtml>
- PDF im A0-Format: https://www.bmlfuw.gv.at/dam/jcr:c52428c4-e351-4567-80d3-ef378e1ddf65/A0_Wasserisotopenkarte19_red.pdf

Der Medianwert aller Messstellen liegt bei Sauerstoff ($\delta^{18}\text{O}$) bei $-10,7\text{‰}$ und bei Wasserstoff ($\delta^2\text{H}$) bei -75‰ . Da die Änderung der Isotopenverhältnisse vorwiegend temperaturabhängig ist, kommen die niedrigsten Werte der in Promill-Abweichung vom Meerwasser (VSMOW) dargestellten negativen Messwerte im Winterniederschlag (Sauerstoff-18 bis $\delta^{18}\text{O} -23\text{‰}$) und in Quellen des Kaunertales ($\delta^{18}\text{O}$ bis $-15,1\text{‰}$) vor. Der überwiegende Anteil der alpinen Quellen zeigt wegen der Höhenlage der Einzugsgebiete relativ leichte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte ($< -12,4$ bis $-11,4\text{‰}$).

Dagegen finden sich die höchsten Werte im Sommerregen ($\delta^{18}\text{O}$ bis $-0,5\text{‰}$) und in den durch Verdunstung angereicherten Lacken und Seen des Seewinkels ($\delta^{18}\text{O}$ bis $+5\text{‰}$). Da die Isotopenzusammensetzung des Wassers neben dem Temperatureffekt auch vom Ursprung der verdunsteten Wassermassen abhängt, gibt es auch augenscheinliche regionale Unterschiede in Österreich. So zeigen die Niederschläge und oberflächennahen Grundwässer in der Region Osttirol, Kärnten und Südoststeiermark ca. 1‰ höhere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als solche mit gleicher Höhenlage und Temperatur im Rest von Österreich.

Das ist wahrscheinlich durch den verstärkten Niederschlagseinfluss aus dem mediterranen Raum bedingt. Das wird auch durch den höchsten Durchschnittswert einer Niederschlagsstation in Graz ($\delta^{18}\text{O}$ $-8,3\text{‰}$) und den hohen Werten im Grundwasser entlang der Mur bestätigt ($\delta^{18}\text{O}$: $-9,7$ bis $-8,9\text{‰}$).

Der Medianwert aller 1.120 Messstellen mit **Tritiummessungen** ergibt zerfallskorrigiert bezogen auf das Jahr 2015 6,2 Tritium Einheiten (TE). Das ist etwas weniger als der Medianwert aller Niederschlagsstationen von 7,2 TE, da die Tritiumkonzentrationen in der überwiegenden Zahl der Grundwässer bereits während der Verweilzeit im Untergrund durch Zerfall abgenommen haben. Ähnlich wie bei den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten erreichen die Sommerniederschläge Tritiumwerte von 10 - 11 TE und sinken im Winter auf 3 - 4 TE ab, was auf die bessere Durchmischung des durch natürliche Höhenstrahlung gebildeten Tritiums in der Atmosphäre im Frühling bedingt ist. Tritiumgehalte kleiner ca. 3,5 TE enthalten meist große Mengen von Wässern, die älter als 60 Jahre sind. Tritiumgehalte kleiner 0,3 TE zeigen an, dass diese Wässer alle älter als 60 Jahre sind.

Hingegen enthalten Wässer mit mehr als ca. 12 TE alte Wässer mit Wasserstoffbomben-Tritium aus den 1960er bis 1970er Jahren bzw. mehr als ca. 23 TE Wässer, die durch Tritiumverunreinigungen z.B. aus Deponien oder Kernkraftanlagen beeinflusst wurden. In Österreich zeigen die Flüsse Donau und March periodische bzw. permanente Tritiumbelastungen von bis zu 70 TE aus Kernkraftanlagen aus den Nachbarländern.

Regional ist nur bemerkenswert, dass im Weinviertel und im nordöstlichen Marchfeld viele Brunnen mit weniger als 2,8 TE aufscheinen, was auf den geringen Niederschlag und die nachgewiesenen hohen Wasseralter zurückzuführen ist.

Die Wasserisotopenkarte zeigt, dass Wasserisotope, in einem weitgehend alpinen Land mit verschiedenen Klimaeinflüssen, eine gute Grundlageninformation bilden, die Herkunft von Wässern mit vorwiegend jüngeren Verweilzeiten zu unterscheiden (Kralik et al. 2015b; Benischke et al. 2018).

Langzeit Monitoring und Einfluss des Klimawandels

Die Niederschlagwässer von 11 meteorologischen und 6 Fluss-ANIP-Stationen mit langzeit (1973-2014) monatlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen zeigen einen 0,8 bzw. 1,0‰ (SMOW) Anstieg. Der mittlere Lufttemperaturanstieg in diesen 11 meteorologischen Stationen über diese 41 Jahre ist 1,7 °C. Das Verhältnis dieser Anstiege zwischen 0,5-0,0‰ / 1°C entspricht auch dem saisonalen Temperaturanstieg jeder meteorologischen Station unabhängig der Höhenlagen. Dieser Anstieg von 0,2-0,25‰ in $\delta^{18}\text{O}$ per Jahrzehnt ist daher sehr wahrscheinlich auf den Klimawandel zurückzuführen. Daraus folgt die Notwendigkeit den Niederschlag an einer Station kontinuierlich zu untersuchen, um einerseits den aktuellen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Niederschlags zu kennen bzw. um klimabedingte Änderungen des Niederschlags zu beobachten (Kralik et al., 2018).

Literatur

Benischke, R., Brielmann, H., Dalla-Via, A., Goldbrunner, J., Grath, J., Harum, T., Humer, F., Kralik, M., Leis, A., Philippitsch, R., Rank, D., Reszler, C., Schott, K., Wemhöfner, U., Wyhlidal, S. (2018): Isotopenzusammensetzung in natürlichen Wässern in Österreich: Grundlagen und

Anwendungsbeispiele zur Wasserisotopenkarte Österreichs 1:500.000. 153 p., Philippitsch, R. & Humer, F. (eds.), Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus, Wien.
(<https://www.bmnt.gv.at/wasser/wasserqualitaet/wasserisotopen.html>)

Kralik, M. (2015): How to Estimate Mean Residence Times of Groundwater. Procedia Earth and Planetary Science, 13, 301-306, 11th Applied Isotope Geochemistry Conference, AIG-11 BRGM, Orleans.

Kralik, M., Benischke, R., Leis, A., Heiss, G., Wyhlidal, S., Grath, J., Hadrbolec, M., Zieritz, I. & Philippitsch, R. (2015a): Wasserisotopenkarte Österreichs (Internetversion).
<https://secure.umweltbundesamt.at/webgis-portal/isotopen/map.xhtml>

Kralik, M., Benischke, R., Wyhlidal, S. & Philippitsch, R. (2015b): Erläuterungen zur Wasserisotopenkarte Österreichs: Der Niederschlags-, Oberflächenwasser-, Grundwasser- und Tiefengrundwasserstationen. 30 S., Bericht d. Bundesministerium f. Land-, Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.
<http://www.bmlfuw.gv.at/wasser/wasserqualitaet/wasserisotopen.html>

Kralik, M., Wyhlidal, S. & Brielmann, H. (2018): Long-term ^{18}O -Records in Precipitation and Global Warming. Geophysical Research Abstracts, Vol. 20, EGU2018-8485, 2018, EGU General Assembly 2018

Grundbrüche im alpinen Raum als Reaktion auf Massenumlagerungen

Rufus.J. Bertle und Heiner Bertle

GEOGNOS Bertle ZT GmbH, Kronengasse 6, 6780 Schruns

Ground failure is known as a soil reaction on loads of foundations. Ground failure is also a geological massmovement caused by natural or anthropological mass rearrangement. As examples two ground failures resulting from mass movements in Vorarlberg which are caused by landslides and rockfall are demonstrated. Another ground failure event in Tirol 2016 was initiated by machine made transformations of landscape (digging in alpine region). As was demonstrated by a large ground failure in Scandinavia in the 1970s a tiny operation may cause catastrophic results.

Der Nachweis der Grundbruch-/Geländebruchsicherheit ist standardmäßiger Teil jeder Standsicherheitsberechnung von Bauwerksgründungen.

Grundbrüche sind aber auch geologische Massenbewegungen, die durch natürliche oder anthropogene Lastumlagerungen ausgelöst werden. Die Massenbewegungen können bereits durch geringe Zusatzaufasten entstehen und katastrophale Ausmaße und Folgen erreichen.

Das Beispiel des historischen Bergsturzes 1654 und 1760 am Breitenberg in Dornbirn im Vorarlberger Rheintal zeigt die Auslösung von bis zu 6 m hohen Grundbruchswellen in den tonig-schluffig-torfigen Talverfüllungssedimenten durch den Absturz und Aufprall von gesamthaft 500.000 m³ Fels (in drei Teilabbrüchen) mit einer Sturzhöhe von ca. 450 m. Die Ausbreitungsfläche der Grundbruchswellen betrug knapp 0,5 km². Diese Ausbreitungsfläche ist heute durch Einzelwohnhäuser, Wohnblocks und Industriegebäude dicht verbaut.

Als weiteres Beispiel einer natürlichen Lastumlagerung mit nachfolgendem Grundbruch hat sich ab Mitte März 1988 in Riefensberg im Bregenzerwald nahe der Grenze zu Deutschland ereignet. Eine Hanggleitung in den Weissachschiefern der Unteren Süßwassermolasse, ausgelöst durch den Bergwasserrückstau in einem konglomeratischen Horizont ist mindestens seit vielen Jahrhunderten aktiv. Eine Großgleitung ereignete sich am Himmelfahrtstag 1868. Seit damals fanden schubweise anhaltend Kleingleitungen und Absetzungen statt. Diese wurden in der den Gleitungsbereich querenden Landesstraße L22 durch laufende Aufdoppelungen der Asphaltdeckschicht ausgeglichen. Ab Mitte März 1988 hat sich im Gefolge der einsetzenden Schneeschmelze und von Starkregen die Bewegung mit Absetzern in der Straße bis 3 m beschleunigt und auf eine akut bewegte Masse von ca. 320.000 m³ auf einer Fläche von knapp 5 ha ausgeweitet. Seine Stirn wurde bis auf die Wiesen mit Seetonuntergrund vorgeschoben. Durch diese Auflast wurde in den glazialen frühwürmzeitlichen Vorstoßseetonen (Ton, Schluff, Feinsand) ein progressiver Grundbruch ausgelöst. Dieser hat auf einer Fläche von ca. 6 ha Grundbruchswellen bis 4 m Höhe verursacht, die sich rasch talwärts fortgepflanzt haben. Durch diese wurden die in der Wiese querende L 205 Hittisauerstraße aufgewölbt und abgeschert, ein Wohnhaus der Zollwache unbewohnbar, ein weiteres Wohnhaus und eine Tankstelle gefährdet. Durch die Aufgabe der Trasse der L 22, durch Entwässerungen und einen Druckentlastungsgraben hangseitig der L 205 konnte die

Grundbruchsausbreitung gestoppt werden. Bei entsprechenden Niederschlagsereignissen und Nachgleitungen in der Hangbewegung ist mit der Reaktivierung der Grundbrüche zu rechnen.

Durch Lastumlagerungen ausgelöste Grundbrüche gibt es auch in Tirol. Im Zuge von Erdbaumaßnahmen zur Adaptierung der Blauen Piste „Issentalkopf“ im Ehrwalder Schigebiet an die Fahrmöglichkeiten für schwächere Schifahrer, sind im Sommer 2016 flächige Grundbrüche in der tonig-schluffig-torfigen Verfüllung einer randglazialen Schurfmulde ausgelöst worden. Bereits Abträge bis 2 m Höhe und Aufschüttungen bis 3 m Höhe haben in Verbindung mit starken Regenfällen breite Zerrisse, Abkriechbewegungen bis 2 m / Tag und Fußauswölbungen bis 3 m Höhe mit Ausdrückung von Bäumen, bestehenden Leitungen und Dränrippen geführt. Die Stabilisierung der letztlich bis 6 m hohen Aufschüttungen wurde durch den Einbau von schweren Dränstützkeilen aus Felsbruchmaterial im Stirnbereich der Grundbruchbewegung, den Einbau eines engen Netzes von tiefgründigen in Geogitter gehüllten Drainagepackungen aus Dränkies und Felsbruchmaterial, die Verringerung der ursprünglich geplanten Schütthöhen und eine längerdauernde Trockenzeit erreicht. Von den Grundbruchsbewegungen waren knapp 1 ha Fläche und ca. 40.000 m³ Masse betroffen. Die Grundbrüche und Kriechbewegungen sind seit dem Herbst 2016 völlig zur Ruhe gekommen.

Über ein ebenfalls durch (winzige) menschliche Lastumlagerungen verursachtes Grundbruchsgroßereignis außerhalb der Alpen im Jahre 1978 im Tronheimfjord berichtet ein Ausschnitt aus einem vom Norwegischen Geologischen Dienst zusammengestellten Video. Dieses Großereignis ist auf die besonderen Eigenschaften von postglazial abgesetzter Quicktonen zurückzuführen.

Erdfall Bürserberg (2016): Lokalisierung von Stellen mit potenzieller Dolineneinsturzgefährdung mit seismischen Verfahren

Walter Frei

GeoExpert AG, Tannenstrasse 93, CH-8424 Embrach, w.frei@geoexpert.ch

Abstract

A major sinkhole collapse completely destroyed a three story building in October 2016 at the locality of Matin in the western Austrian Federal State of Vorarlberg. The geologic setting is affected by the typical pre-Alpine tectonic complexity of the Helvetic nappes. The objectives of a hybrid seismic survey commissioned by the local authorities were to map the depth of the limestone bedrock known to be interspersed with gypsum layers. The seismic survey of seven seismic transects with a total length of some 3'100 m also was expected to detect gypsum bodies, which, due to eluviation leaching processes, are feared to pose a potential threat to the stability of the subsurface at prospective building sites.

The high resolution refraction tomography and reflection seismic sections reveal structural features typically associated to the sinkhole collapse causing the destruction of the house, but also to possibly ongoing gypsum leaching processes at various other locations. Recommendations for pre-emptive geophysical surveys are given for potential real-estate promoters in the area investigated.

1. Geologische Situation im Erdfallgebiet

Im Gebiet der Gemeinde Bürserberg (Vorarlberg) belegen aufgrund der Geländemorphologie mehrere Dolineneinstürze die bekannte Gipsauslaugungsproblematik im Dorfteil Matin (s. Abb. 1).

Ein Erdfall im Oktober 2016 führte zu einem Totalschaden an einem grösseren Wohnhaus (s. Abb. 2), das abgebrochen werden musste.

In einer beim Erdfall durchgeführten 116 m tiefen Sondierbohrung (KB1) wurde ab einer Tiefe von 63 m neben Sand, Kies, Schluff und Ton auch Gips angetroffen.

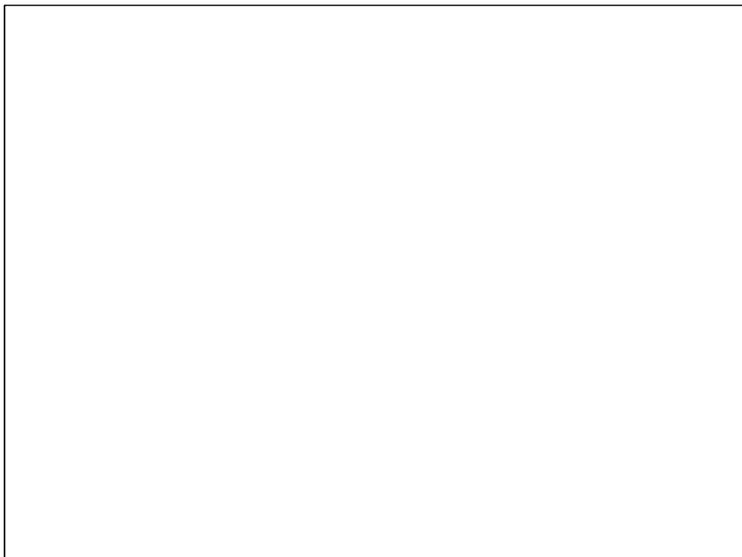


Abb. 1: Untersuchungsgebiet im Dorfteil Matin der Gemeinde Bürserberg



Abb. 2: Die Folgen des Erdalles waren Risse in sämtlichen Räumlichkeiten des Hauses, das abgebrochen werden musste.

Im August 2017 gab die Abteilung Wildbach- und Lawinverbauungen des Ministeriums für ein lebenswertes Österreich, Sektion Vorarlberg eine hybridseismische Erkundung in Auftrag. Die Messziele der Untersuchung im Umfang von sieben Messlinien von insgesamt 3'130 m Länge (s. **Abb. 3** Lageplan der seismischen Profile) waren die flächendeckende Bestimmung der Tiefenlage der Felsoberfläche sowie deren Gesteinsbeschaffenheit (Grad der Verwitterung/Auslaugung) und die Kartierung der Strukturen in der unmittelbaren Umgebung des Erdfalls. Nach Möglichkeit sollten auch charakteristische Strukturen identifiziert werden, die auf im Ablauf befindliche Dolinenbildungen, d.h. auf ein Erdfall-Gefährdungspotenzial, hinweisen können.

2 Zur seismischen Abbildung komplexer Untergrundstrukturen und die Identifizierung lithologischer Schichtgrenzen

Kompakte und zementierte Quartärablagerungen, wie Grundmoränen älterer Eiszeiten, weisen häufig eine höhere Gesteinsfestigkeit, und somit höhere seismische Geschwindigkeiten auf, als darunter liegender stark verwitterter und tektonisierter Kalkfels. Die lithologische Grenzfläche einer angewitterten Felsoberkante mit Lockergesteinseigenschaften ist deshalb seismisch nur annäherungsweise kartierbar.

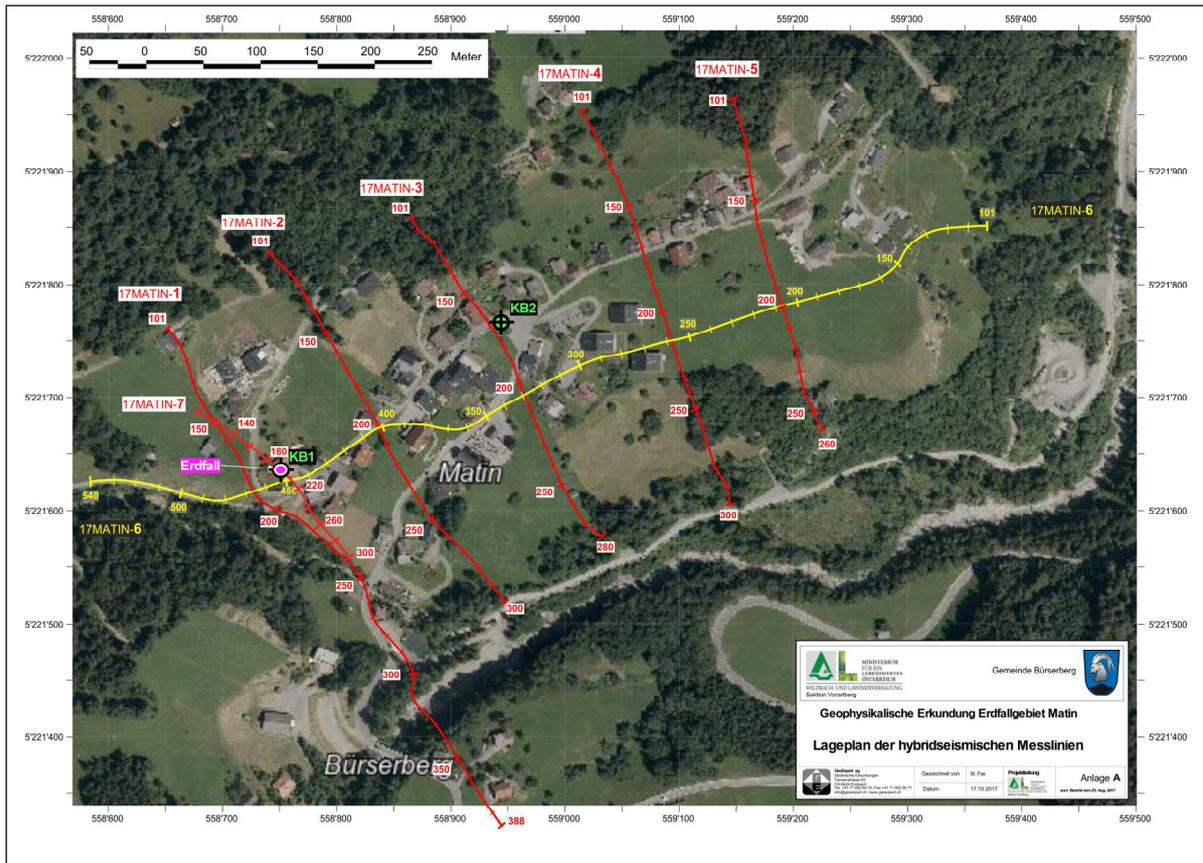


Abb. 3 Lageplan der seismischen Profile mit bezeichneter Stelle des Erdfalls und der Bohrung KB1 sowie der im Anschluss der seismischen Erkundung abgeteuften Bohrung KB2 auf dem Profil 3.

Die Iso-Geschwindigkeits-Konturlinie von **2'500 m/s** kann als Richtwert sowohl für den Verlauf und die Tiefenlage einer stark aufgelockerten Felsoberfläche einerseits und andererseits als auch als dichter gelagerte, verfestigte und standfeste Quartärablagerungen interpretiert werden (s. **Abb. 4**).

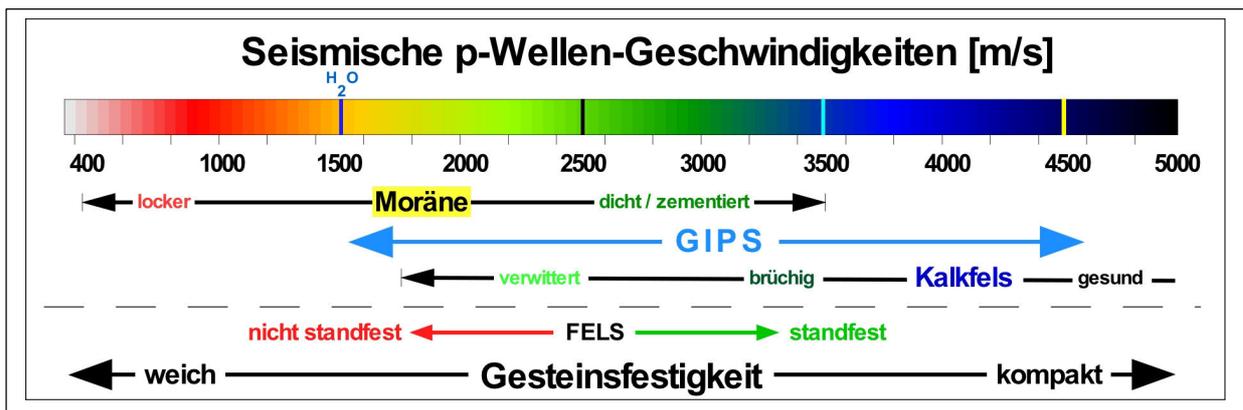


Abb. 4 Farbkodierung der seismischen Ausbreitungsgeschwindigkeiten im Untersuchungsgebiet

Die Werte für die seismischen Ausbreitungsgeschwindigkeiten in Gipsformationen betragen je nach Grad der Auslaugung zwischen **1'500 m/s** für stark ausgelagtes Gestein und **4'600 m/s** für ungestörten Gips.

Gaziale Ablagerungen weisen eine gleichermassen große Bandbreite von Geschwindigkeiten auf. Sie reichen von weniger als 800 m/s für locker gelagerte Kiese und Ton, und bis 3'500 m/s für hart gelagertes und zementiertes Grundmoränenmaterial (s. **Abb. 4**). Wegen der sich gegenseitig überlappenden Bandbreiten der seismischen Geschwindigkeiten verschiedener Lithologien fehlt das seismische Unterscheidungsmerkmal, d.h. der Geschwindigkeitskontrast an Formationsgrenzen, zur Identifizierung der Grenze von Gips sowohl zum Quartär wie auch zum Kalkfels-Wirtgestein. Eine detailgenaue seismische Abbildung von Gipsablagerungen unter komplexen glazialen Ablagerungsstrukturen, wie auch von Wechsellagerungen im tiefer liegenden Fels des Grundgebirges, ist mit geophysikalischen Verfahren im Lichte des kleinräumig stark tektonisierten Untersuchungsgebiets praktisch unmöglich.

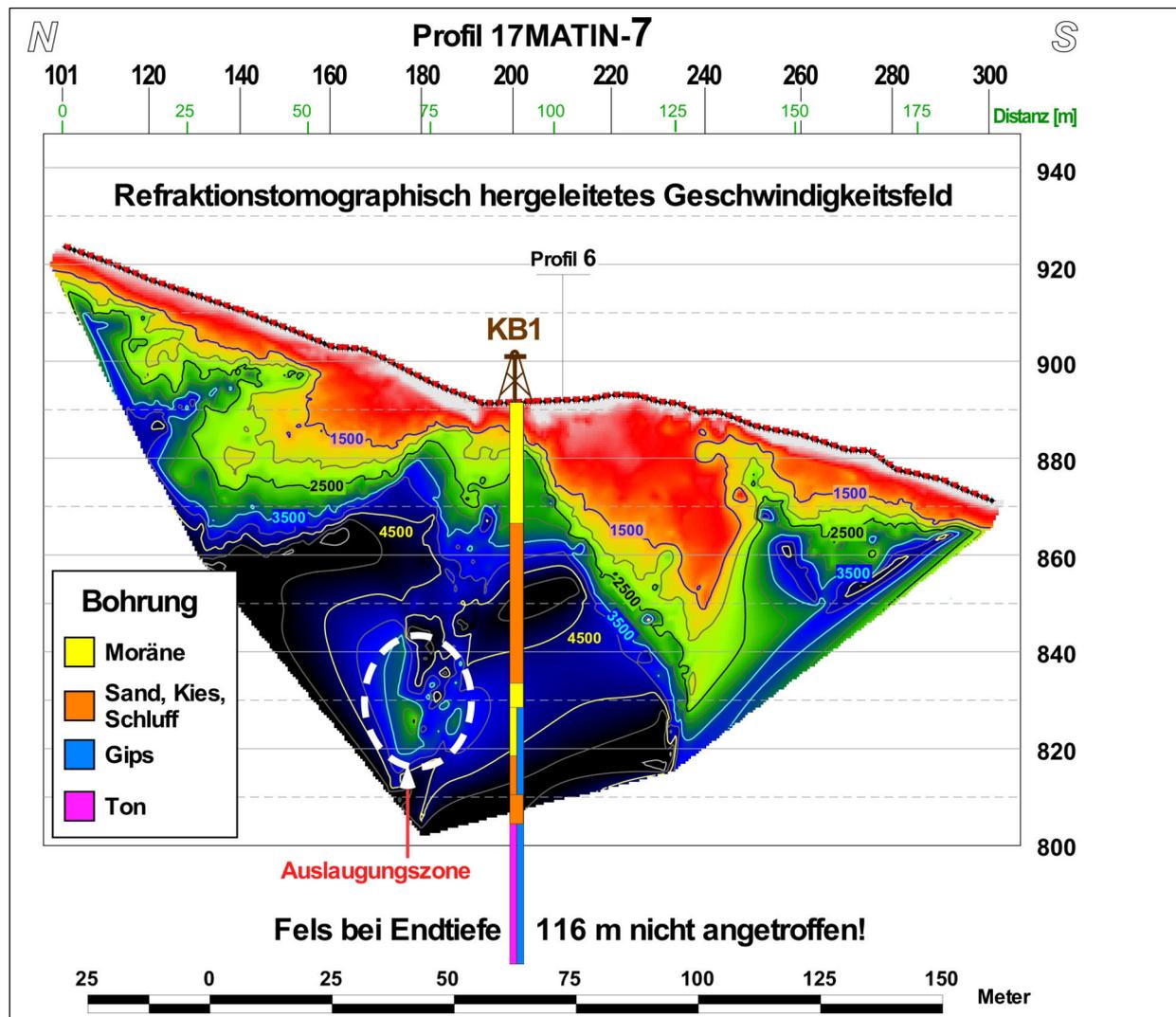


Abb. 5 Seismisches Geschwindigkeitsfeld vom Profil 17MATIN-7 analytisch, d.h. ohne iterative Modellierung abgeleitet. Wird oft verwendet als Initialmodell für weiterführende iterative Modellierungsverfahren. In Anbetracht der komplexen geologischen Verhältnisse hier sind letztere ungeeignet.

Vorteile des analytischen Initialmodells: Besseres Auflösungsvermögen bis in Tiefen von 40 m und grössere Erkundungstiefe

Nachteile: Zu hohe Geschwindigkeitswerte in grösseren Tiefen > 40 m.

Die komplexe Geologie widerspiegelt sich sowohl im Bohrprofil und im Geschwindigkeitsfeld der **Abb. 5** wie auch in den Strukturen des reflexionsseismischen Profils in **Abb. 6**.

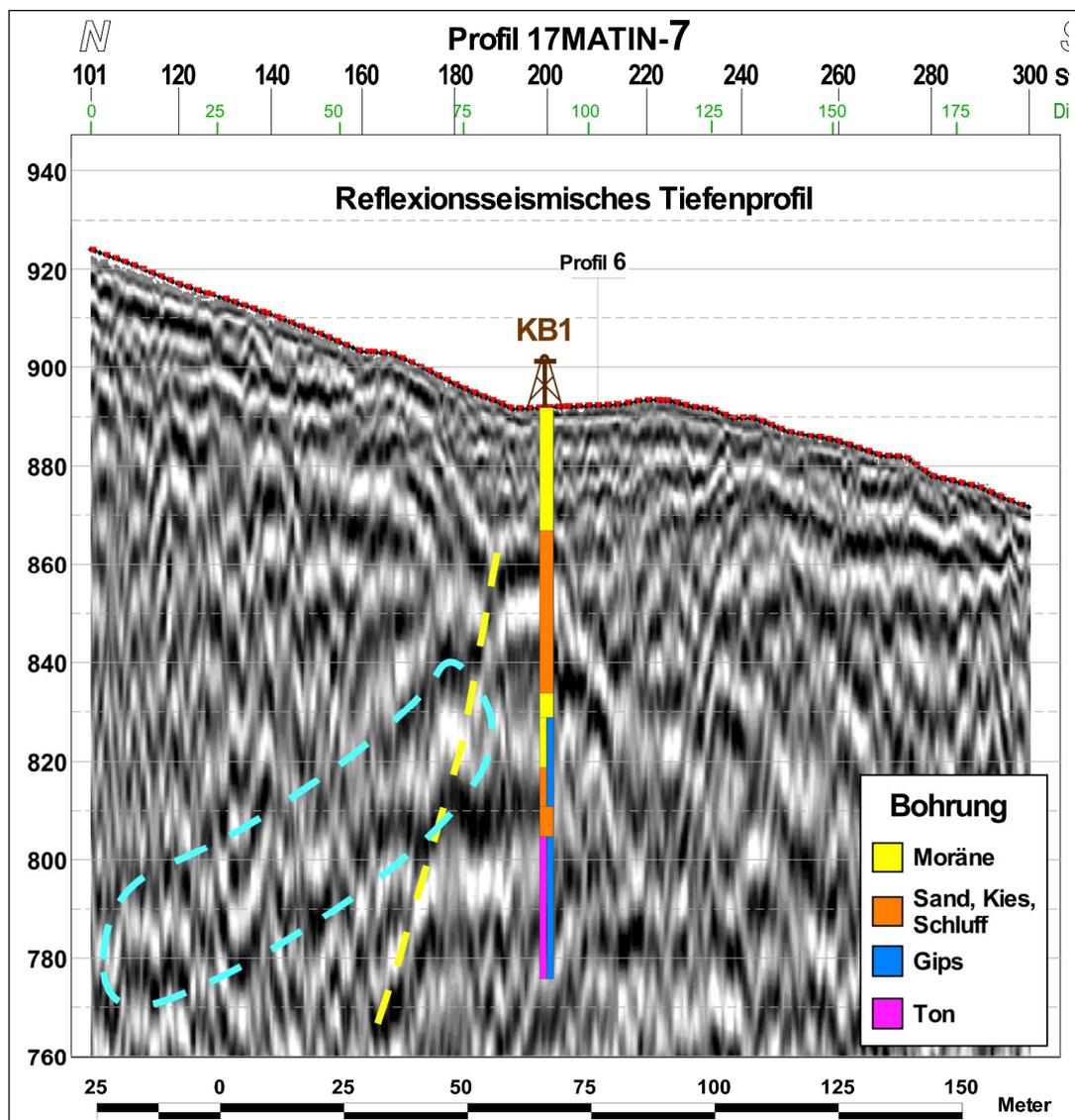


Abb. 6 Reflexionsseismisches Profil mit Hinweisen auf einen Bruch (gelb markiert) und eine wasserführende Struktur blau umrandeter Bereich.

In **Abb. 7** lassen sich in der hybridseismischen Abbildung die Hinweise, die in Verbindung zum Erdfall stehen, wie folgt zusammenfassen:

- Ein stark aufgelockerter Bereich oder Hohlraum, ist als Geschwindigkeitsanomalie im refraktionstomographischen Geschwindigkeitsfeld der **Abb. 5** erkennbar,
- Hinweise auf tektonisch vorgezeichnete Strukturen, die eine Wasserzufuhr zur Auslaugungszone begünstigen, sind reflexionsseismisch in **Abb. 6** dokumentiert.
- Reflexionsseismische Schlotbildungs- und Einsturzstrukturen oberhalb einer Auslaugungszone.

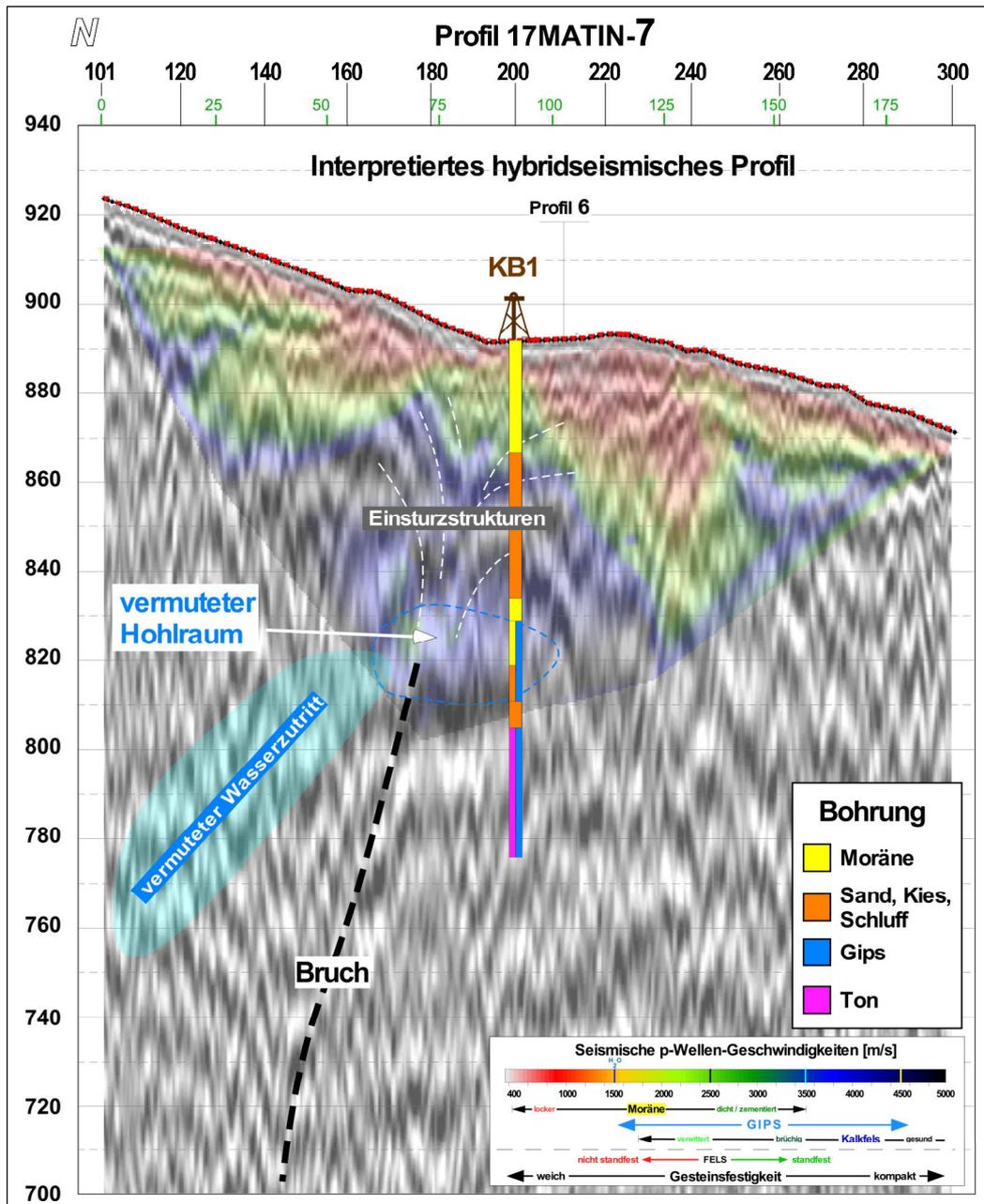


Abb. 7 Hybridseismisches Profil N° 7 mit Hinweisen auf den Erdfall: a) stark aufgelockerte Zone (**Abb. 5**) und b) postulierte Wasserzutritte via Bruch und durchlässige Formation (**Abb. 6**), sowie Schoteinsturzstrukturen

Abb. 8 vermittelt entlang des West-Ost Längsprofils 17MATIN-6 den ungefähren Verlauf der Felsoberkante und deren Eintiefungen. Diese sind entweder mit glazialen Ablagerungen oder mit Auslaugungs- oder Verwitterungsprodukten unterschiedlicher Konsistenz gefüllt.

Das Bohrprofil der im Anschluss an die seismische Erkundung abgeteufte Bohrung KB2 nahe dem Schnittpunkt der Profile 17MATIN-6 und 617MATIN-3 ist in den **Abb. 8** und **9** eingetragen. Gipshaltiger Fels wurde in einer Tiefe von 28 m angetroffen.

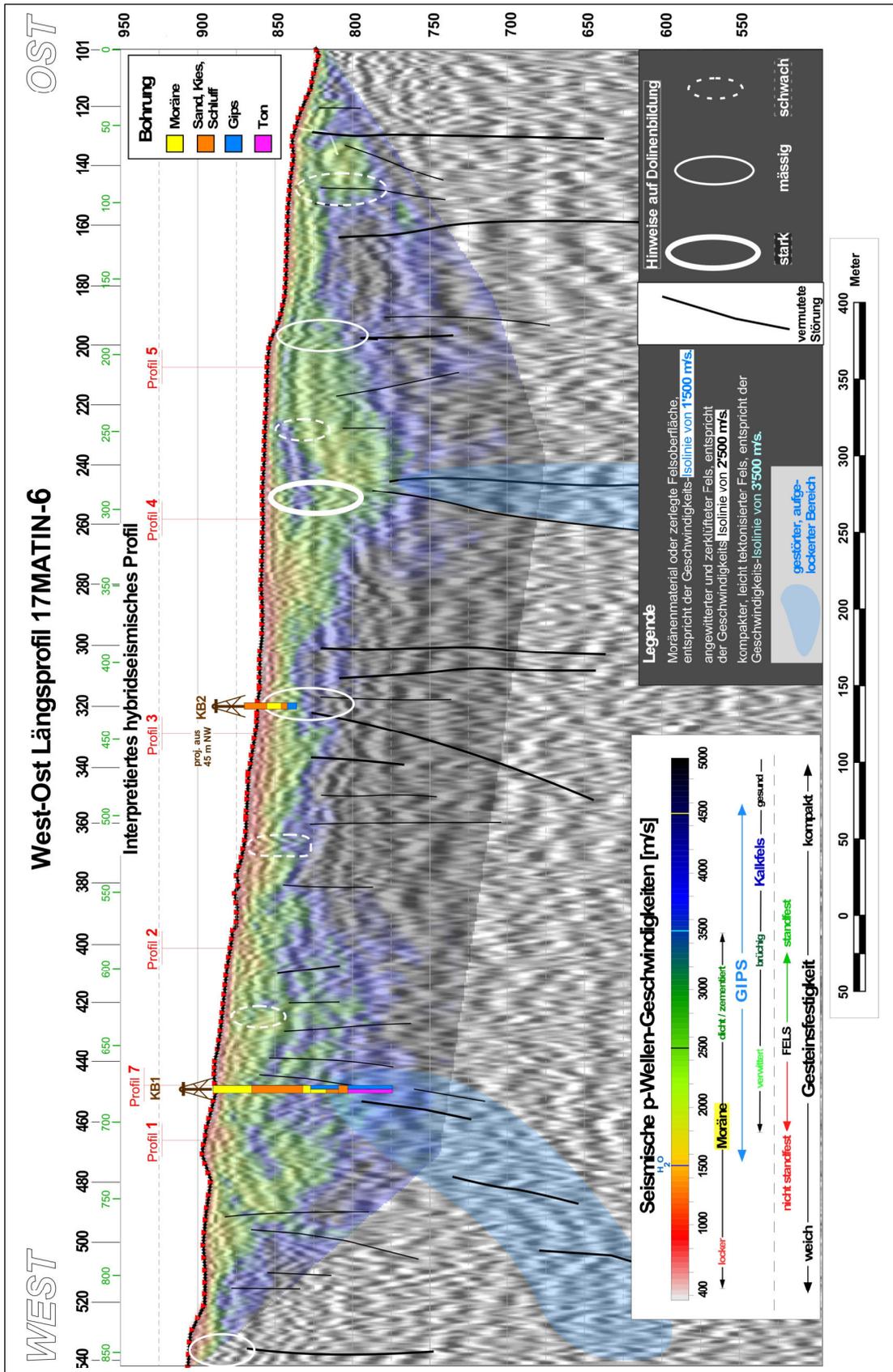


Abb. 8 Interpretierter hybridseismischer Längsschnitt mit Bohrprofilen KB1 und KB2 und postulierten Hinweisen auf mögliche Erdfallgefährdungen (weiss markierte Stellen).

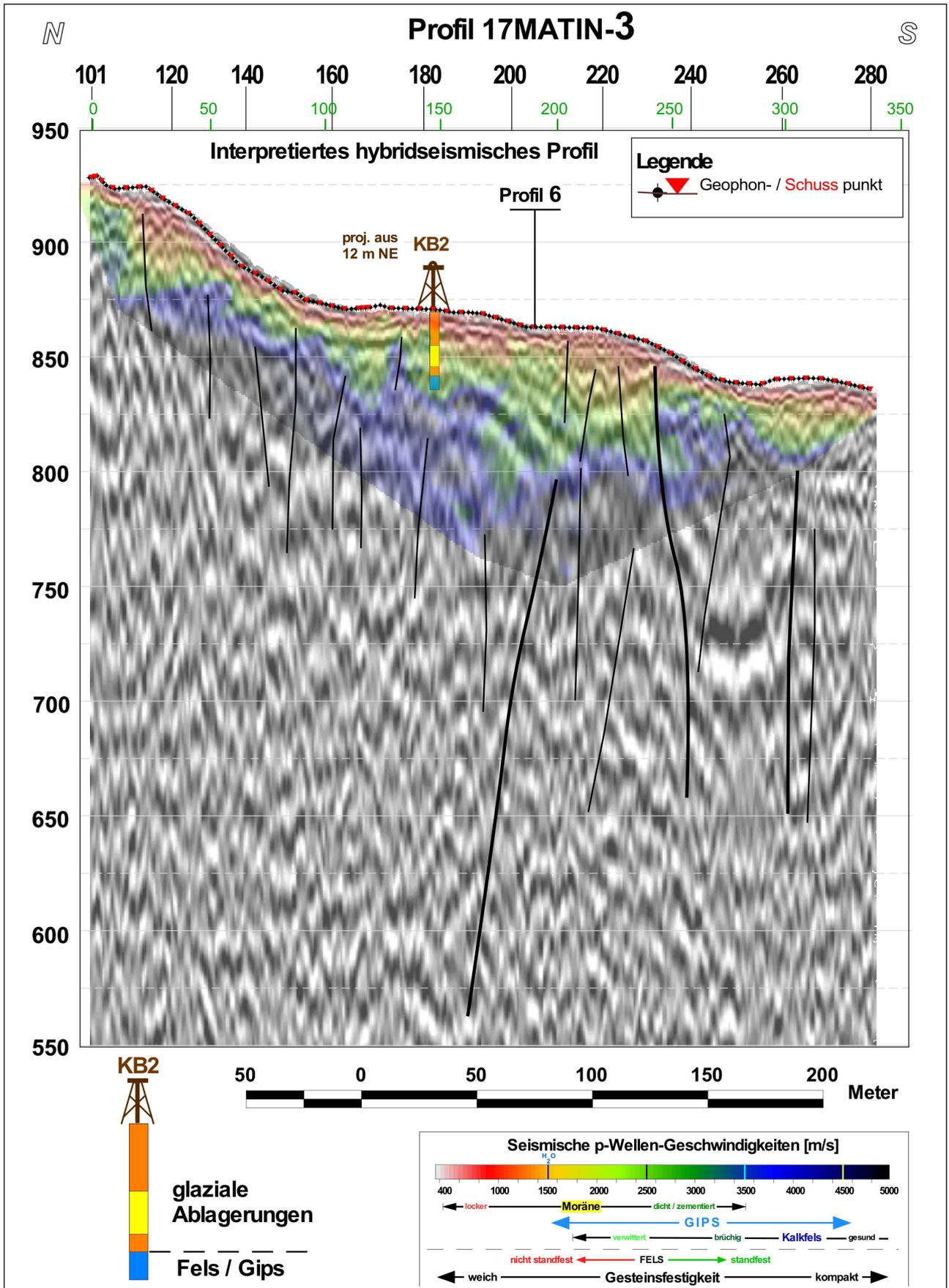


Abb. 9 Mit der Bohrung KB2 erbohrte Felstiefe bei 28 m auf dem Profil 3. Die seismische Ausbreitungsgeschwindigkeit des Felsgesteins am Bohrstandort beträgt hier ca. 3'000 m/s.

3 Seismisch dokumentierbare Faktoren sich bildender Hohlräume durch Gipsauslaugung

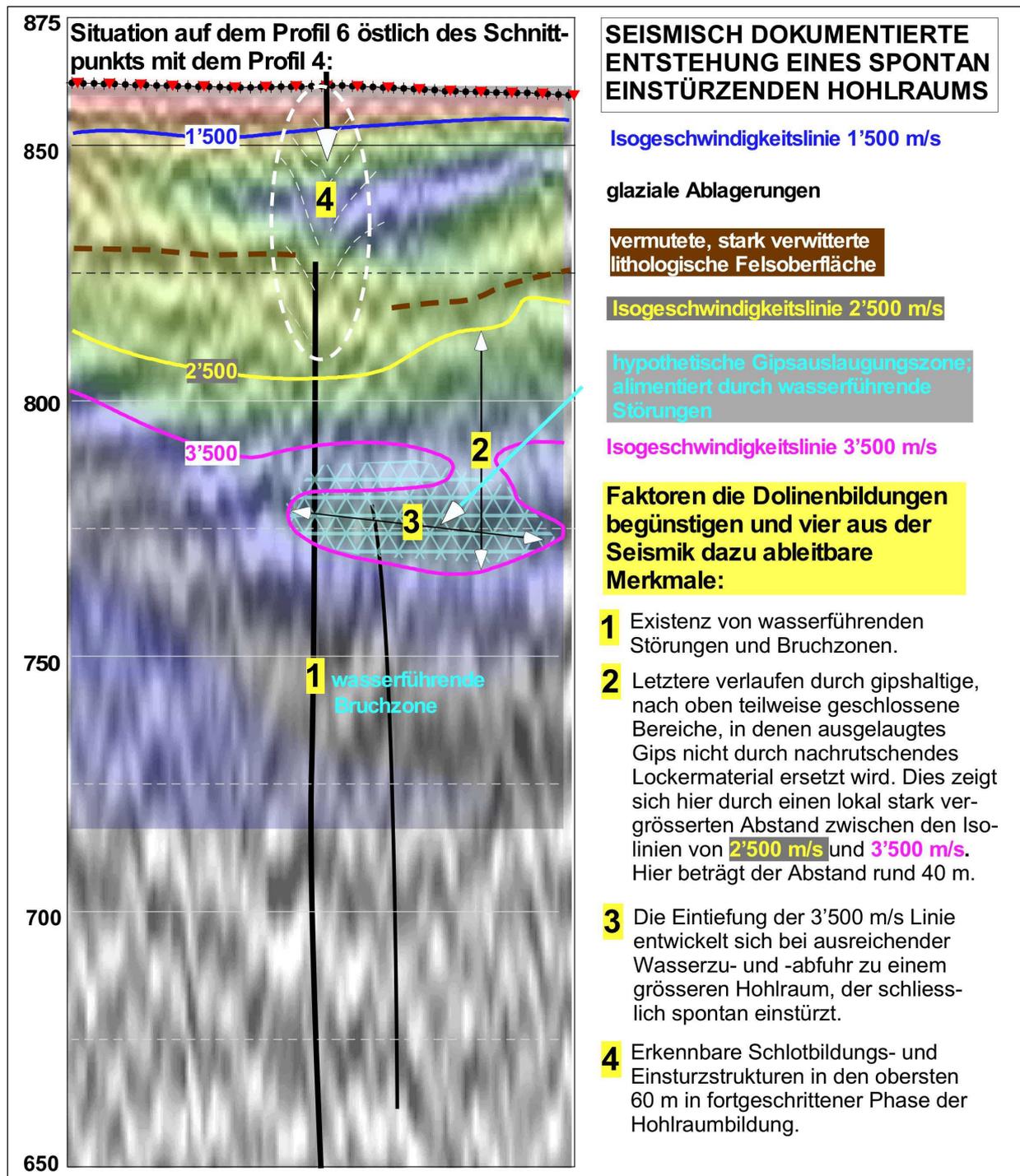


Abb. 10 Graphische Zusammenfassung der hybridseismischen Merkmale, die auf Auslaugungsprozesse mit nachfolgender Dolinenbildung hinweisen. Die hier abgebildete Musterdarstellung entspricht der vergrößert dargestellten Situation bei Station 250 auf dem Profil 6 der **Abb. 8**

Die in **Abb. 10** oben dargestellten vier seismischen Merkmale sind in ihrer Gesamtheit als **Warnungshinweis** auf eine Erdfallgefährdung auf dem Längsprofil N° 6 bei der Station 250 zu verstehen. Die gleichen Merkmale sind auch beim spontan erfolgten Erdfallereignis, wie in den **Abb. 5 bis 7**

beschrieben, zu beobachten. Zu beachten ist, dass auf dem **Profil 3** der **Abb. 9** praktisch keines dieser Merkmale vorhanden ist, obwohl in der Bohrung KB2 gipshaltiger Fels angetroffen wurde. Eine spontane grössere Einsturzgefährdung ist bei hier an der Felsoberfläche vorhandenen Gipsvorkommen deshalb nicht zu erwarten. Bei Gipsauslaugungsprozessen an der Felsoberfläche bilden sich keine Hohlräume, weil ausgelaugter und weggeschwemmter Gips laufend durch sich setzende glaziale Ablagerungen ersetzt wird. An der Erdoberfläche ist höchstens mit langsam ablaufenden Setzungserscheinungen und nicht mit größeren spontan **aufretenden** Erdfällen zu rechnen.

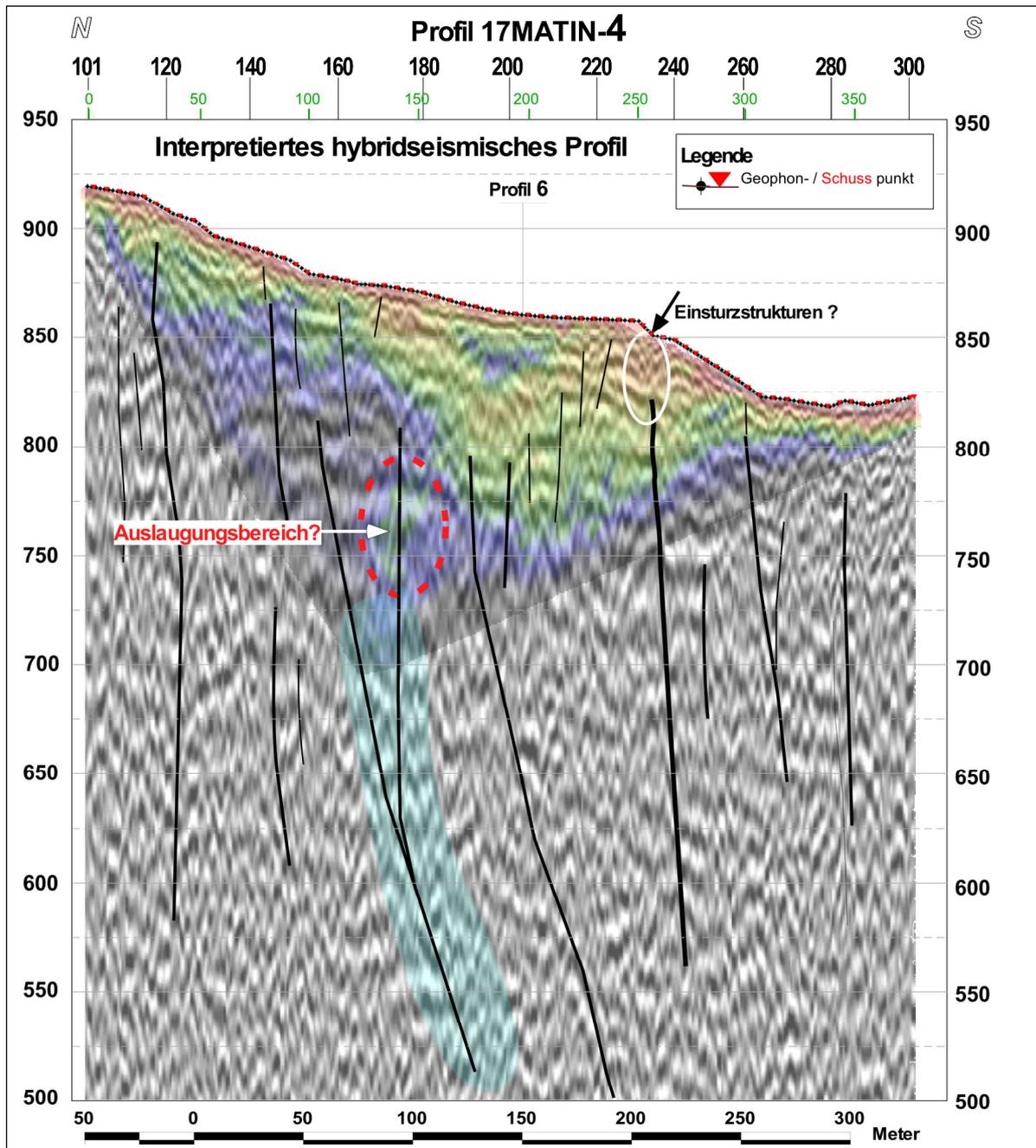


Abb. 11 Geschwindigkeitsanomalie mit postuliertem Wasserzutritt und oberflächennahe kleinräumige Setzungsstrukturen oberhalb eines steil einfallenden Bruchs auf dem Profil 4.

Die Voraussetzung zur Bildung ausreichend grosser Hohlräume für einen Erdfall ist somit nur in konsolidiertem gipshaltigem Felsgestein mit anfänglich tragfähiger Decke möglich. Diese verliert mit fortschreitender Auslaugung ihre Tragfähigkeit bis es zum spontanen Einsturz kommt.

Der Bestimmung des Verlaufs der 3'500 m/s Isolinie kommt die massgebende Bedeutung zu, dass sie solche isolierten Auslaugungsbereiche aufzuzeigen vermag (s. **Abb. 5, 10 und 12**).

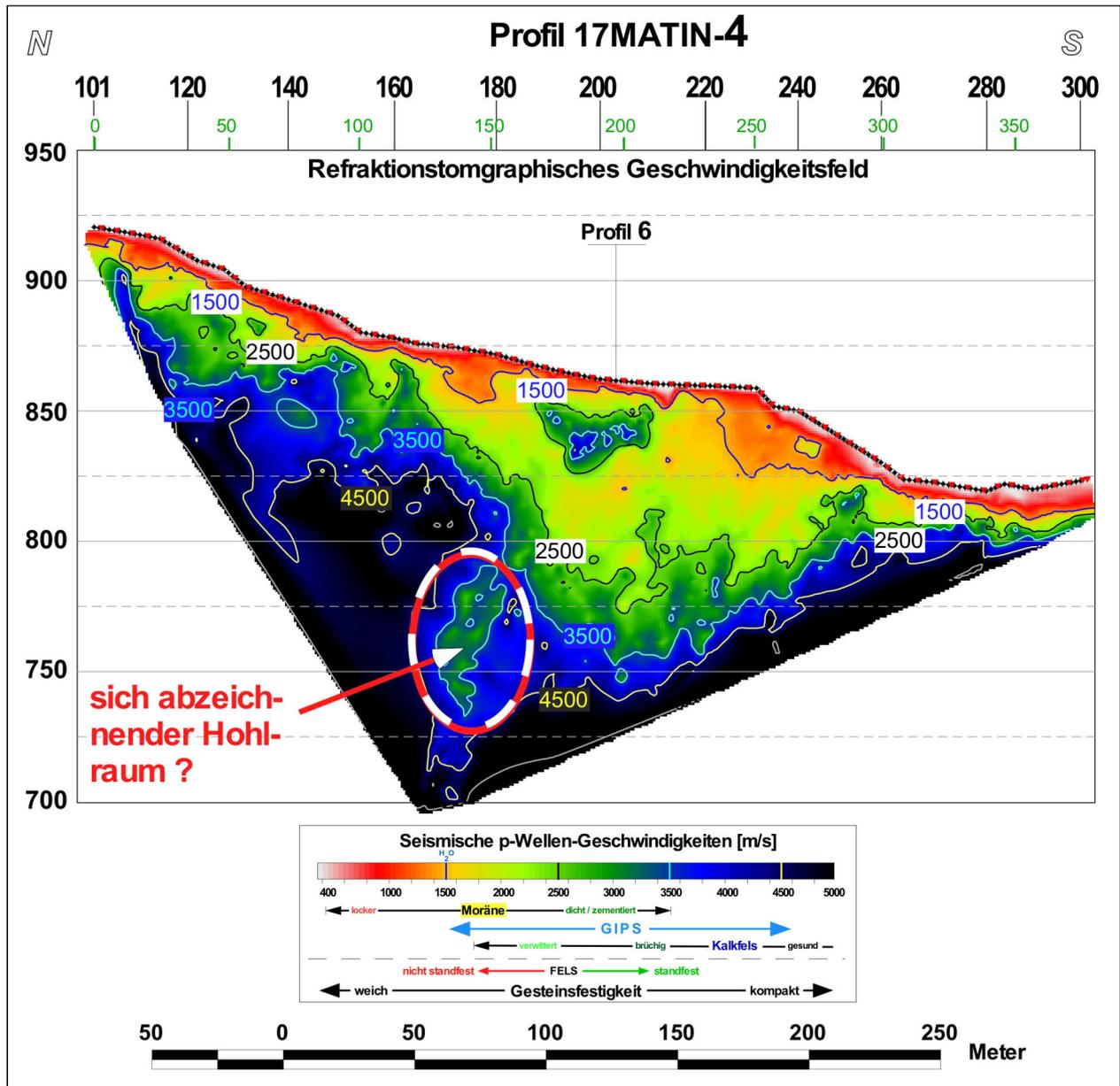


Abb. 12 Bildung der Schwächezone auf dem Profil 4 mit einer vertikalen Ausdehnung von mehr als 50 m.

4 Sinopsis einer flächendeckenden Einschätzung der Erdfallgefährdung

In **Abb. 13** unten sind neben dem erfolgten Erdfall auf dem Profil 7 zwei Stellen zu beachten, an denen deutliche Hinweise auf eine Erdfallgefährdung vorhanden sind. Die eine befindet sich auf dem Längsprofil 6 in **Abb. 8** und andererseits die auf dem Profil 4 in den **Abb. 11** und **12** dargestellten Situationen.

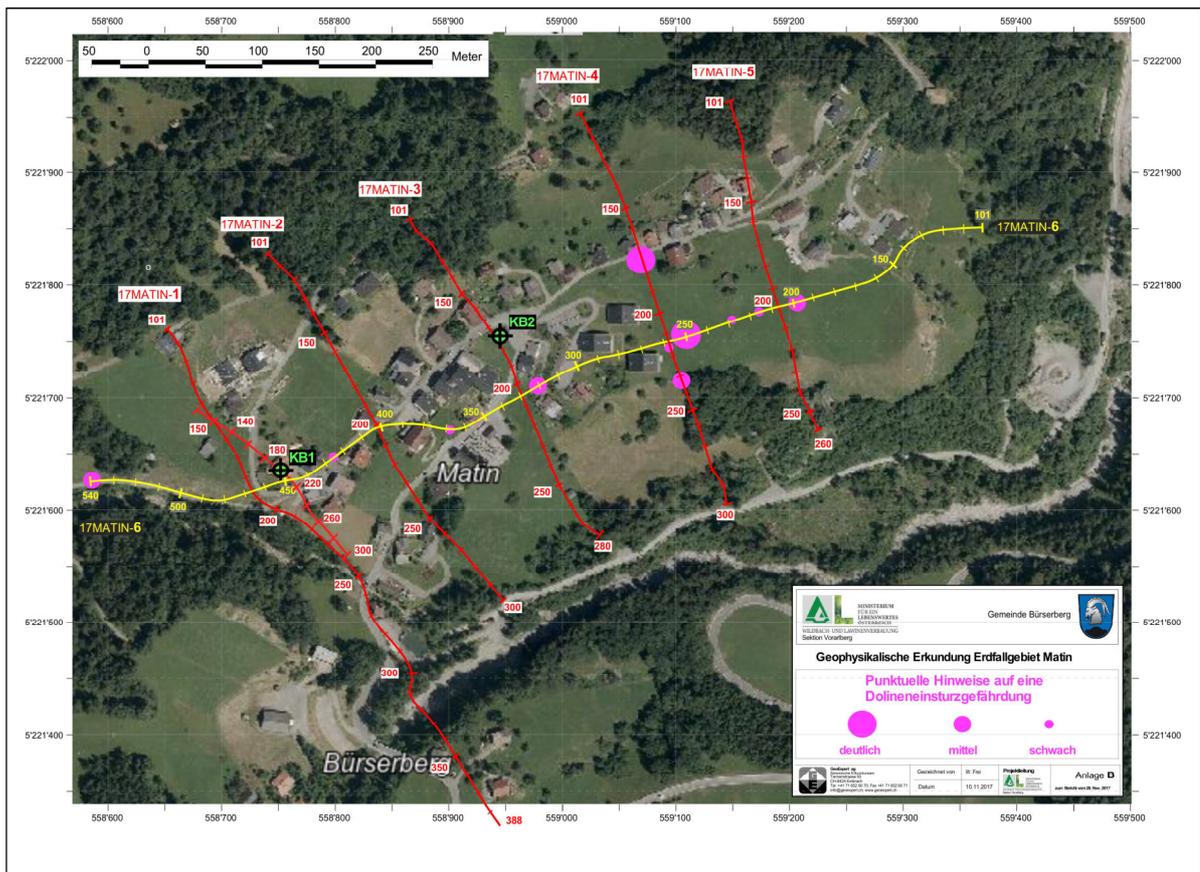


Abb. 13 Lokalitäten mit unterschiedlich starken Merkmalen einer Erdfallgefährdung.

Es ist methodisch bedingt, dass wie oben illustriert, solche deutlichen Hinweise auf aktive Auslaugungsbereiche seismisch leider nur dann erfasst werden, wenn diese sich in unmittelbarer Nähe zu einem seismischen Profil befinden.

Bei Bauvorhaben im Gebiet Matin empfiehlt sich deshalb eine vorgängige hybridseismische Erkundung der Untergrundstrukturen mit mindestens zwei sich innerhalb der Bauparzelle möglichst rechtwinklig schneidenden Seismikprofilen durchzuführen.

Die Kosten für eine solch flächige hochauflösende hybridseismische Erkundung mit vier Messlinien bei einer Parzelle von 50 m x 50 m sind wesentlich geringer als für eine 50 m tiefe Erkundungsbohrung, die lediglich punktuelle Information über den Aufbau des Untergrunds liefert.

Geoforum
Tirol präsentiert

Raiffeisenbank
Vorderes Ötztal



Gewitter

Die atmosphärischen Lawinen des Sommers



Dr. Karl Gabl

Österreichisches Kuratorium für alpine Sicherheit,
Meteorologe und Bergführer

Ein spannender Abend zum Thema Blitzschlag, Donner, Starkregen, Muren und Gewitterböen: Nicht nur ein Naturschauspiel, sondern eine ernste Bedrohung für Siedlungen und Alpinisten im Gebirge.

Donnerstag, 18. Oktober 2018

19:00 Uhr

Lärchensaal Niederthai

Eintritt frei!

Gewitter - Die atmosphärischen Lawinen des Sommers

Karl Gabl

Blitzschlag, Donner, Starkregen, Muren und Gewitterböen sind nicht nur ein Naturschauspiel, sondern eine ernstzunehmende Bedrohung für Siedlungen und die Alpinisten im Gebirge. Jährlich schlagen in Österreich fast 200.000 Blitze ein. Wie entsteht ein Gewitter? Kann man sich effektiv schützen? Sind Gewitter vorhersagbar?

Diese und weitere Fragen wird der Tiroler Meteorologe HR Prof. Dr. Karl Gabl in seinem Vortrag beim Geoforum Umhausen beantworten.

Aspekt des Klimawandels, die globale Gewitteraktivität und die Blitzhäufigkeit im Vergleich mit Tirol wird Karl Gabl in seinem Vortrag genauso thematisieren, wie die Voraussetzungen, unter denen sich Gewitter bilden und sich aus einer harmlosen Cumuluswolke eine Gewitterwolke (Cumulonimbus) entwickelt. Welche Wetterlagen begünstigen Gewitterbildungen? Lassen sich Gewitter mit Wetterradarsystemen detektieren? Und welche Auswirkungen hat starker Gewitterregen bspw. auf die Bildung von Muren?

„Niemand muss von einem Gewitter überrascht werden“, sagt Karl Gabl. In seinem Vortrag wird er eine Strategie vorstellen, mit der Bergwanderer und Canyoning-Sportler der Gefahr durch Gewitter zielführend aus dem Weg gehen können. Außerdem gibt Karl Gabl Tipps zum richtigen Verhalten bei einem aufziehenden Gewitter.

Verlauf der Paläoloisach im Außerfern – Ein Rekonstruktionsversuch

Christian Wolkersdorfer^{1,2,3}

¹Department of Environmental, Water and Earth Sciences, Tshwane University of Technology, Private Bag X680, Pretoria, 0001, Südafrika;

²Laboratory of Green Chemistry, Lappeenranta University of Technology, Sammonkatu 12, 50130 Mikkeli, Finnland;

³Weidach 16, 6632 Ehrwald/Tirol; E-Mail: christian@wolkersdorfer.info

Zusammenfassung

Mittels geomorphologischer Beschreibungen und hydrogeologischen Untersuchungen wird der Verlauf einer Paläoloisach (post-Bergsturz) im Bereich des nördlichen Fernpasses postuliert. Diese verlief in der Ortslage Biberwier auf der orographisch rechten Talseite in einem Randtälchen und wechselte im Ortsteil Rauth auf die orographisch linke Talseite. Eine Datierung ist derzeit nicht möglich; auf jeden Fall muss sie nach dem Fernpassbergsturz und vor der ersten Kartendarstellung des Gebiets bestanden haben.

Abstract

Using geomorphological and hydrogeological methods a post-rockslide Paleaoloisach in the northern branch of the Fernpass rockslide is postulated. This Paleaoloisach must have flown on the orographic right side of the valley and changed to the left side at Biberwier's suburb Rauth. With the methods used it is not possible to date this Paleaoloisach but it must have existed before the first maps of the area.

Einleitung

Dies sind ein erster Versuch, und eine Diskussionsbasis, den Verlauf einer Paläoloisach im südlichen Außerfern zu beschreiben. Bisher sind dem Verfasser keine Publikationen bekannt, die sich mit einer Paläoloisach befasst hätten, oder die sich der hydrologischen Verhältnisse des Gewässers im Außerfern angenommen hätten. Für den Bayerischen Teil der Loisach hingegen stehen zahlreiche Untersuchungen über die post- und präglaziale Loisach, deren Sedimente und deren Paläoverlauf zur Verfügung (z.B. Frank 1979; Knauer 1952; Wrobel 1970). In den einzigen Arbeiten, die sich mit den hydrologischen oder hydrogeologischen Verhältnissen im Außerferner Teil der Loisach auseinandersetzen, ist keine detaillierte Beschreibung der Gewässer oder dessen Verlaufs enthalten (Köhler 1986; Köhler and Lumasegger 1992; Schuch 1981). Der Begriff Paläoloisach wird hier gewählt, um diese von der in Bayern beschriebenen Urloisach zu unterscheiden. Dabei handelt es sich um einen interglazialen Flusslauf (Krause 2001), der zuerst von Knauer (1952) beschrieben wurde und die Meyer und Schmidt-Kaler (2018) näher untersuchten. Da der Fernpassbergsturz postglazial erfolgte (Prager et al. 2006), muss das Alter der hier beschriebenen Paläoloisach jünger sein als das der Urloisach in Bayern, womit sich der Name Paläoloisach gegenüber dem der Urloisach ergibt, um Verwechslungen zu vermeiden. Unter Paläoloisach sei hier allerdings nicht ein potentieller Verlauf der Loisach vor dem Fernpassbergsturz verstanden (Prä-Loisach) – detaillierte Forschungen dazu stehen bisher aus, obgleich immer wieder eine Entwässerung der Loisach nach Süden, ins Inntal hinein, diskutiert wird (z.B. Abele and Maier 1975; Penck and Brückner 1901).

Beim vorläufigen Arbeitsgebiet handelt es sich um den Bereich zwischen die heute als Loisachquellen bezeichnete Region westlich von Biberwier und dem Eintritt der Loisach in das Ehrwalder Becken („Lermooser Moos“; Abb. 1). Im Ehrwalder Becken selbst ist der Verlauf der Loisach seit dem Ende des 19. Jahrhunderts stark anthropogen verändert (Haudek 1991; Moser 2004) und seit 2014 sind die dortigen Altarme der Loisach instandgesetzter Teil des „Naturschutzgebietes Ehrwalder Becken“, das seit 1991 Naturschutzgebiet ist (Amt der Tiroler Landesregierung).

Methoden

Bei hydrogeologischen Untersuchungen zwischen den Loisachquellen und dem Ortsausgang von Biberwier ließen sich mehrere Trockentäler identifizieren, die einen anderen als den heutigen Verlauf der Loisach nach dem Fernpassbergsturz nahelegen. Für die Untersuchung kamen die geologische Karte 1:50 000 (GEOFAST 116 – Telfs, Ausgabe 2011/04), LADAR-Daten (TirisMaps), historische Karten (Tiris Historische Karten Tirol), Kernbohrungen und hydrogeochemischen Untersuchungen (Hauptionen und Spurenelemente) zum Einsatz. Außerdem wurden die Aussagen der Einheimischen in Biberwier herangezogen, die sich auf die Loisach oder den Dorfbach beziehen.

Der Name Loisach

Nicht immer lagen die Quellen der „Loisach“ am Fernpass. Vielmehr wandelte sich die Bezeichnung des Flusses im Laufe der Jahrhunderte (Tab. 1), und noch bei Weber (1837) heißt es: „Der Ursprung dieses grösstentheils baierischen Flusses findet man bei Lähn, die übrigen Zuflüsse von allen Bergen nieder, die bei Ehrwald gesammelt, unter der Ehrwalderschanze, nordwärts abfallend, aus dem Lande treten, und nach einem meist nordöstlichen Laufe von 8 ½ Meilen bei Wolfratshausen in die Isar fallen“ und gleichlautend schreibt Borne (1881): „Die Loisach entspringt in Tyrol zwischen Reutte und Lermoos im Zwischenthoren, fließt in den Kalkalpen über Lermoos und Garmisch, tritt bei Eschenlohe in Eocänschichten, durchfließt hier den Kochelsee, in dessen nordöstlicher Fortsetzung den sumpfigen Rohrsee und das diese Seen umschliessende Haselmoos, und tritt bei Rain in das Schwäbisch-Bayerische Plateau“. Auch Müller (1905) schreibt 24 Jahre später: „Hinter der Klause zieht die Straße in dem hochgelegenen reichlich mit Schutt bedeckten Hinterthorntale über Heiterwang (991 m) und Bichelbach bis zu dem oft von Lawinen heimgesuchten Lähn, einem Ort unweit der Loisachquelle, und senkt sich dann nach Lermoos (989 m) in das oberste Talbecken dieses Flusses, das wohl heute reichlich mit Schutt gefüllt ist, dessen Moorgründe aber auf die frühere Wasserbedeckung des auffallend großen Kessels deutlich genug hindeuten“.

Tab. 1: Historische Namen der heute als Loisach und Lussbach bezeichneten Fließgewässer in historischen Karten Tirols.

Year	Loisach	Lussbach	Reference
1561	– Fons Loyse ²	–	Lazius 1561
1573	– Loÿsa fluss ²	–	Ortelius 1573
1595	Loik, fons Loisa Fluss ²	–	Bertellus 1595
1604	– Loÿsa fluss ²	–	Warmund Ygl 1604
1654	Loÿsa fluss	–	Sanson 1654
1760	Achen Bach Laysach (Loysach Bach)	Rigl Bach	Anich & Hueber
1765	Achen-Bach ³	–	Peter Anich
1798	–	Loysach	Bacler d'Albe
1810	Aach Bach	Loisach Bach	'1. Landesaufnahme'
1861	Louisach Bach	Riegel Bach	Kulturen-Skelett
1870	– Ach Loisach	Riegl Bach	'2. Landesaufnahme'
1872	–	Loisach Bach	
1881	–	Loisach	Borne 1881
19 th century	–	Lauchwaldbach, Loisach, Lus	Moser 1932
19 th century	– Loisach ⁴	–	Spezialkarte 1:75.000
1904	Achen Bach Loÿsach Bach		'Straßenkarte'
2015	Schmittebach Loisach ¹	Rigtalbach Lussbach ⁵	Katastermappe
2016	Loisach (Feuer-Bach) Kleine Ach (Loisach) ¹	Rigetel-Bach Luss-Bach ⁵	AV-Karte 4/1 digital
2018	Loisach (2-6-26)	Lussbach (2-6-26-4)	Tiris

¹oberstromig | unterstromig Schmitte; ²exakter Verlauf nicht eindeutig; ³oberstromig des Zusammenflusses mit dem Lussbach; ⁴oberstromig | unterstromig des Zusammenflusses mit dem Lussbach; ⁵oberstromig | unterstromig Gries

Daraus folgt, dass das heute durch Lermoos fließende, als Lussbach bezeichnete Gewässer einst den Namen Loisach trug und südlich Lähn seine Quelle hatte. Folgt man der allgemein üblichen Benennung von Flüssen und Quellen, ist dort tatsächlich die Quelle der Loisach zu suchen, denn der Ursprung eines Fließgewässers ist üblicherweise an der von der Mündung am weitesten entfernten Stelle. Von der Einmündung des Lussbachs in die Loisach bis zur Quelle des Lussbachs sind es etwa 7,7 km und von dieser Einmündung bis zur Loisachquelle nur etwa 6 km. Korrekterweise müsste daher die Loisachquelle im Riege-Tal bei Lähn zu verorten sein. Gemäß dem Wasserbuch (QU70803002) liegt „[die] Quelfassung der Loisachquelle [...] ca. 650 m westlich des Wasserbehälters der Brünnenquelle und ca. 800 m östlich des Mittersees. Sie entspringt am Fuße eines von West nach Ost geneigten bewaldeten Steilhanges, ca. 80 m westlich führt ein Wandersteig Richtung Mittersee vorbei“ auf dem Grundstück 1908/2 Gemeinde

70803 Biberwier Katastergemeinde 86003 Biberwier (Rechtswert: 40456,75 Hochwert: 248193,22 Meridian: M28 Höhe: 1061,21), GK100009.

Welche Gründe dazu führten, dass die „Loisachquellen“ heute südwestlich von Biberwier liegen, und ab wann sich der Name allgemein durchsetzte, ließ sich bislang nicht eruieren.

Ergebnisse und Diskussion

Heutiger Verlauf der Loisach und des Dorfbachs

Eine Loisachquelle *sensu stricto* lässt sich nicht lokalisieren, vielmehr wäre es korrekt von einem Quellgebiet zu sprechen, das sich südwestlich von Biberwier befindet. Es umfasst von der Trinkwasserfassung der Gemeinde Biberwier bis zur Stempelstelle „Loisachquelle“ auf einer Länge von 300 bis 400 m eine Vielzahl kleinerer und größerer Quellaustritte.

Von Quellgebiet auf 1061 müA (Meter über Adria) ausgehend verläuft die Loisach zunächst 530 m in nordöstlicher Richtung über Material des Fernpassbergsturzes und Till, bis sie auf den Steilabfall der Weißwand trifft (Hauptdolomit) und diesem 350 m folgend in östliche Richtung umknickt. Kurz vor dem Sportplatz Biberwier ändert sie 400 m lang ihren Verlauf in Richtung Südosten, und nachdem sie zwischen 2 Tomas und unter der Fernpassstraße (B179) durchgeflossen ist auf 170 m Richtung Nordosten. Das Gebiet um den Sportplatz (ehemals Falte-Moos) besteht unter anderem aus Ausbruchsmaterial aus dem Lermooser Tunnel (Anonymus 1981), was den Verdacht nahelegen würde, dass die Loisach im Zuge der Baumaßnahmen umgeleitet worden war. Die ist jedoch nicht der Fall, wie sich aus den historischen Karten ergibt. Vielmehr hatte die Loisach auch vor dem Bau der Fernpassstraße annähernd den gleichen Verlauf wie heute (Abb. 1 und Abb. 2). Abele (1964) kartiert an dieser Stelle eine „Verlandungszone“ sowie „Mur- oder Schwemmkegel“ und auf der Katastermappe von 1856 zieht von den Weißwänden ein Bach hinab, der nahe der heutigen Unterführung in die Loisach mündete.

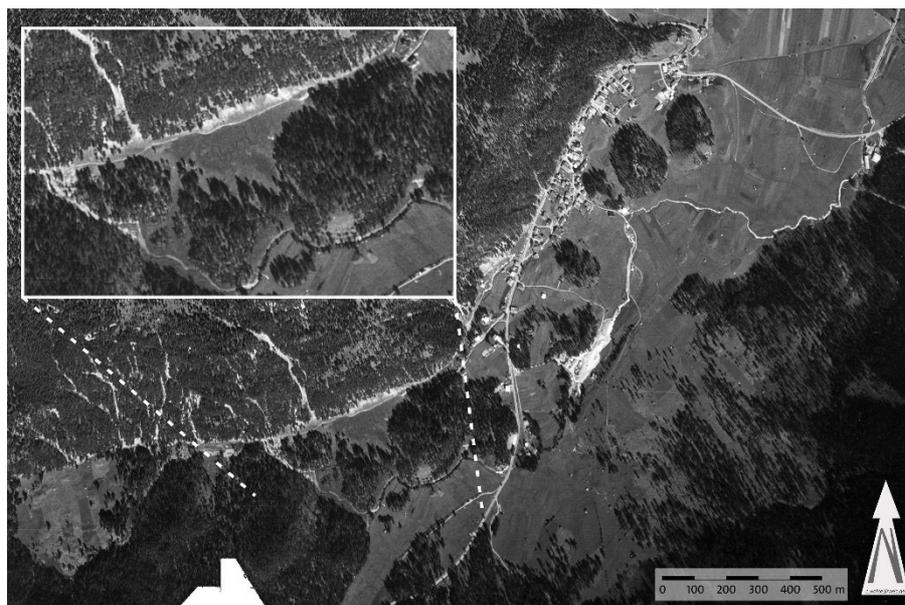


Abb. 1: Britisches Luftbild Biberwier vom August 1953 mit Bildeinsatz „Fußballplatz“. Durch die Lichtverhältnisse tritt der Verlauf der Loisach deutlich hervor (NCAP_JARIC_ASM_0070_AM S_13343). Im Bildeinsatz sind die Vernässungszone und die von den Weißwänden herunterziehende Rinne erkennbar.

Dem Toma Sonnbihl (ehemals Narrenbihl) umfließt die Loisach nun südlich auf einer Länge von 260 m, um dann für 170 m nach Südwesten bis zur L391 auf (1019 müA) abzuknicken. Auf diesen 1880 m ab dem Quellgebiet besitzt die Loisach ein Gefälle von 22,3 ‰.

Von dort fließt die Loisach nun auf einer Strecke von 190 m über eine Geländestufe und legt dabei einen Höhenunterschied von 15 m zurück (1005 müA), was einem Gefälle von 78,9 ‰ entspricht. Höhenmäßig entspricht dies der Quelle des Dorfbachs auf Grundstück 157/9, südlich Hausnummer Im Tal 15.

An dieser Geländestufe ist deutlich die rückschreitende Erosion der Loisach zu erkennen, der jedoch durch den Straßenbau Einhalt geboten wurde.

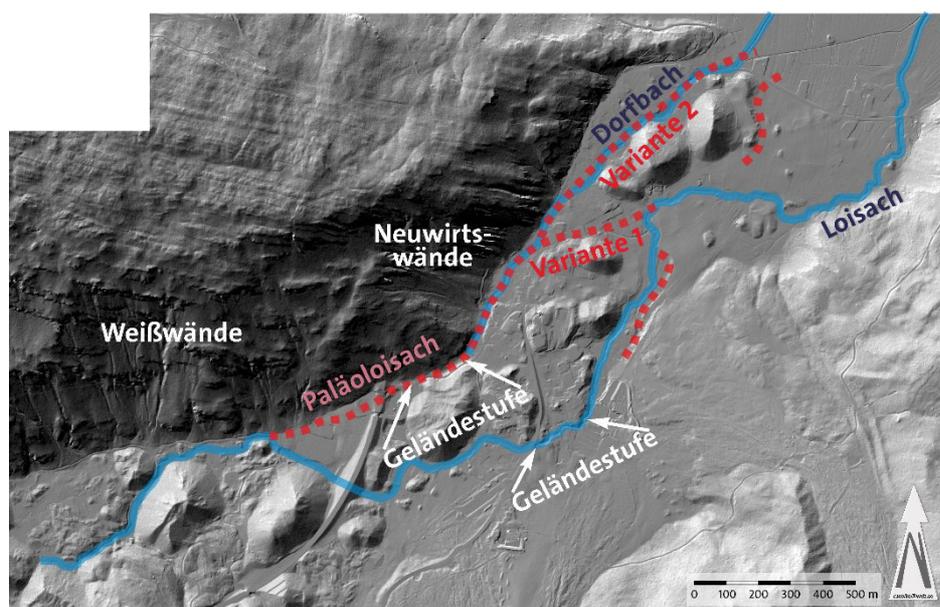


Abb. 2: Loisach und Dorfbach südwestlich von Biberwier sowie prognostizierter Verlauf der Paläoloisach mit Variante 1 und 2 (veränderte Tiris Lidar data).

Ab dieser Stelle fließt die Loisach für 780 m östlich an mehreren Tomahügeln vorbei in nördliche Richtung. An den Flanken im Schwemm- und Murenkegel ist abzulesen, dass der Fluss im Lauf der Zeit sein Bett um etwa 70 m nach Westen verlegt hat. Zwischen dem Campingplatz und dem Gebäude Mühlsteig 8 gibt es Prallhänge und ein Trockental, aus dem zahlreiche kleinere Quellen austreten und die dortigen Fischteiche mit Wasser versorgen.

Im Bereich Rauth trifft die Loisach auf einen querstehenden Toma (Scheibenbühl laut Josephinischer Landesaufnahme) und ändert ihren Lauf für 600 m in Richtung Osten, um dann in nördlicher Richtung bei 967 müA in das Ehrwalder Moos einzutreten. Bis dorthin hat die Loisach vom Ausgang der Geländestufe bis zur Verbindungsstraße nach Ehrwald 1780 m und einen Höhenunterschied von 38 m zurückgelegt, was einem Gefälle von 21,3 ‰ entspricht und etwa identisch mit dem oberhalb der Geländestufe ist.

Einen einfacheren Verlauf weist der westlich der Loisach verlaufende Dorfbach auf. Er entspringt am Auslauf eines Trockentales südlich des Anwesens Im Tal 15 auf einer Geländehöhe von 1005 müA, am nördlichen Abhang des Narrenbichls. Von dort fließt der Dorfbach auf 1377 m Länge in nordöstlicher

Richtung, bis er auf 968 müA die Ebene des Ehrwalder Mooses erreicht. Daraus errechnet sich ein Gefälle von 26,9 ‰. Hydrochemisch unterscheidet sich das Wasser der Quelle deutlich vom Wasser der Loisach; erst ab dem Hotel Halali zeigen die Auswertungen eines Tracertests und hydrochemische Berechnungen einen Einfluss von Loisachwasser, das dem Dorfbach unterirdisch zuströmt.

Auf fast der gesamten Strecke liegt das Bett der Loisach entweder in den Lockerablagerungen des Fernpassbergsturzes oder in Schwämm- und Murkegeln (21 – 22 ‰ Gefälle). Nur zwischen dem Narrenbichl und dem Elektrizitätswerk hat sich der Fluss in härtere Gesteine des Bergsturzes eingegraben (79 ‰ Gefälle). Insgesamt beträgt das Gefälle vom Quellgebiet bis zur Straße nach Ehrwald 24 ‰. Der Dorfbach fließt fast ausschließlich in einem kleinen Tälchen zwischen den Ablagerungen des Fernpaßbergsturzes und dem anstehenden Hauptdolomit und Plattenkalk. Sein Gefälle ist mit 27 ‰ in der gleichen Größenordnung wie das Gesamtgefälle der Loisach.

Auffallende Änderungen des Bachverlaufs

Im Verlauf der Loisach fallen zwei Charakteristika auf: der Fluss knickt einmal vor einem Murkegel nahe dem Sportplatz abrupt nach Südosten ab und wenige hundert Meter in dem gedachten weiteren Verlauf findet sich ein Trockental, das dem vorherigen Verlauf entspricht und nach etwa 500 m den Verlauf des Dorfbaches vorzeichnet. Wie bei der Geländestufe der Loisach an der L391 fällt das Trockental auf weniger als hundert Metern von 1020 auf 1005 müA ab. Schuch (1981) hat dort bis 1002 müA eine 18 m mächtige Ton-Schluff-Abfolge erbohrt (Bohrung 1), die er als dünnen Gehängeschutt über Grundmoräne deutet. Die Schluff- und Sandlagen könnten glaziofluviale Ablagerungen, Murablagerungen sowie Ablagerungen des Fernpassbergsturzes darstellen. Das Grundwasser stand bei 1017 müA. Weitere Aufschlussbohrungen des Verfassers erbohrten im Trockental gleichartige Sande und Schluffe sowie einen von 1008 müA bis 1006 müA nach Norden abfallenden Grundwasserspiegel, der bei 1005 müA als Quelle zutage tritt. Eine von den Einheimischen angenommene Verbindung von einer Versickerungsstelle der Loisach (Dreadlloch) zu dieser Quelle ließ sich trotz dreier Tracertests mit Uranin nicht nachweisen. Geringfügig erhöhte Na⁺- und Cl⁻-Konzentrationen legen allerdings den Schluss nahe, dass die Quelle von Grundwasser gespeist wird, dass diesem Trockental folgt, denn am Beginn des Trockentales stehen die Salzsilos der Fernpassstraße.



Abb. 3: Biberwier, Ortsteil Rauth, Blickrichtung Süden (Februar 2014). Rechts die Talung des Dorfbachs, links an der Brücke der Loisachknick Rauth. Das Tal zwischen dem Aufnahmepunkt und dem gegenüberliegenden Tomahügel ist mit fluvialen Sanden und Kiesen gefüllt und wird von einem Graben zur Loisach hin entwässert.

Ein weiterer Knick im Verlauf findet sich im Ortsteil Rauth, wo der Fluss scharf aus der nördlichen Richtung in eine östliche umknickt. Zwischen dieser Stelle und dem Dorfbach am Fuße der Neuwirtswände befindet sich eine relativ breite Eintalung, die heute durch einen Drainagegraben entwässert wird und von dem die Einheimischen sagen, dass beim Bauen viel Wasser anfiel. Tatsächlich ließ sich bei Bohrarbeiten (Kleinbohrungen bis maximal 5 m Teufe) bereits in 60 cm Teufe eine starke Wasserführung im Bereich Rauth nachweisen. Bis 4 m Teufe finden sich gerundete und eckige Ablagerungen aus Kiesen und Sanden, die als fluviatile Ablagerungen und im Bohrlochtiefsten möglicherweise als Grundmoräne gedeutet werden können. Ob es sich dabei auch um durch den Fernpassbergsturz umgelagerte fluviatile Sedimente handelt, lässt sich ohne tiefere Bohrungen nicht sagen.

Schlussfolgerungen

Aus den morphologischen und geologischen sowie hydrogeologischen Geländebefunden lässt sich ableiten, dass die heutige Loisach nach dem Fernpassbergsturz in nördliche Richtung in dem orographisch rechten (westlichen) Randtälchen zwischen den Felssturmassen, den Tomahügeln und dem anstehenden Hauptdolomit und Plattenkalk floss („Paläoloisach“). Darauf deutet ein Trockental zwischen dem Narrenbichl und den Neuwirtswänden hin, das für die verhältnismäßig kleine Durchflussmenge des Dorfbaches zu klein erscheint, selbst wenn man einen in der Vergangenheit größeren Durchfluss annähme. Die Geländestufe an der Talstation Marienberglift und die Erosion der dortigen Murenablagerungen machen einen verhältnismäßig jungen Eindruck. Mit großer Wahrscheinlichkeit hat eine Mure aus den Weißwänden das Randtälchen verlegt und die Paläoloisach gezwungen, sich einen neuen Weg Richtung Osten zu suchen, der im Wesentlichen dem heutigen Verlauf folgt. Ein Teil des Wassers, das aus dem Weiß- und Neuwirtswänden stammt, fließt heute unterirdisch in diese Murenablagerung und strömt der Quelle im Tal zu. Eine Verbindung der Quellen zur Loisach (Dreadlloch) ließ sich tracertechnisch und hydrochemisch nicht nachweisen; vielmehr weisen die erhöhten Na und Cl-Konzentrationen auf einen Einfluss von Streusalz hin. Erst ab dem Hotel Halali scheint Loisachwasser unterirdisch den Dorfbach zuzufießen, wie die Tracerauswertung und die Hydrochemie des Dorfbaches zeigen. Ein alter Prallhang am nördlichsten Tomahügel in Biberwier legt nahe, dass der als Variante 1 bezeichnete Fließweg der Paläoloisach gegenüber der Variante 2 der wahrscheinlichere ist (Abb. 2). Bei Variante 1 floss die Paläoloisach aus dem orographisch rechten Randtälchen durch zwei Tomahügel hindurch in das orographisch rechte Randtälchen. Bei der Variante 2 wäre die Paläoloisach dem heutigen Verlauf des Dorfbaches gefolgt. Da dieser jedoch verhältnismäßig wenig in die Sedimente eingeschnitten ist, wäre das ein weiterer Beleg für die Variante 1 für den Verlauf der Paläoloisach.

Der heutige Verlauf der Loisach ab dem Fußballplatz könnte einem älteren Verlauf des Pfarrer-Fink-Baches entsprechen, der im Bereich des ehemals geplanten Dorfhofs sein Quellgebiet hat.

Eine Datierung des Verlaufs der Paläoloisach ist mit den hier vorgestellten Methoden nicht möglich, da diese ursprünglich ein anderes Ziel hatten. Zur Datierung wären weitere, vor allem tiefere Kernbohrungen nötig, und es müsste eine Datierung von Paläoböden erfolgen. So zeigte sich bei der 5 m tiefen Bohrung am Dreadlloch, dass sich in dieser Teufe ein durchwurzelter Paläoboden befindet, der möglicherweise von einer Moräne überschüttet wurde. Ob es sich dabei um eine aus den Weißwänden oder vom Schachtkopf handelte lässt sich ohne weitere Untersuchungen nicht beurteilen. Um dies zu klären, wären die oben

erwähnten Bohrungen im Bereich des Fußballplatzes und im Bereich Rauth nötig. Ohne Zweifel ist die Paläoloisach älter als die ältesten bekannten topographischen Karten, da sie – soweit sich das mit Sicherheit sagen lässt – alle eine Loischach zeigen, die einen Knick nach Osten aufweist.

Danksagung

Der Autor dankt der National Research Foundation (NRF) Südafrika unter dem SARChI Chair für Mine Water Management für die Finanzierung des Aufenthalts in Tirol. Dank auch an die LMU München, die es ermöglichte, in zwei Sommern studentische Geländeübungen im Zwischentoren durchzuführen, in dessen Rahmen die vorgestellten Untersuchungen erfolgten. Dank auch an die Bezirkshauptmannschaft Reutte, die die Genehmigungen zur Untersuchung erteilte und alle Einwohner des Talkessels, die mich bei meiner Arbeit unterstützten und uns jederzeit auf ihre Privatgelände ließen. Armin Hanneberg stellte Literatur zur Verfügung, die in südafrikanischen Bibliotheken nicht auffindbar war. Meinen Töchtern Karoline und Franziska danke ich für Ihre Geduld bei den Geländearbeiten.

Literatur

- Abele, G. (1964): Die Fernpaßtalung und ihre morphologischen Probleme. – Tübinger Geograph. Studien, 12:1-123, 7 Abb., 4 Bilder, 3 Tab., 1 Faltkarte.
- Abele, G. & Maier, J. (1975): Fernpass – Garmisch Partenkirchen. – Innsbrucker Geograph. Stud., 2:145-165, 3 Abb., 1 Tab.
- Amt der Tiroler Landesregierung Ehrwalder Becken. In. <http://www.tirolerschutzgebiete.at/schutzgebiete/naturschutzgebiete/ehrwalder-becken.html> Accessed 2018-09-22.
- Anonymus (1981): Fernpaß-Schnellstraße Lermooser Tunnel – Taufe und Anschlag am 2. Oktober 1981. – 32 p., 44 Abb.; Innsbruck (Landesbaudirektion Tirol).
- Borne, M. v. d. (1881): Die Fischerei-Verhältnisse des Deutschen Reiches, Oesterreich-Ungarns, der Schweiz und Luxemburgs. – 306 p., Berlin (Moeser).
- Frank, H. (1979): Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers. – Eiszeitalter und Gegenwart, 29:77-99, 8 Abb., 1 Tab., 2 Taf.
- Haudek, O. (1991): Ehrwald in Wort und Bild – Chronik des Zugspitzdorfes. – zahlr. Abb, zahlr. Tab.; Ehrwald (Eigenverlag Gemeinde Ehrwald).
- Knauer, J. (1952): Diluviale Talverschüttung und Epigenese im südlichen Bayern. – Geol. Bavarica, 11:1-32, 11 Abb.
- Köhler, M. (1986): Lermooser Tunnel (Außerfern, Tirol) – Baugeschichtliche Verhältnisse, Prognose und tektonische Schlußfolgerungen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 13(15):363-379, 1 Abb., 1 Taf.
- Köhler, M. & Lumasegger, M. (1992): Hydrogeologische Untersuchung des Fernpaßgebietes. – 239 p., Innsbruck (ILF Consulting).
- Krause, K.-H. (2001): Die geologisch-hydrogeologische Situation im Jung- und Altmoränengebiet des Andechser Höhenrückens zwischen Ammer- und Würmsee und in der nördlich angrenzenden

- Wurzelzone der westlichen Münchener Schotterebene (Oberbayern). – 94 Abb., 22 Tab., 5 Anh.; München (unveröff. Diss. TU München).
- Meyer, R. & Schmidt-Kaler, H. (2018): Auf den Spuren der Eiszeit südlich von München – westlicher Teil: Wanderungen in die Erdgeschichte, 3rd edn. – 128 p., 164 Abb.; München (Pfeil).
- Moser, H. (2004): Lermoos, 3 edn. – 149 p., zahlr. Abb.; Lermoos (Eigenverlag Gemeinde Lermoos).
- Müller, J. (1905): Das spätmittelalterliche Straßen- und Transportwesen der Schweiz und Tirols. Eine geographische Parallele. – Geogr. Z., 11(2):85-99.
- Penck, A. & Brückner, E. (1901): Die Alpen im Eiszeitalter: 3 Bde. – Leipzig (Tauchnitz).
- Prager, C., Patzelt, G., Ostermann, M., Ivy-Ochs, S., Duma, G., Brandner, R. & Zangerl, C. (2006): The age of the Fernpass rockslide (Tyrol, Austria) and its relation to dated mass movements in the surroundings. – In: Tessadri-Wackerle, M. (ed) Pangeo Austria 2006. – p. 258–259, Innsbruck (Innsbruck Univ. Press Conf. Series).
- Schuch, M. F. (1981): Bericht über die Ergebnisse der Hydrogeologischen Untersuchungen im Bereiche des Weißen-, Mitter- u. Finstersees. – 14 p., 1 Abb., 8 Beil.; Innsbruck (Michael F. Schuch).
- Weber, B. (1837): Das Land Tirol mit einem Anhang – Vorarlberg – ein Handbuch für Reisende – Einleitung – Nordtirol (Inn-, Lech-, Grossachenregion): 1. – 862 p., Innsbruck (Wagner).
- Wrobel, J.-P. (1970): Hydrogeologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Loisach zwischen Garmisch-Partenkirchen und Eschenlohe/Obb. – Bayer. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., Abh., N. F., 146:1-87, 38 Abb., 23 Tab., 3 Anl.

einer Intensität 8 EMS-98 entspricht, ereignen sich statistisch alle 300 bis 400 Jahre. Eine Epizentralintensität 8 EMS-98 entspricht etwa einer Magnitude von 5,7.

Dem Wissen um historische Erdbeben wird in den letzten Jahren immer mehr Bedeutung zugemessen, da man verlässliche, vollständige und genaue Daten benötigt, um eine schlüssige Erdbebengefährdungsbewertung für ein bestimmtes Gebiet durchführen zu können.

Insbesondere seit der Einführung des EUROCODE-8 – des Normenwerks für erdbebengerechtes Bauen in Europa – kommt der Erfassung und der quellenkritischen Beurteilung historischer Erdbeben vermehrt Interesse zu, da der Beurteilungszeitraum für die Festlegung der Erdbebengefährdung von 100 auf über 450 Jahre ausgedehnt wurde.

Bei der Erdbebengefährdungsbewertung müssen daher auch Erdbeben berücksichtigt werden, die vor der instrumentellen Erfassung, also vor 1900 stattgefunden haben. Tirol war in der Vergangenheit immer wieder stärkeren Erdbeben ausgesetzt, wie zeitgenössische Nachrichten bezeugen.

Das Projekt „Historische und rezente Erdbeben in Tirol von 1000-2013“

Um ein besseres Gesamtbild über die seismische Gefährdung Tirols zu gewinnen, wie bereits erwähnt gehört Tirol zu den seismisch aktivsten Gebieten in Österreich, werden in einer neuen Studie (Arbeitsbeginn 2014) gefördert durch die TIWAG-Tiroler Wasserkraft AG, die ASFINAG Alpenstraßen GmbH, die ÖBB-Infrastruktur AG, den Verbund Hydro Power GmbH, das Land Tirol, die Fachgruppe der Seilbahnen Tirol und die ZAMG in interdisziplinärer Zusammenarbeit nach dem aktuellen Stand der Historischen Erdbebenforschung historische und rezente Erdbeben von 1000-2013 erforscht. Zur Erforschung der historischen Erdbeben werden vor allem in den Tiroler Archiven vorrangig zeitgenössische historische Quellen ausgehoben, transkribiert und quellenkritisch interpretiert und zeitgenössische Information des Seismischen Archivs der ZAMG herangezogen und analysiert, um aus dieser umfassenden Information die neuen Erdbebenparameter abzuschätzen.

Das Projekt dient als

- Basis für Aspekte der Raumordnung: Strategische Bauprojekte, Speicheranlagen für die Wasserkraft, Schutzbauten, Verkehrsanlagen, Brücken, Industrieanlagen, Umweltschutz-anlagen, Deponien, Entsorgungsanlagen, Zivil- und Katastrophenschutz-einrichtungen, aber auch für die Erstellung von Konzepten zu Konservierungsmaßnahmen an historischen Gebäuden,
- Entscheidungshilfe für Präventionsmaßnahmen, Minimierung von Erdbebenschäden,
- essentieller Beitrag zur langfristigen Erdbebengefährdungseinschätzung,
- wissenschaftliche Erdbebengefährdungsstudie, die für Fragestellungen der Raumordnung, des Zivil- und Katastrophenschutzes eine Basisdokumentation darstellt und
- Grundlage für bautechnische Bemessungen hinsichtlich Bodenbeschleunigung und Extremerdbeben / MCE (maximum credible earthquake) und für das OBE (operating basis earthquake).

Ziel des Projektes „Historische und rezente Erdbeben in Tirol von 1000-2013“ ist es, erstmals einen wissenschaftlich fundierten, homogenen Informationsstand der historischen und rezenten Erdbebentätigkeit Tirols herzustellen und darauf aufbauend eine seismologische Analyse und Interpretation durchzuführen. Die aus den Forschungsergebnissen resultierende Erdbebengefährdung Tirols entspricht damit dem Stand der Wissenschaft. Analog zu der umfangreichen Studie und Publikation „Erdbeben in Niederösterreich von 1000-2009 n.Chr.“ (Hammerl & Lenhardt, 2013) werden die Ergebnisse nach Abschluss der Studie für Tirol publiziert.

Methode zur Erforschung historischer Erdbeben

Erdbebenkataloge dienen allgemein als Einstieg bei der Erforschung eines historischen Bebens. In einem sogenannten „Stammbaum“ werden die in den Katalogen angeführten Literatur- und Quellenzitate für jedes historische Beben, das für das Projekt von Interesse ist, eingetragen. Unter Katalogen versteht man im weiteren Sinne einerseits z.B. den Erdbebenkatalog des Seismologischen Dienstes der ZAMG (AEC, 2018), die italienischen und andere Erdbebenkataloge, aber auch alle historischen Erdbebenkompilationen, für Tirol vor allem Schorn, 1902. Die in den Stammbäumen angeführte Literatur, vorrangig aber die zeitgenössischen Originalquellen werden in den Bibliotheken und Archiven ausgehoben. Weiters werden potentielle Archivalien schwerpunktmäßig untersucht, um die im Katalog vorhandenen Lücken zu schließen. Dieser Arbeitsschritt ist sehr zeitaufwändig.

Einen weiteren, sehr wichtigen Arbeitsschritt stellt die Quellenkritik dar. Für jede einzelne Quelle werden die folgenden Angaben recherchiert:

Information zum Autor des jeweiligen Textes: Es ist wichtig zu wissen, ob der Autor Zeitgenosse und/ oder sogar Augenzeuge des Bebens war.

Der Ort, wo die Nachricht niedergeschrieben wurde muss erforscht werden: dies ist oft ein wichtiges Indiz dafür, ob der Autor die Auswirkungen des Bebens selbst miterlebt hat, also Augenzeuge ist, oder ob er seine Information nur vom Hörensagen bezieht. Weiters ist hierbei zu beachten, dass eine niedergeschriebene Erdbebennachricht an einem bestimmten Ort – dies trifft besonders auf die mittelalterlichen Quellen zu – nicht notwendigerweise bedeutet, dass das Erdbeben an diesem Ort auch verspürt wurde. Dieser Punkt ist deshalb wichtig, weil dies in der Vergangenheit bei der Bearbeitung historischer Beben oft nicht unterschieden wurde und damit zu falschen Einschätzungen der Erdbebenparameter führte.

Der Beruf und das Umfeld des Autors sind bei der Beurteilung des Textes wichtig, um die Kriterien Genauigkeit und Verlässlichkeit besser beurteilen zu können. Einen wesentlichen Punkt der Quellenkritik macht aber die Erforschung der *Abhängigkeiten der Quellen* untereinander aus. Im Mittelalter verbreitete sich eine Nachricht über eine Naturkatastrophe oft von Kloster zu Kloster, deshalb versucht man diese Abhängigkeiten aufzuzeigen.

Ein anderes Beispiel sind Zeitungsnachrichten, oft findet sich eine Nachricht in etwas veränderter Form in mehreren unterschiedlichen Zeitungen. Auch hier muss nach Möglichkeit versucht werden, die Genauigkeit und Verlässlichkeit der Nachricht zu ergründen.

Wichtig ist auch die Kenntnis der jeweils gerade vorherrschenden Erdbeben­theorie. Nur mit dem Wissen um den *Zeitgeist* können zeitgenössische Quellen richtig interpretiert werden, wurde die Ursache von Erdbeben doch erst im 20. Jahrhundert bekannt.

Nach Abschluss der Recherchen für Tirol wird ein neuer Erdbebenkatalog für dieses Gebiet erstellt. Der Katalog, der in dieser Form erst durch das Projekt möglich wird, enthält nicht nur die Epizentren der jeweiligen Beben, sondern auch alle jene Orte, in welchen die Beben Schäden anrichteten bzw. gefühlt wurden. Für diese Orte – data points/ DPs – sind erstmals auch die Koordinaten angegeben. Dieser Katalog stellt die Grundlage für die später vom Seismologen abzuschätzenden so genannten IDPs (Intensity Data Points), bzw., falls keine Intensität zugeordnet werden kann, MDPs (Macroseismic Data Points) dar, wo zwischen F (felt), D (damage) und HD (heavy damage) unterschieden wird. Diese IDPs/MDPs fehlten bisher im Österreichischen Erdbebenkatalog, sind aber für die Bestimmung der Parameter eines Bebens wichtig und entsprechen inzwischen dem internationalen Standard. Mit Hilfe eines Kataloges, der IDPs/MDPs enthält, ist es auch möglich, die „seismische Geschichte“ eines Standortes zu erstellen.

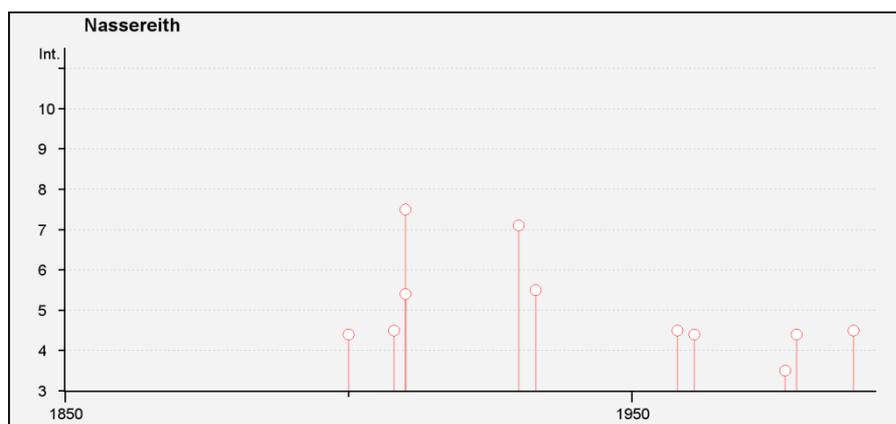


Abb. 2: Die Abbildung zeigt beispielhaft die (noch unvollständige) seismische Geschichte für Nassereith. Zum derzeitigen Projektzeitpunkt sieht man nur einen zeitlich begrenzten Ausschnitt. In der online Version sind die im Diagramm gezeigten Kreise anklickbar, das Erdbebenjahr erscheint, mitsamt der verfügbaren Information.

Stärkste historische Beben in Tirol

Die stärksten bekannten historischen Erdbeben sind das vom 17. Juli 1670 in Hall in Tirol mit einer Epizentralintensität von 8 EMS-98 und jenes vom 22. Dezember 1689 in Innsbruck mit einer Epizentralintensität von 7-8 EMS-98. Diese Beben wurden u.a. im Rahmen des Projektes eingehend studiert und ausführlich beschrieben (Hammerl et al, 2012; Hammerl, 2014).

Schadensbeben in Tirol mit Epizentralintensität ≥ 7 EMS-98

Weitere Schadensbeben mit einer, laut AEC (2018), Epizentralintensität ≥ 7 EMS-98 sind jene vom 17.7.1820 in Schwaz, 28.11.1886 und 13.7.1910 in Nassereith und 8.10.1930 in Namlos.

Beispielhaft wird eines der stärksten Beben des 20. Jahrhunderts näher beschrieben. Es handelt sich um das Beben vom 13. Juli 1910 um 8:32 UTC in Nassereith mit den Parametern Magnitude 4,8, Herdtiefe = 8 km und Epizentralintensität $I_0=7^\circ$. Die ausführliche Studie des Bebens ergab 269 IDPs.

Das Nassereith Beben vom 13. Juli 1910

Stellvertretend für zahlreiche Berichte zum Beben wird eine Nachricht aus dem Allgemeinen Tiroler Anzeiger zitiert, der die durch das Beben verursachten Schäden bereits einen Tag nach dem Ereignis gut beschreibt.

Für die Erstellung der Karte mit den Intensity Data Points wurden weiters die Antwortkarten, die im Archiv des Erdbebendienstes der ZAMG aufbewahrt sind, zur Intensitätsbestimmung nach der EMS-98 herangezogen. Der damalige Erdbebenreferent der ZAMG für Tirol, Josef Schorn, erhielt nach dem Beben 120 offizielle Fragebögen und Postkarten.

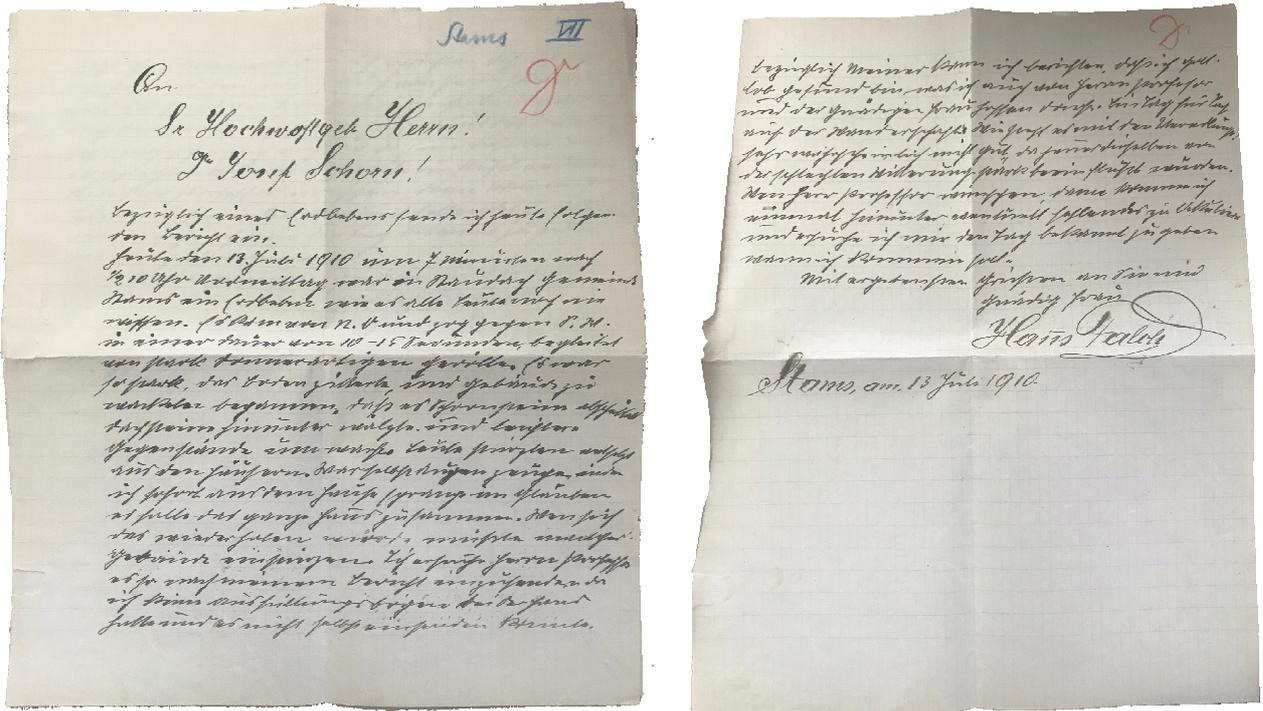


Abb. 3: Quellenbeispiel: Brief aus Stams an den Erdbebenreferenten der ZAMG für Tirol, Josef Schorn, noch am selben Tag des Bebens, am 13. Juli 1910 (Archiv des Erdbebendienstes der ZAMG)

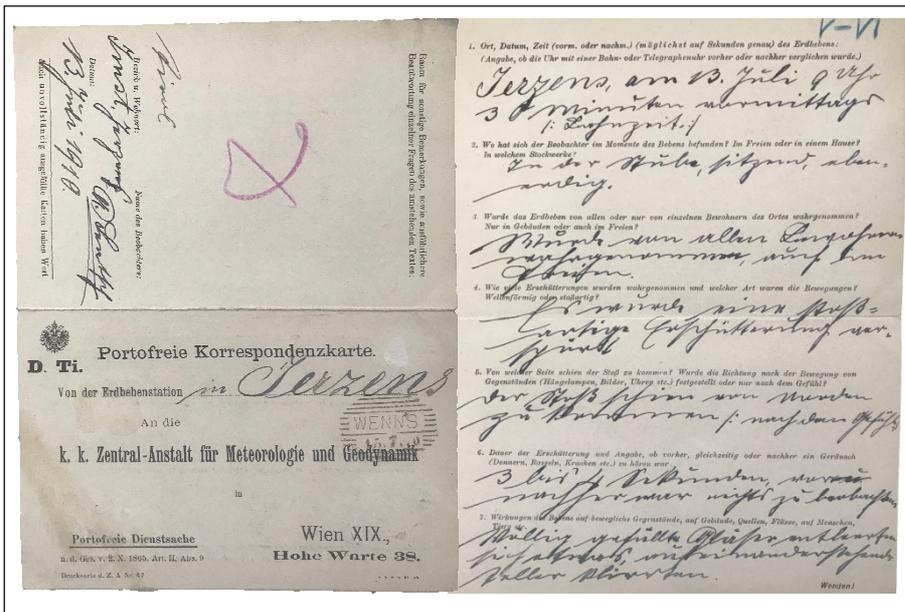


Abb. 4: Beispiel einer offiziellen Korrespondenzkarte des Erdbebendienstes mit Fragen zum Nassereith Beben. Am selben Tag des Bebens in Jerzens ausgefüllt. (Archiv des Erdbebendienstes der ZAMG).

Allgemeiner Tiroler Anzeiger, Nr. 157, 14. Juli 1910

Erdbeben in Tirol. Das gestrige Erdbeben muß als eines der stärksten bezeichnet werden, dessen sich die jetzt lebenden Menschen erinnern können. Es erstreckte sich über ganz Nordtirol, vom Arlberg bis nach München, wo es ebenfalls in bedeutender Stärke wahrgenommen wurde und vielfach große Bestürzung hervorrief. Am Brenner wurde das Beben nur mehr schwach, in Bozen gar nicht mehr verspürt. Sehr stark war es im Oberinntal fühlbar. In Rappen schwankten die Häuser und das Geschirr stürzte von den Wänden zu Boden. In Silz sind mehrere Kamine und Plafonds eingestürzt. Die Leute verließen fluchtartig die Häuser, welche Risse bekamen. Das gleiche geschah in Nassereith.

Wie den „I. N.“ gemeldet wird, hat unser Stadtturm [in Innsbruck] gestern in seinem obersten Teile sehr bedenklich gewackelt und die Türmerfamilie in nicht geringe Aufregung versetzt. Die Frau des Türmers saß eben aus dem Stuhle und wollte sich die Schuhe anziehen, als der Turm plötzlich zu schwanken begann. In diesem Augenblicke wurde die Frau vom Stuhle herabgeworfen und auf den Boden hingeschleudert. Der Sturz hat der Frau zwar keinen körperlichen Schaden gebracht, sie erschrak aber so heftig, daß sie ohnmächtig wurde. Die an den Wänden der Türmerwohnung hängenden Sachen schwankten hin und her und drohten infolge der heftigen Bewegungen herabzufallen.

In der Andreas Hoferstraße wurde ein Malergehilfe, der ein Zimmer ausmalte, von der Leiter heruntergeschleudert, indes der Farbtopf an die frischgemalte Wand flog. Einer Frau, die gerade bügelte, wurde das Bügeleisen vom Ständer derart heftig gegen den Arm geschleudert, daß die Frau eine Brandwunde erlitt.

Die „T. Z.-K.“ teilt uns mit:

In der Nähe der Maximilianstraße wurde das Erdbeben sehr stark verspürt. Nach einem leichten Vibrieren des Bodens folgten bald darauf, um 9 Uhr 33 Minuten, drei bis vier starke Stöße, die beim Sitzen nahezu das Gefühl leichten Schaukelns hervorrief. Dabei bewegten sich die nach innen geöffneten Fensterflügel wie bei einem starken Wind. Auch später noch dürfte ein leichtes Vibrieren zu spüren gewesen sein. Beim Hußhof wurde ebenfalls das Erdbeben in drei Stößen wahrgenommen; die Fenster klirrten dabei sehr stark, in der Wohnung aufgestellte Gläser sind umgefallen. — In St. Johann i. T. wurde in den Häusern das Erdbeben an dem Pendeln aufgehängter Gegenstände und am Klirren der Fenster wahrgenommen, während auf dem Postamte nichts verspürt wurde. — In Obermieming waren die Erdstöße ziemlich heftig und brachten die Bevölkerung in ziemliche Aufregung.

Mutters-Nockhof, 13. Juli. Heute vormittags, gab es einen so heftigen Erdstoß, daß das Wohnhaus Urschelerhof sowie die Baracke, welche provisorisch als Gasthaus erstellt wurde, in schwingende Bewegung geriet und ein Kind im Wohnhause aus dem Bette herabgeschleudert wurde. Der Stoß dauerte zirka 5 Sekunden an und hatte eine westliche Richtung. Die Insassen der beiden Gebäude flüchteten erschreckt eilends ins Freie.

Neustift im Stubai, 13. Juli. Heute um 9 Uhr 33 Minuten vormittags wurde hier ein heftiges Erdbeben verspürt, zirka 8-10 Sekunden lang. Richtung Nord-Süd.

Hall, 13. Juli. Das Erdbeben wurde hier gegen halb 10 Uhr vormittags sehr deutlich verspürt, jedoch mehr in der oberen als in der unteren Stadt; in der Gendarmerie- und mehreren anderen Kanzleien gerieten die Kanzleitische samt den Büchern und Akten in zitternde Bewegung. Am meisten wurde das Erdbeben vom Turmwächter wahrgenommen; nach seiner Aussage war ein Geräusch, als ob mit sämtlichen Glocken geläutet wurde, vernehmbar. Auch von den umliegenden Ortschaften wird gemeldet, daß das Beben wahrgenommen wurde.

Baumkirchen, 13. Juli. Heute, 9 Uhr 33 Minuten vormittags, wurde ein ziemlich starkes Erdbeben verspürt. Man hatte das Gefühl, als befände sich der Boden in rollender Vorwärtsbewegung, und zwar in nordwestlicher Richtung. Auch ein leichtes Sausen wurde verspürt. Hoffentlich hat es dem trostlosen Wetter einen „Drahner“ gegeben.

Schwaz, 13. Juli. Heute konnte zirka um halb 10 Uhr vormittags hier ein ziemlich starkes Beben beobachtet werden. Tische und Stühle gerieten in merkliche Bewegung und der Fußboden bewegte sich, wie wenn ein Fuhrwerk über eine Brücke fahren würde. Die Bewegung erfolgte nicht so sehr stoßweise als kontinuierlich. Das Beben hielt eine ziemliche Zeit an.

Stans, 13. Juli. Heute vormittags um 9 Uhr 40 Minuten wurde hier ein ziemlich starkes, ungefähr drei bis vier Sekunden dauerndes Erdbeben wahrgenommen.

Brixen i. T., 13. Juli. Eine starke Erschütterung der Erde wurde hier heute um 9 Uhr 35 Minuten vormittags wahrgenommen; man fühlte deutlich zweimaliges Schwanken der Erde. Die Erscheinung war von einem leisen, dumpfen Rollen begleitet.

Kirchdorf, 13. Juli. Heute morgens gegen 10 Uhr verspürte man ein heftiges Erdbeben, das vier bis fünf Sekunden andauerte.

Ebbs, 13. Juli. Heute um 9 Uhr 15 Min. vormittags wurde hier ein mehrere Sekunden laug anhaltendes, wellenförmiges Erdbeben beobachtet.

Sellrain, 13. Juli. Heute um 9 Uhr 40 Minuten vormittags ereignete sich ein von starkem Donner begleitetes Erdbeben, welches etwa vier Sekunden andauerte und so heftig war, daß Leute aus den Häusern ins Freie rannten, und Arbeiter im Freien, welche auf einem großen Stein soeben ihren „Neuner“ hielten, entsetzt davonsprangen, in der Meinung, der Stein samt Unterlage komme ins Rutschen.

Zirl, 13. Juli. Um halb 10 Uhr vormittags verspürte man hier einen ziemlich starken Erdbebenstoß, welcher drei Sekunden andauerte.

Scharnitz, 13. Juli. Heute um 9 Uhr 30 Minuten vormittags konnte man hier einen kurzen, ziemlich starken Erdstoß wahrnehmen.

Oberperfuß, 13. Juli. Heute um 9 Uhr 33 Minuten vormittags wurde ein beiläufig 3 Sekunden andauerndes starkes Erdbeben bemerkt. Die Richtung desselben kann nicht genau bestimmt werden.

Telfs, 13. Juli. Heute um zirka $\frac{3}{4}$ 10 Uhr vormittags hörte man plötzlich ein starkes, donnerähnliches Getöse, dem unmittelbar daraus eine heftige Erderschütterung folgte. Die Leute eilten entsetzt aus den Häusern, Furcht und Schrecken malten sich auf allen Gesichtern. Zum Glücke ist der durch das Beben entstandene Schaden nicht groß; wie man hört, sollen zwei Kamine eingestürzt sein.

Rietz, 13. Juli. Das Erdbeben dauerte hier mehrere Sekunden und war ungewohnt stark. Ein gewaltiges, unheimliches Rollen, die Häuser erbebten, die Leute liefen erschreckt heraus. Einige Wände zeigen Risse, ein Kamin ist eingestürzt. Die Kinder in der Schule waren anfangs wie gebannt vor Schrecken, dann liefen viele zur Türe, einzelne begannen zu weinen. Doch bald schwand die Aufregung, zuerst ein zaghaftes Lächeln, dann allgemein frohes Aufatmen.

Haiming, 13. Juli. Heute um 9 Uhr 32 Minuten vormittags wurde hier ein in der Richtung von Süden nach Osten ziehendes Erdbeben mit heftigem Getöse und Knall wahrgenommen, welches zirka 5 Sekunden andauerte. Die Erschütterung war eine solche, daß leicht hätten Häuser einstürzen können. Im gegenüberliegenden Gebirge Simmering gingen Steinlawinen los, ohne jedoch einen Schaden zu verursachen. Kleinere Beben wurden noch um 10 Uhr 15 Minuten und um 11 Uhr wahrgenommen.

Silz, 13. Juli. Heute gegen halb 10 Uhr vormittags war hier ein starkes Erdbeben zu verspüren. Der hiesige Kirchturm kam von seiner alten Lage und man behauptet, daß derselbe jetzt mehr als 20 Zentimeter nach links sich neige. Mehrere Kamine stürzten ein. Die meisten Häuser zeigen größere und kleinere Risse. In der Kirche ist das Gewölbe beschädigt und hat große Risse erhalten. Beim Herrn Landesgerichtsrat Bergomas und auch in vielen anderen Häusern gingen massenhaft Geschirr und Glaswaren in Scherben. Einige Minuten nach 11 Uhr wurde ein weiteres Getöse bemerkt, welches aber nur so schwach war, daß es nur schwer wahrgenommen werden konnte. Die Leute waren ganz in Verwirrung und liefen aus den Häusern, um von allfälligen Einsturzkatastrophen verschont zu bleiben.

Umhausen, 13. Juli. Etwas vor halb 10 Uhr vormittags wurde hier ein ziemlich starkes Erdbeben wahrgenommen.

Jerzens, 13. Juli. Heute vormittags um 9 Uhr 30 Minuten wurde hier ein starker Erdstoß beobachtet; er hielt drei bis vier Sekunden an und rüttelte ziemlich stark, so daß aufeinanderstehende Teller klirrten. Der Stoß schien in der Richtung von Nord nach Süd zu kommen.

Imst, 13. Juli. Heute, zirka halb 10 Uhr vormittags, wurde in Imst ein längerer, heftiger Erdstoß verspürt, welcher die Gebäude derart erschütterte, daß die Menschen begannen, ins Freie zu fliehen. Es sind auch Beschädigungen, wenn auch nicht in größerem Umfange, vorgekommen. Im Rathaus ist im zweiten Kanzleizimmer ein Teil der Decke eingestürzt und der Firma Dialer wurde an dem Fabrikskamine durch den Stoß der Kaminaufsatz zur Seite geneigt. Außerdem verursachte der Erdstoß an verschiedenen Gebäuden kleinere Schäden, welche jedoch glücklicherweise nicht von Belang sind.

Imst, 13. Juli. Heute um 9 Uhr 37 Min. vormittags wurde ein etwa 15 Sekunden lang andauerndes, heftiges Erdbeben verspürt, wie es scheint, in der Richtung von Norden nach Süden. Man merkte deutlich, wie die Häuser und selbst Bäume hin und her wankten, und die Menschen auf ihren Stühlen geschaukelt (sic!) wurden.

Nassereith, 13. Juli. Nachdem erst vor kurzer Zeit die Gemeinde Nassereith durch eine heftige Wasserkatastrophe heimgesucht worden war, und die Gemeinde, sowie viele Grundeigentümer, hiedurch enormen Schaden erlitten hatten, fand heute hier ein durch etwa zehn Sekunden andauerndes, heftiges, wellenförmiges Erdbeben statt. Häuser wankten, Fenster klirrten, kleinere Einrichtungsgegenstände fielen durcheinander, Kamine stürzten ein, Zimmerdecken fielen teils herunter, teils wurden sie arg beschädigt, Häuser weisen zum Teile ziemlich große Risse auf, der Kirchturm ist durch Risse arg beschädigt, vom Kirchengewölbe selbst fielen Trümmer herab. Die Leute verließen entsetzt die Wohnungen und sprangen ins Freie. Selbst von den Bergen rollten ziemlich große Steine in die Güter herunter und mancher Besitzer hat hiedurch Schaden zu verzeichnen.

Lermoos, 13. Juli. Heute verspürte man hier um 9 Uhr 30 Minuten vormittags ein ziemlich starkes, vier Sekunden lang dauerndes Erdbeben. Die Bevölkerung war sehr erschrocken und die Leute liefen aus den Häusern auf der Straße zusammen.

Durch diese plötzliche, heftige Erschütterung haben sich im Wettersteingebirge viele Steine losgelöst und stürzten mit großem Gekrache zu Tal. Auch die Turmuhr verspürte von dem donnerähnlich rollenden Erdbeben etwas, indem sie die nächste Stunde, 10 Uhr, zirka 50 mal schlug.

Ehrwald, 13. Juli. Heute um halb 10 Uhr vormittags konnte man hier ein starkes Erdbeben verspüren, das die Leute vor Schrecken aus den Häusern trieb. An einem Hause entstanden kleine Risse.

Reutte, 13. Juli. Heute vormittags um halb 10 Uhr konnte hier sehr deutlich ein wellenförmiges Erdbeben bemerkt werden, das von einem dumpfen Rollen begleitet war und ungefähr sechs Sekunden dauerte. Die Erschütterung war so stark, daß Fenster und Metallgeschirre klirrten. Das Beben konnte selbst auf freiem Felde verspürt und an den dort

stehenden Heinzen deutlich gesehen werden.

Schönwies, 13. Juli. Heute war hier genau um 9 Uhr 32 Minuten vormittags ein starkes, scharfbegrenztes, vier bis fünf Sekunden dauerndes Erdbeben von Südwest gegen Nordost. Der Boden zitterte stark, die Bäume bewegten sich, die Häuser krachten und ächzten in allen Fugen; die Einrichtungsgegenstände klirrten und klapperten, ja hüpfen förmlich. Das Rollen war stärker als das eines Eisenbahnzuges und glich aufs Haar dem einer Schneelawine der Tiroler Berge. Die Leute liefen erschreckt aus den Häusern.

Landeck, 13. Juli. Das Erdbeben wurde auch hier allgemein bemerkt; der Stoß dauerte durch einige Sekunden an.

Tösens, 13. Juli. Heute vormittags, 10 Minuten nach 9 Uhr, verspürten wir hier einen kleineren Erdbebenstoß, und zwar in der Richtung von Ost nach West.

München, 13. Juli. Heute vormittags um 9 Uhr 34 Minuten wurde in München ein sehr starkes, einige Sekunden andauerndes Erdbeben verspürt, das in manchen Stadtteilen große Furcht und Bestürzung hervorrief. Seit dem Bestehen der Erdbebenstation München ist ein derartiges Beben hier nicht wahrzunehmen gewesen. Der Stoß war so stark, daß momentan die Schreibvorrichtung des Seismographen über ihren Spielraum hinaus in Anspruch genommen wurde, die Schreibstifte abfielen und neu eingesetzt werden mußten. Dadurch wurde es unmöglich, die Einzelstöße aufzuzeichnen, den Verlauf zu beobachten und die Dauer des Bebens festzustellen. Die aufgezeichneten Ausschläge des Seismographen betragen ungefähr einen Millimeter, dann hören die Aufzeichnungen auf. Besonders heftig war das Beben in der Klenzestraße. In einem dort befindlichen Schulhause hörte man ein starkes Poltern und Klopfen. Die Kinder wurden ängstlich, begannen zu schreien und wollten davonlaufen. Da sich ihre Erregung nicht legte, mußten sie bald darauf entlassen werden. Im Kellerraume des Schulhauses bemerkte man starke Risse und Sprünge. Eine heftige Erschütterung wurde im Rathaus und im Verkehrsministerium verspürt und manche inoffiziellen Striche auf den Aktenstücken dürften auf das Beben zurückzuführen sein. Ebenso wurde die Bewegung der Erde im Telegraphen- und Telephonamte verspürt, in welchem letzterem die Klappen von sämtlichen Apparaten herunterfielen. In mehreren Häusern war das Beben so stark, daß die Leute erschreckt aus den Wohnungen liefen, da sie sich wegen Einsturzgefahr in Sicherheit bringen wollten.

Oberammergau, 13. Juli. Um 9 Uhr 37 Minuten wurde hier in sämtlichen Bureaus ein drei Sekunden lang andauerndes wellenförmiges Erdbeben beobachtet. In Unterammergau wurde ein Billettenschrank fast umgeworfen; Gewehre, die an den Wänden hingen, fielen vom Nagel. In den Obstläden fielen die Früchte von den Stellagen. In den Bauernhäusern machte sich das Beben besonders dadurch bemerkbar, daß die Milch aus dem Geschirr herausgeschüttet wurde. Die Inwohner liefen entsetzt aus den Häusern.

Garmisch, 13. Juli. Heute vormittags um 9 Uhr 34 Minuten war hier ein Erdbeben zu verzeichnen. Am Telephonamte fielen die Klappen, Dekorationsgegenstände wurden von ihren Postamenten geworfen. Das Klirren der Fensterscheiben und Zittern der Möbel setzte die Leute vielfach in Schrecken, so daß sie ins Freie eilten.

Partenkirchen, 13. Juli. Heute vormittags um 9 Uhr 38 Minuten wurde vom wissenschaftlichen Beobachter auf der Zugspitze ein sehr heftiger Erdstoß bemerkt. Der Turm zitterte wie bei einem starken Sturm. In der Knorrhütte flüchtete das Wirtschaftspersonal ins Freie. Vom Hochwanner fielen große Steine herab. In Partenkirchen klirrten während des Stotzes die Fenster.

Die Registrierung des Erdbebens in Wien.

Wien, 13. Juli. Das heute aus Tirol gemeldete Erdbeben wurde von den Apparaten der k. k. Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik um 9 Uhr 34 Min. 17, Sekunden vormittags registriert. Die maximale Bodenbewegung betrug 0-03 Millimeter, die Herddistanz ungefähr 400 Kilometer.

Aus der Verteilung der IDPs werden in der Folge für das Nassereith Beben und alle weiteren Erdbeben in Tirol zwischen 1000 und 2013 die weiteren Erdbebenparameter berechnet.

Derzeitiger Stand des Projektes

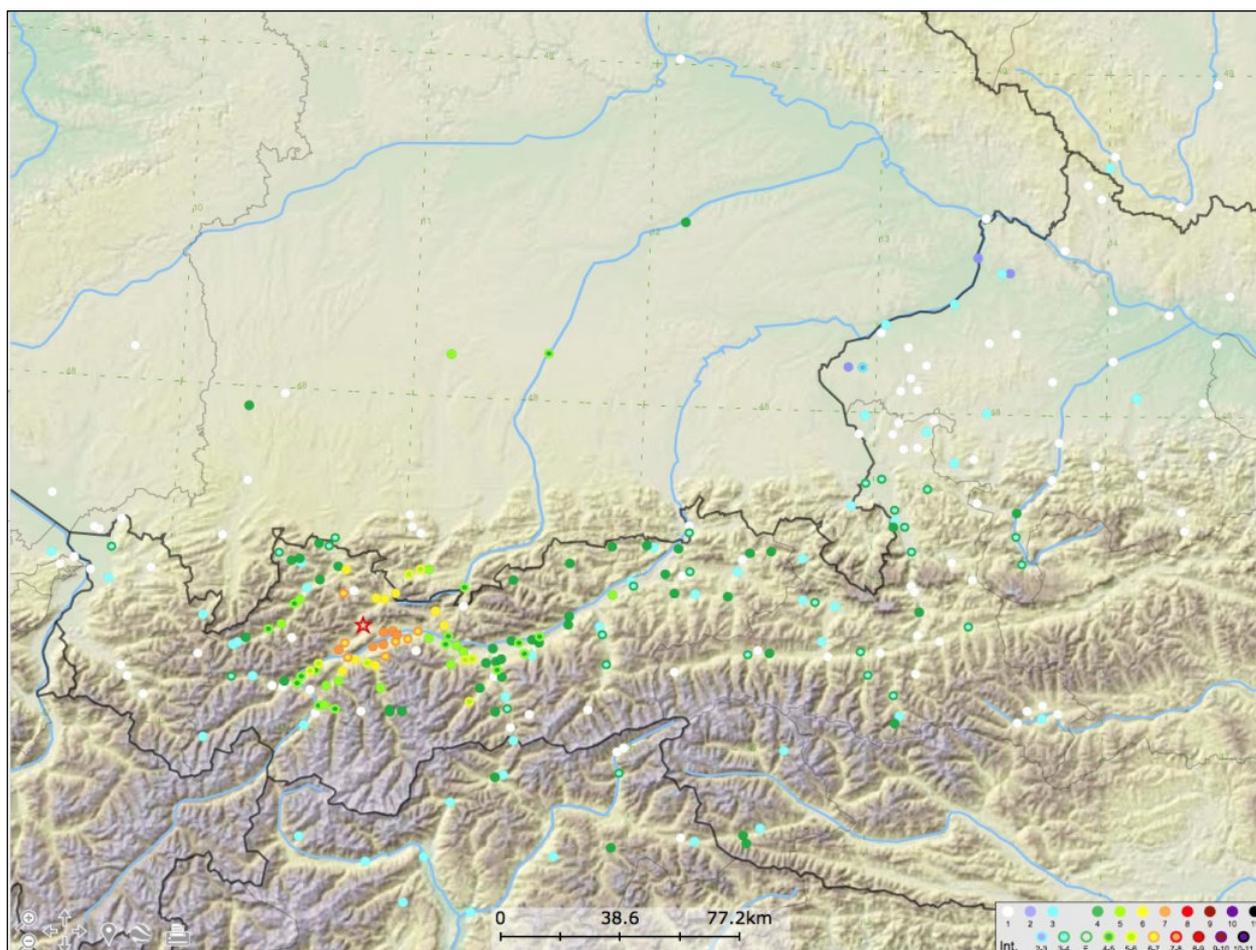


Abb. 5: Nassereith Beben vom 13. Juli 1910. Die Karte zeigt die Verteilung der 269 IDPs. Der Stern markiert das Epizentrum des Bebens in Nassereith.

Bis jetzt wurde neben der Erforschung und Dokumentation der Historischen Erdbeben bis 1900 für alle Erdbeben ab inkl. 1900 die Koordinaten jener Orte (Datenpunkte) bestimmt, für die Meldungen zu einem Erdbeben gefunden werden konnten. Die Verortung der makroseismischen Information dient u.a. der späteren Bestimmung der Abnahmekoeffizienten der Intensität. Für Beben ab 1900 wurden die

lokalen Intensitäten (Macroseismic/Intensity Data Points – M/IDPs) bereits festgelegt, im nächsten Projektschritt werden diese auch für alle Data Points vor 1900 bestimmt.

Der derzeitige Stand an M/IDPs, die laufend auf Korrektheit geprüft werden, beläuft sich auf knapp 7.000.

Davon entfallen auf das 19. Jahrhundert über 2.000 M/IDPs und auf das 20. Jahrhundert an die 4.500 M/IDPs. Die restlichen 500 M/IDPs verteilen sich auf die Zeitspanne von 1000 bis 1800. Vorläufig sind auch noch M/IDPs enthalten, die von Beben außerhalb des heutigen Tirols stammen.

Zusammenfassung

Die Kenntnis über historische und rezente Erdbeben nach dem Stand der Wissenschaft trägt zur Information der Landesregierung und der Bevölkerung hinsichtlich Raumplanung und Maßnahmen zum Schutz der Bewohner vor Erdbebenschäden bei. Dies betrifft sowohl bautechnische Vorbeuge- und Nachrüstmaßnahmen als auch koordinierte und realistische Einsatzpläne für den Zivil- und Katastrophenschutz.

Zielsetzung des Projektes „Historische und rezente Erdbeben in Tirol von 1000-2013“ ist daher eines nach dem Stand der Wissenschaft erstellten Erdbebenkatalogs für Tirol. Damit kann eine zeitgemäße Einschätzung der Erdbebengefährdung durchgeführt werden, um künftigen Katastrophen mit geeigneten Maßnahmen rechtzeitig zu begegnen, um Verluste an Leben und materieller Art zu minimieren.

Literatur:

AEC Austrian Earthquake Catalogue, Computer File, ZAMG.

Grünthal, G. (ed.) (1998): European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98). Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, 15: 99 S., Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Luxembourg

Hammerl, Christa & Lenhardt, Wolfgang & Innerkofler, Marcel (2012): Forschungen zu den stärksten historischen Erdbeben im mittleren Inntal im Rahmen des INTERREG IV-Projekts HAREIA (Historical And Recent Earthquakes in Italy and Austria). Forum Hall in Tirol. Neues zur Geschichte der Stadt Bd.3: 110-140, Alexander Zanesco, Stadtarchäologie und Stadtarchiv Hall in Tirol, Hall in Tirol

Hammerl, Ch. & Lenhardt, W.A. (2013): Erdbeben in Niederösterreich von 1000 bis 2009 n. Chr. – Abh. Geol. B.-A., 67: 297 S., GBA, Wien

Hammerl, Ch. (2014): Historische Erdbebenforschung in Tirol – „Fakes“, Neubewertungen und Vervollständigung des Erdbebenkatalogs. – Tagungsband 16. Geoforum Umhausen: 90-95

Schorf, J. (1902): Die Erdbeben von Tirol und Vorarlberg. – Zeitschrift des Ferdinandeums, 3. Folge, H. 46: 99-282, Ferdinandeum, Innsbruck

Felssturzinduzierte Flutwellen und Kaskadeneffekte in den Kanadischen Rocky Mountains – Fallbeispiel Cougar Creek

Manfred Scheickl, David Powell

ALPINFRA Consulting + Engineering GmbH, Marktplatz 5, 5163 Mattsee

ABSTRACT

At the Cougar Creek, a tributary of the Bow River in Alberta, Canada, a potential rock-slide was identified approximately 1.5km upstream of the apex of the alluvial fan. The investigation of historical flood events showed, that in the past, landslide dam outbreak floods (LDOFs) very likely lead to major impacts at the alluvial fan. During the Cougar Creek Debris Flood mitigation project, the potential rockslide was investigated by means of numerical run-out models based on the 3D topography and the physical approach of Voellmy (1955) which is implemented in the debris-flow software tool RAMMS::DBF. The run-out calculations were performed by using different parameter sets of well documented and well investigated rock-fall events for investigation parameter sensitivity. Based on the run-out modelling results, dam breach calculations were conducted with the dam erosion model BASEMENT of the ETH Zürich. The comparison of various parameter sets and contextualizing the results with local conditions provided a good insight into the mechanisms of LDOFs on the one hand and produced out-flow hydrographs could be used as basis for the design work of flood mitigation measures on the other hand.

EINLEITUNG

Im Jahre 2013 trat der der Cougar Creek, der die Stadt Canmore (1.500m) in Alberta durchfließt, in Folge eines schweren Unwetters über die Ufer, überflutete Teile der Stadt, erodierte und zerstörte den Trans Canada Highway, den Highway 1A sowie die Querung der Canadian Pacific Railway Line. Im Rahmen nachfolgender Untersuchungen wurde erkannt, dass große Verklausungen mit Ablagerungshöhen von bis zu 30m in der Vergangenheit wiederkehrend zu Flutwellenbildung führten. Diese Verklausungen werden zum einen durch Muren aus steilen seitlichen Zubringern aber auch durch Felsstürze bzw. Felsgleitungen hervorgerufen. Fossile Reste einer erodierten Felssturzablagerung wurden rund 1,5 km bachaufwärts der Murkegelwurzel vorgefunden. Im Rahmen der Umsetzung von Hochwasserschutzmaßnahmen in Form eines rund 30m hohen Hochwasserrückhaltedammes zur Retention von rund 800.000m³ Hochwasser wurde eine potenzielle Felsgleitung dahingehend und hinsichtlich der Einwirkung auf die geplanten Maßnahmen näher untersucht. Canmore liegt in den Kanadischen Rocky Mountains und entwickelt sich seit der Winterolympiade 1988 von einer kleinen Kohlebergbausiedlung zu einer Stadt mit ausgeprägtem Winter- und Sommertourismus in gut erreichbarer Nähe zu Calgary. Die immobilen Werte die in den letzten 5 bis 10 Jahren geschaffen wurden, profitieren von der überwältigenden Gebirgslandschaft, der weitgehend unberührten Natur mit unerschlossener Landschaft, in der man unter anderem Bären, Berglöwen, Kojoten und Elchen begegnet und die natürliche Waldgrenze erkennen kann. Das Einzugsgebiet des Cougar Creek liegt in der Fairholme Mountain Range und fließt in den Bow River, liegt nordöstlich der Stadt und ist rund 42km² groß. Es wird vom Mt. Townsend (2.820 m) im Nordosten, dem Mt. Fable (2.702 m) im Osten, dem Grotto Mountain (2.730 m) im Süden sowie dem Mt. Lady MacDonald (2.606 m) und dem Mt. Charles Stewart (2.797 m) im Westen eingerahmt.

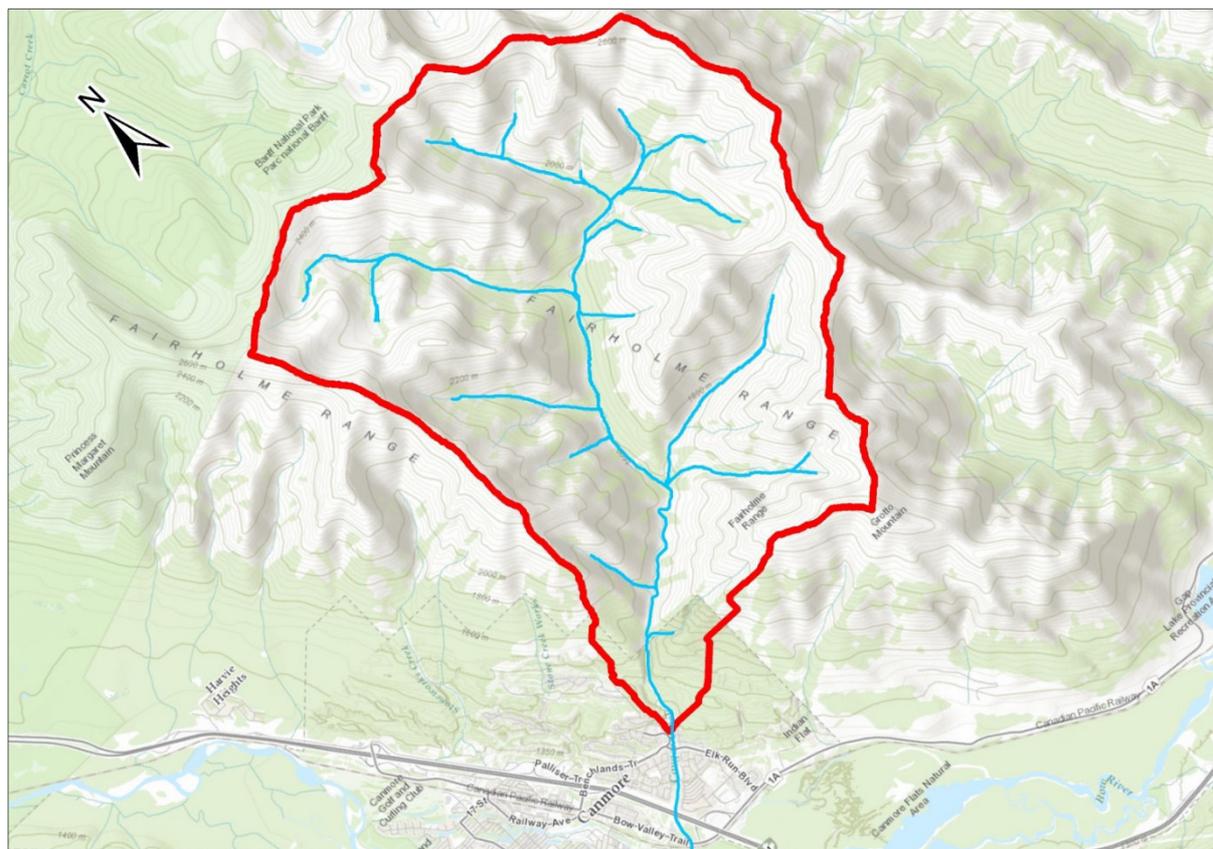


Abb. 1. Das Einzugsgebiet des Cougar Creek (source: ESRI)

GEOLOGISCHER RAHMEN

Grob kann die regionale Geologie wie folgt zusammengefasst werden: Die Kanadischen Rocky Mountains (CRM) liegen als verfaltete Aufschiebungsstruktur vor, in der mächtige Einheiten erosionsresistenter paläozoischer Karbonate über stärker erodierbare, mesozoische Sandsteine und Schiefer nach Nordwesten geschoben wurden. Um Canmore liegen vier maßgebliche Gesteinseinheiten vor. An der Basis der CRM liegen die Gesteine der Nordamerikanischen kratonischen Platte mit einer Mächtigkeit von rund 30 – 50 km. Darüber liegen präkambrische und unterkambrischen Klastika und Karbonate mit einer Mächtigkeit von rund 10 km, bestehend aus verwitterten Gesteinen des kanadischen Schildes. Die rund 6,5 km mächtige "middle carbonate unit", die im mittleren Kambrium bis späten Jura gebildet wurde, besteht aus marinen Kalken und Dolomiten sowie Schiefen. Die obersten Einheiten, mit einer Mächtigkeit von rund 5 km setzen sich aus jungen jurassischen bis tertiären Sandsteinen, Schiefen, Konglomeraten sowie Kohleablagerungen zusammen.

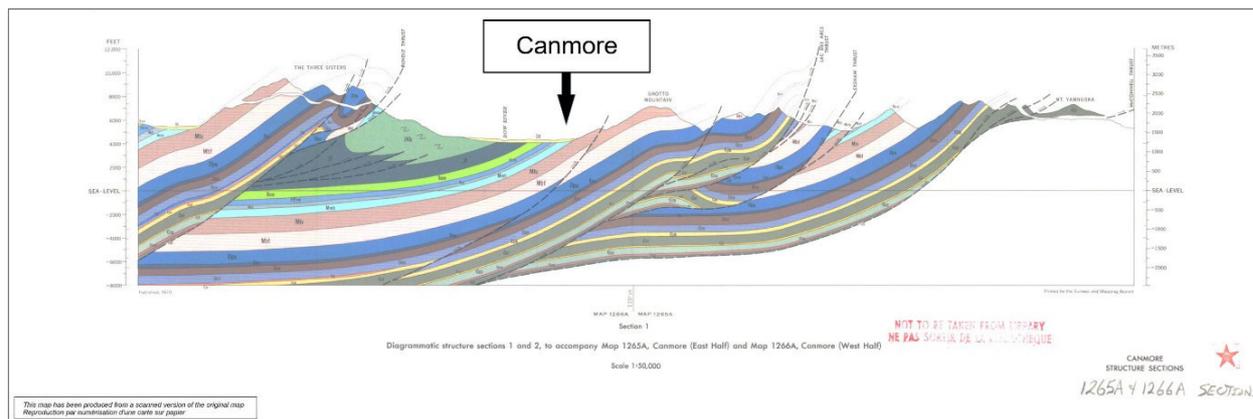


Abb. 2: Geologisches W-E Profil aus GSCmap Nr. 1265a (1970)

ABGRENZUNG DER POTENZIELLEN FELSGLEITUNG

Im Zuge der Kartierung der Speicher- bzw. Staubeckeneinhänge wurden rund 1,5 km oberhalb der Wurzel des Murkegels die Reste einer erodierten Verkläusung vorgefunden. Die Zuordnung der Erosionsreste zu einem Felssturz wurde aufgrund der Form der Komponenten, der Sortierung und des Ablagerungsgefüges vorgenommen. Am orographisch rechten Einhang, unmittelbar oberhalb der Ablagerungsreste wurde eine potenzielle Felsgleitung mit einem abgeschätzten Volumen von rund 1 Mio m³ identifiziert. Die Felsmassen befinden sich auf einer rund 38° bis 42° steilen (im Mittel 39,7°) und nach oben steiler werdenden potenziellen, mit der Bankung parallelen Gleitfläche.

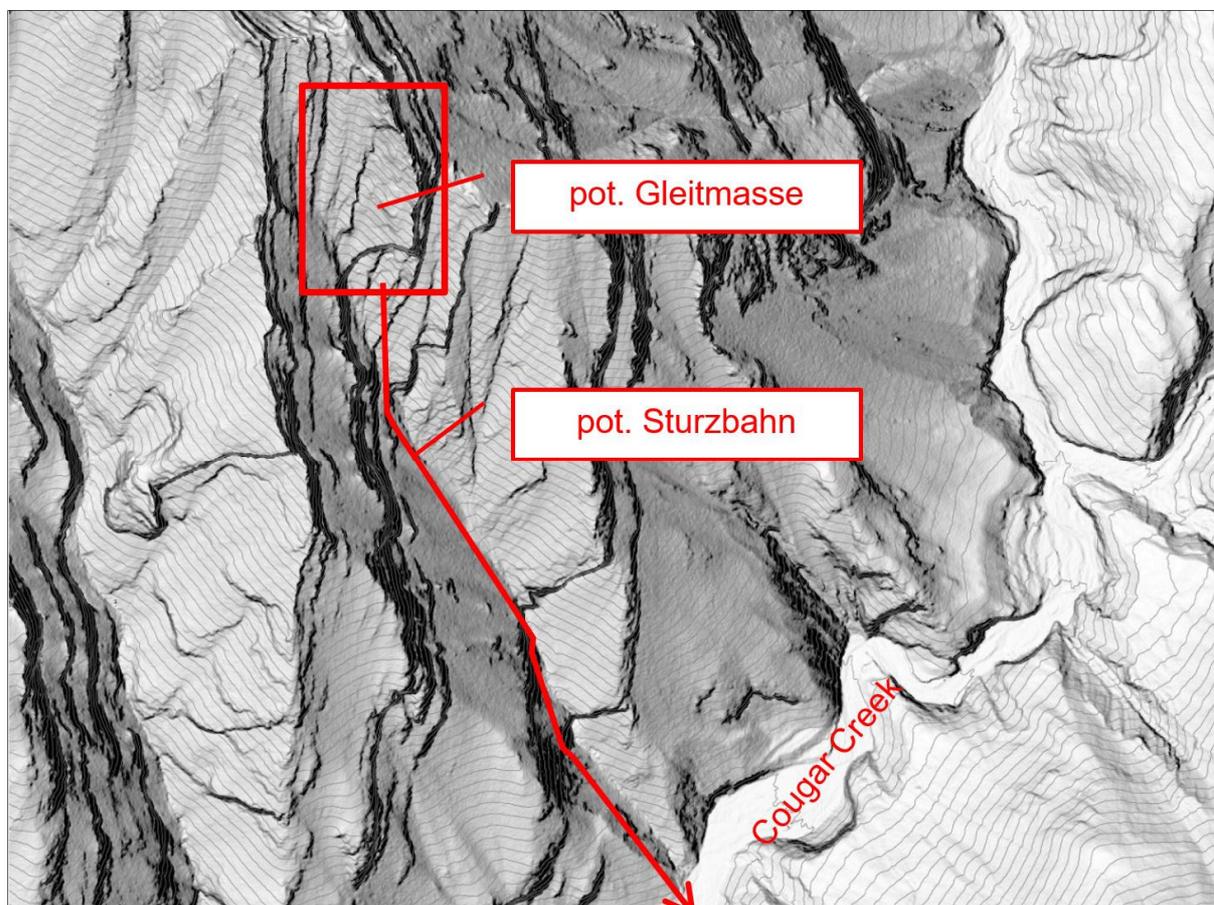


Abb. 3: Potenzielle Felsgleitung und Sturzbahn

Die Gesamtmächtigkeit beträgt rund 50m und die Felsmassen befinden sich zwischen 2060 m and 2260 m Seehöhe. Die Lage und der Längenschnitt entlang der Sturzbahn gehen aus Abb. bzw. Abb. hervor. Die Analyse der Trennflächen wurde auf Grundlage eines hochauflösenden ALS Datensatzes vorgenommen. Fotos wurden im Zuge einer Befliegung aufgenommen, die durch das Ingenieurbüro BGC Engineering Inc. dokumentiert wurde. Eine Stabilitätsanalyse zeigt, dass sich die vorliegende Situation aufgrund der vorliegenden Verzahnung und aufgrund von Materialbrücken stabil darstellt. Jedoch können Trennflächenwasserdrücke zur Überwindung der kohäsiv wirkenden Kräfte und zur niederschlagsinduzierten Ablösung der Felsmasse führen.

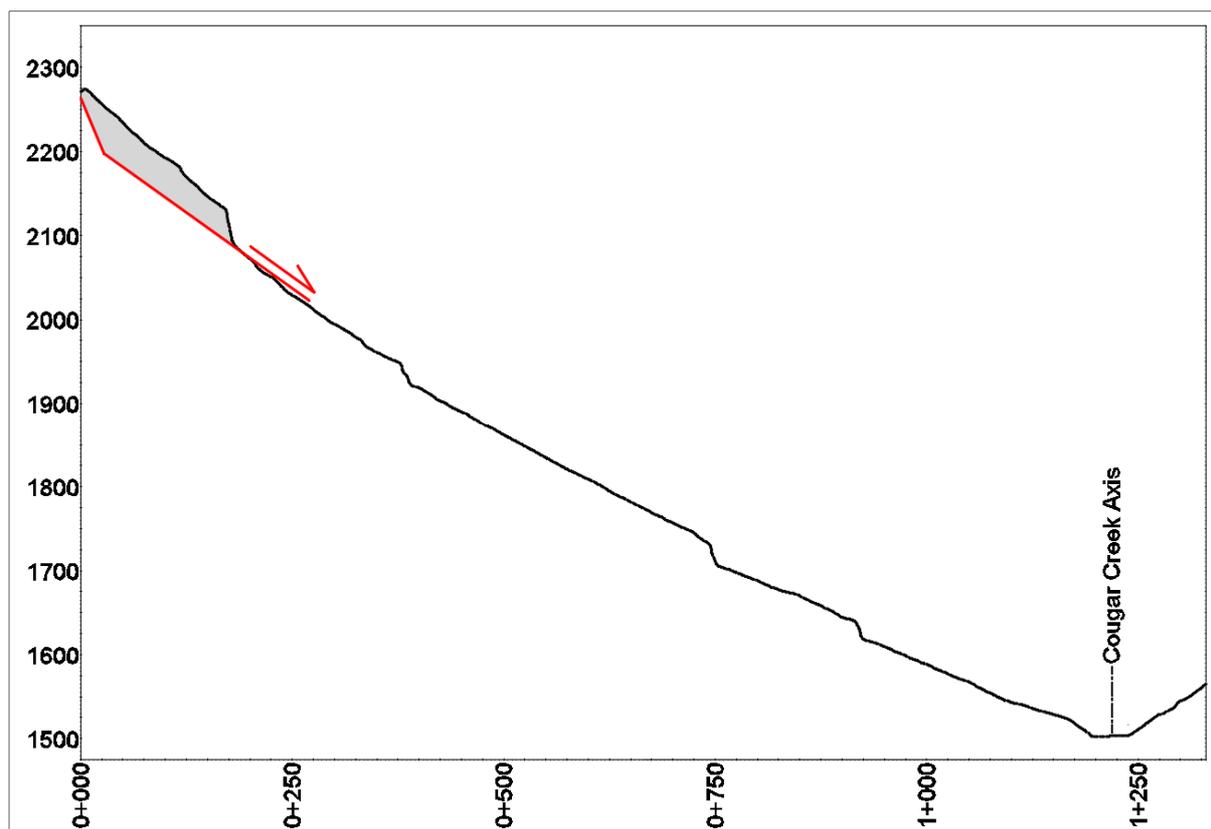


Abb.4: Längenschnitt durch die potenzielle Sturzbahn samt Ablöseform



Abb.5: Ansicht der potenziellen Felsgleitung (Foto von M. Jakob, BGC, 2014)

NUMERISCHE ANALYSE DER FELSGLEITUNG

Die numerische Analyse der Felsgleitung wurde unter Verwendung der Software RAMMS-DBF durchgeführt und auf Grundlage von Kalibrierungsdatensätze aus Laborversuchen und von Rückrechnungen bekannter Felsstürze. Der physikalische Ansatz folgt der Formulierung von Voellmy (1955) die in den fließdynamischen Ansatz von Saint Venant bzw. die Flachwassergleichung implementiert wurde. Das Reibungsmodell von Voellmy (1955) beinhaltet den trockenen Reibungsbeiwert μ , der zur Zunahme des Widerstandes mit steigender Normalspannung entsprechend ρgh nach dem Reibungsgesetz von Mohr-Coulomb führt, sowie einen Turbulenzparameter ξ , der den Gesamtwiderstand des bewegten Volumens wie folgt reduziert:

$$S = \mu \rho H g \cos \phi + \frac{\rho g U^2}{\xi}$$

S = Gesamtwiderstand [Pa]

ρ = Dichte

g = Erdbeschleunigung

Φ = Winkel der Sturzbahn

H = Fließhöhe

U = Fließgeschwindigkeit

Numerische Annäherungen an Sturzprozesse laufen am Ende des Tages auf die Diskussion bzw. die Rechtfertigung der gewählten Parameter hinaus. Zahlreiche wissenschaftliche Untersuchungen wurden zur Untersuchung von Parametersätzen unter Verwendung des Reibungsterms von Voellmy für die Modellierung von Lawinen, Muren und Felsstürzen durchgeführt. Einige der Arbeiten, die sich auf Felsstütze beziehen, werden in Tabelle 3 angeführt. Im Vorfeld der Untersuchung der Felsgleitung wurden Nachrechnungen dokumentierter Ereignisse und von Laborversuchen unter Verwendung der Parameter der in Tabelle 3 angeführten Autoren durchgeführt. Eine Sensitivitätsanalyse wurde anhand der in

Tabelle 4 angeführten Parameter durchgeführt.

Tabelle 3: Referenzen für Berechnungsparameter

ID	Bezeichnung	Quelle
[1]	Trial and Error	Trial and Error basierend auf den lokalen Felsparametern
[2]	Hochmais	Rückrechnung des Felssturzes Hochmais (2015).
[3]	Hungr & Evans (1996)	Best-Fit Parameter Frank Slide
[4]	Hungr & Evans (2004)	Best-Fit
[5]	McDougall & Hungr (2004)	Laborversuche

Tabelle 4: Berechnungsparametersätze für Kalibrierberechnungen

Parameter Set	μ	ξ

[1] Trial and Error	0.36 ($\pm 20^\circ$)	600
[2] Hochmais	0.65 ($\pm 33^\circ$)	225
[3] Hungr/Evans (1996)	0.10 ($\pm 5.7^\circ$)	700
[4] Hungr/Evans (2004)	0.05 ($\pm 2.9^\circ$)	400
[5] McDougall/Hungr (2004)	0.58 ($\pm 30^\circ$)	750

Ein für den untersuchten Fall sehr interessanter Parametersatz stammt aus Laborgroßversuchen von McDougall & Hungr (2004). Der experimentelle Ansatz besteht aus seiner 33° geneigten Rutsche, die am unteren Ende der Sturzbahn um 60° in der Horizontalen abgelenkt wurde, ähnlich wie die Situation am Cougar Creek vorliegt. Im Zuge der gegenständlichen Arbeit wurde aus dem experimentellen Setup ein synthetisches Höhenmodell generiert und die Versuche wurden für Kalibrierungszwecke nachgerechnet. Die "best-fit" Parameter für den maßgeblichen Zeitschritt 0,6s sind 0,58 für den Reibbeiwert μ and 750 für den Turbulenzparameter ξ . Diese Werte ergeben zudem eine gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen, die seitens der Autoren mit dem Berechnungscodes DAN3D errechnet wurden. Aus Abb. geht der Vergleich zwischen den gemessenen und den berechneten Ablagerungsformen hervor.

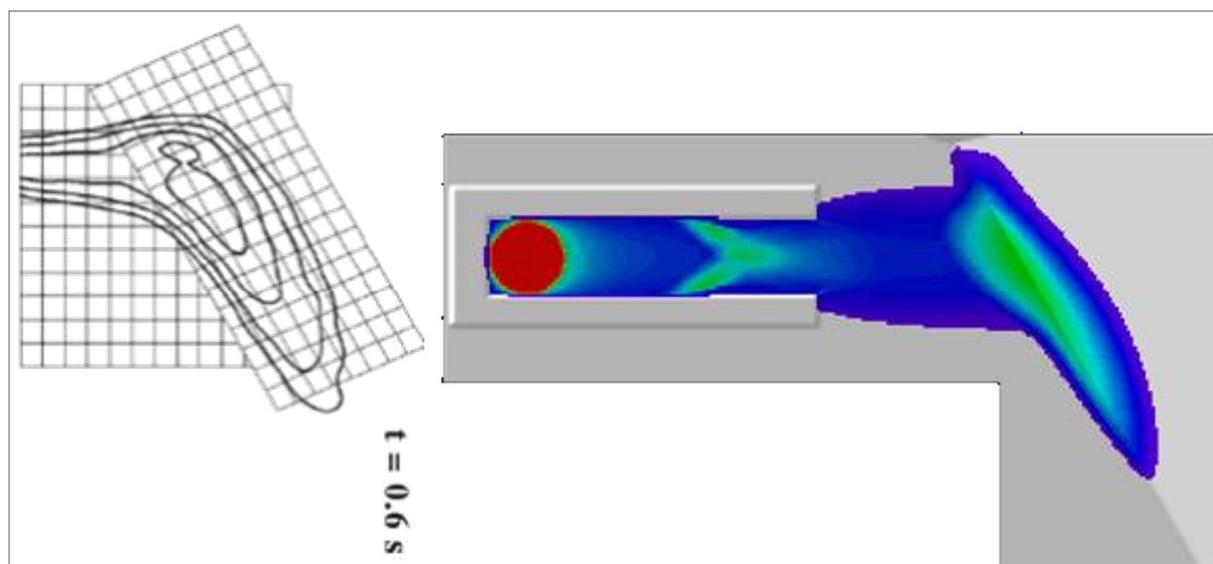


Abb. 6: Links: Laborversuch von McDougall & Hungr (2004); Rechts: Nachrechnung mit RAMMS:DBF

BERECHNUNGSERGEBNISSE

Die numerische Abschätzung der Dammbildung, die aus der potenziellen Felsgleitung hervorgehen kann, ist für die Berechnung eines Verklauungsbruches und des resultierenden Ausgangshydrographen bzw. der resultierenden Flutwelle von hoher Relevanz. Aus Abb. gehen die Ablagerungsformen unter Verwendung der unterschiedlichen und oben diskutierten Parametersätze im Graben-Querprofil hervor. Abb. zeigt das Relief der resultierenden Felssturzaflagerung samt Stauseebildung für den Parametersatz [1]. Generell zeigen die Parametersätze [1] und [5] gemäß

Tabelle 4 plausible Geometrien für einen granularen, blockigen Felssturz mit verhältnismäßig kurzen Sturzlängen.

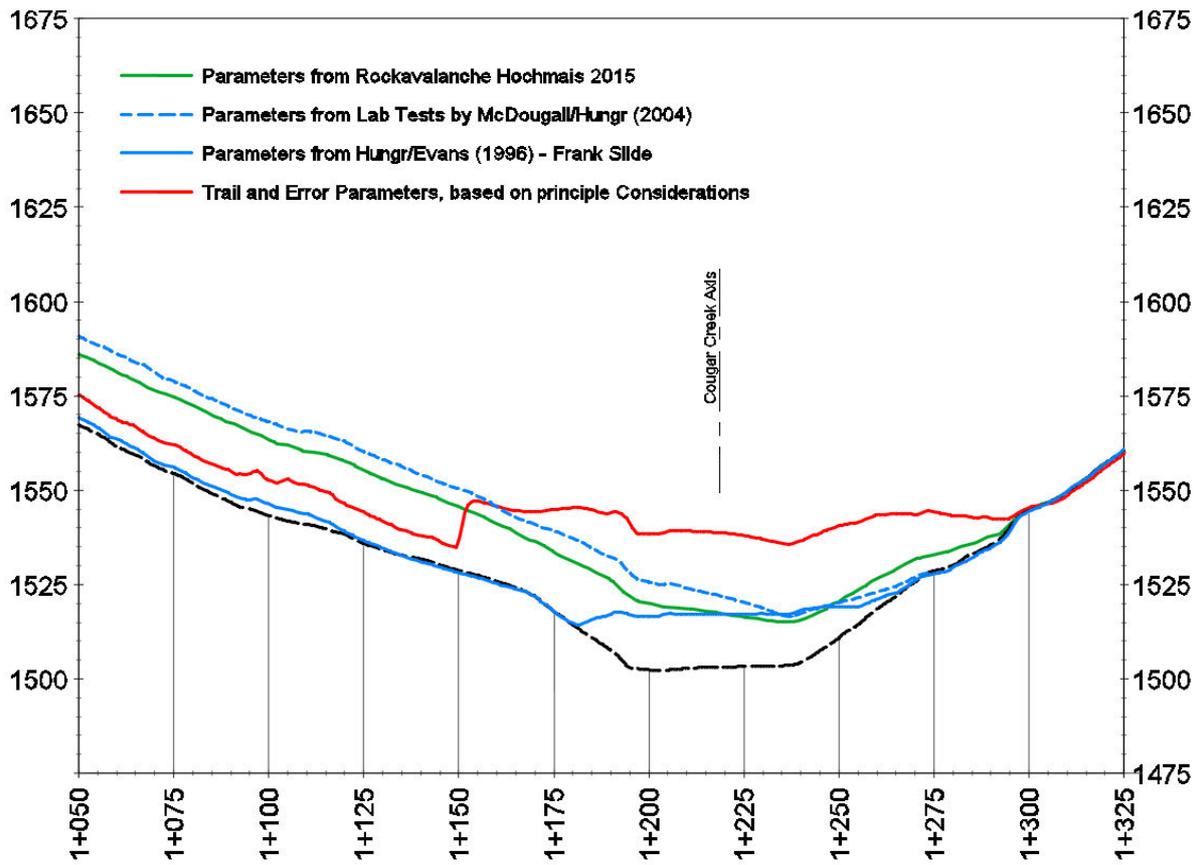


Abb. 7: Ablagerungsformen unter Verwendung von Parametersätzen aus dokumentierten Ereignissen

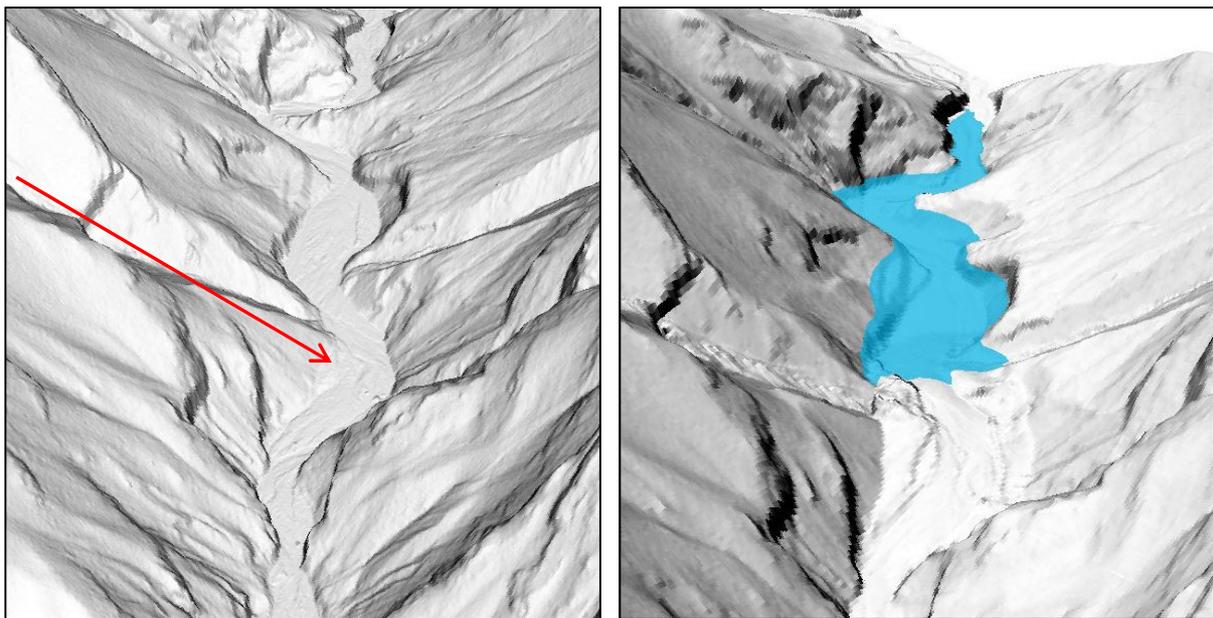


Abb. 8: Aktuelles Relief (links) und berechnete Ablagerung sowie Stauseebildung (rechts)

DAMMBRUCH UND FLUTWELLENBERECHNUNG

Eine vergleichende Dammbrechberechnung wurde mit dem Analysecode BASEMENT (ETH) unter Zugrundelegung der unterschiedlichen berechneten Ablagerungsformen in 3D und von unterschiedlichen Materialparametern entsprechend

Tabelle 5 durchgeführt. Als hydrologische Ausgangssituation wurde dem Felssturzereignis ein Hochwasser überlagert, das aus einem 2h Niederschlag mit einer Wiederkehrperiode von 1000 Jahren hervorgeht. Die Niederschlags-Abflussberechnungen wurden mittels HEC-HMS durchgeführt. Die Berechnungen zeigen, dass die Verwendung der Parameter aus dem Frank-Slide, der sich durch eine verhältnismäßig große Reichweite und eine sehr starke Zertrümmerung der Komponenten auszeichnet, eine verhältnismäßig flache Ablagerungsform mit großer Reichweite und geringen Stauvolumina sowie kleinen Bruch-Hydrographen ergibt. Hingegen zeigen die Berechnungen unter Verwendung der Parameter von McDougall/Hungr (2004) sowie die Trail and Error Parameter höhere Dammhöhen und folglich höhere Stauvolumen und Spitzenabflüsse. Vergleichende Bruchhydrographen für das Szenario 01 und 08 gehen aus Abb. und Abb. hervor.

Tabelle 5: Berechnungsvarianten für den Verklauungsbruch und resultierende Spitzenabflüsse

Szenario	Zusammensetzung des Materials	Grenzreibungs- winkel des Dammmaterials	Ausgangs- situation	10h Abfluss [m ³]	Spitzen- abfluss [m ³ /s]
01	Frank Slide	40°	Leer	1.061.892	75
02	Frank Slide Max. Korndurchmesser x 1,5	40°	Leer	830.609	70
03	Frank Slide Max. Korndurchmesser x 0,5	40°	Leer	1.106.187	85
04	Frank Slide	40°	Stauspiegel bei 1.535m	1.884.268	200
05	Frank Slide	40°	Leer	1.597.086	165
06	Frank Slide	40°	Stauspiegel bei 1.516m	1.679.453	160
07	Frank Slide	35°	Leer	809.276	75
08	Frank Slide	35°	Stauspiegel bei 1.535m	1.864.242	215
09	Frank Slide	37.5°	Leer	928.027	75
10	Frank Slide	37.5°	Stauspiegel bei 1.535m	1.843.289	205
11	Frank Slide	35°	Leer	1.603.041	165
12	Frank Slide	35°	Stauspiegel bei 1.516m	1.685.071	170
13	Frank Slide	37.5°	Leer	1.594.775	165
14	Frank Slide	37.5°	Stauspiegel bei 1.516m	1.687.359	160

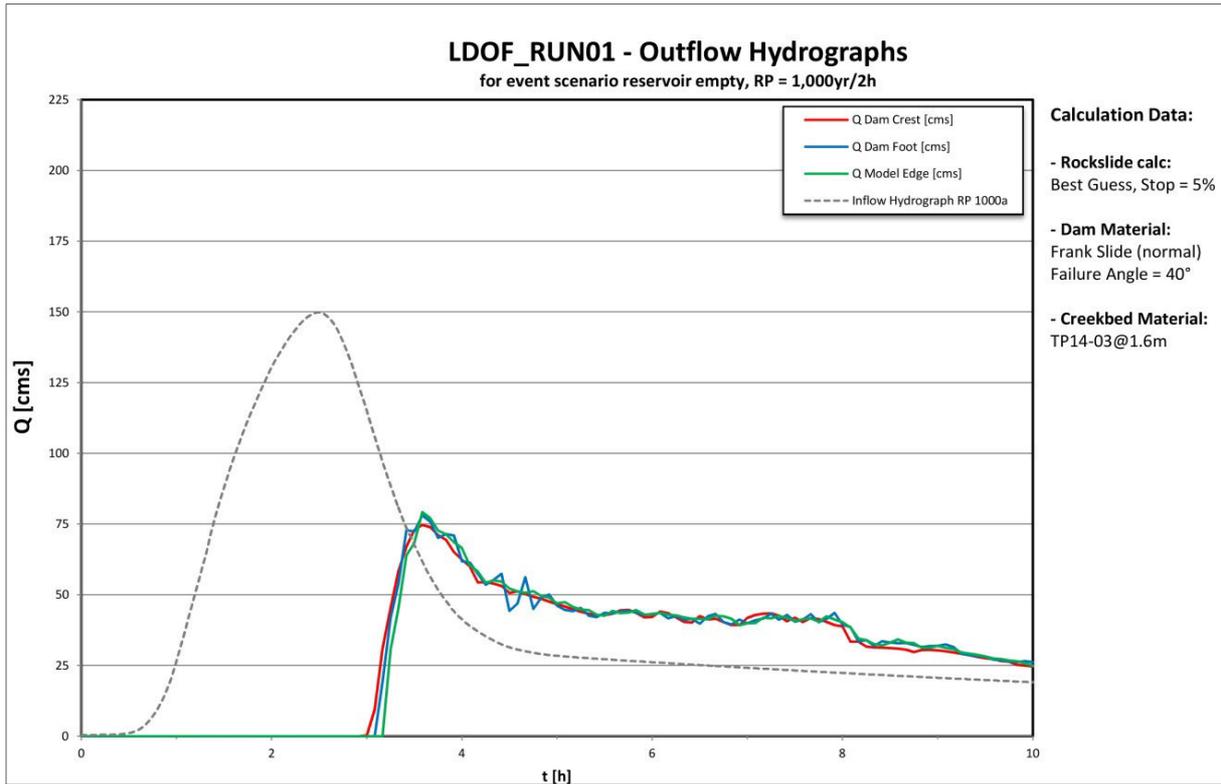


Abb.9: Dambruchhydrograph – Parametersatz 01

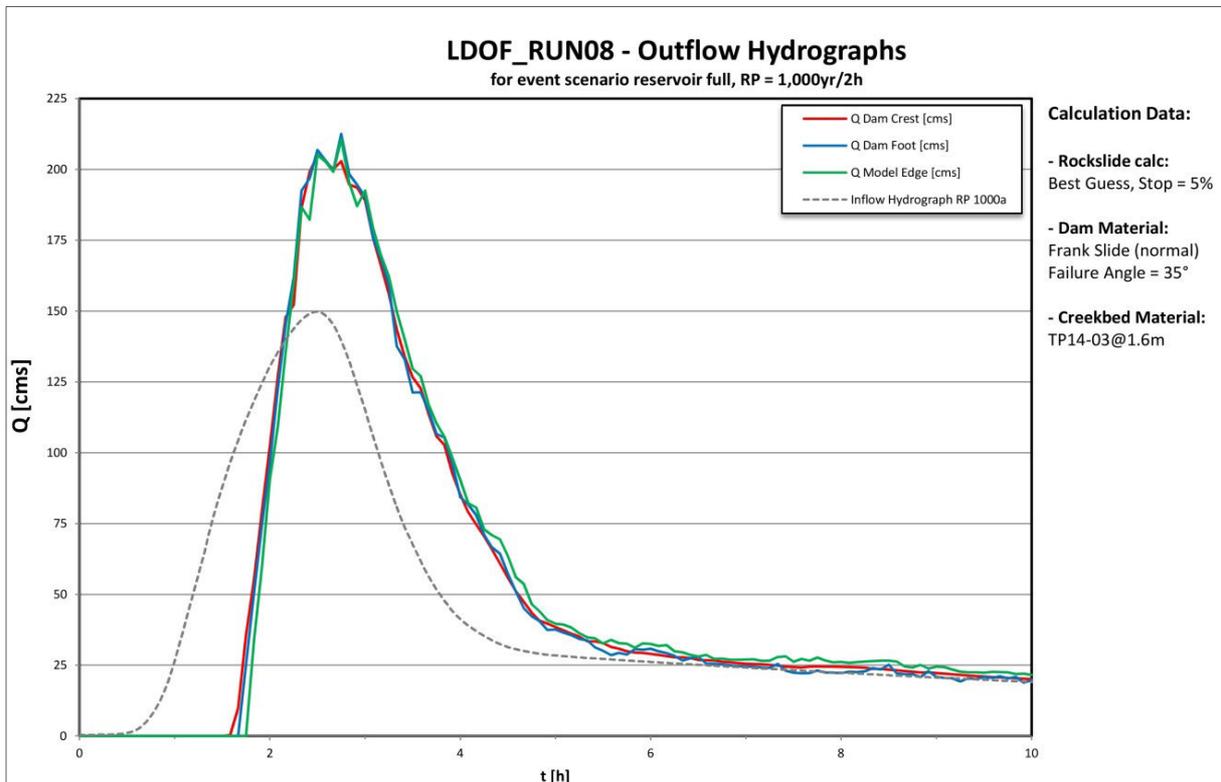


Abb. 10: Dambruchhydrograph – Parametersatz 08

LITERATUR

ALPINFRA 2015: Report on the Rockslide Mitigation Measures Hochmais – TIWAG Kraftwerk Gepatsch/Kaunertal.

BGC Engineering Inc. (BGC). 2014. Town of Canmore. Cougar Creek Debris Flood Hazard Assessment - Final. Report prepared for the Town of Canmore. Vancouver. British Columbia. March 7. 2014

Cruden. D.M. and O. Hungr (1986): The debris of the Frank Slide and theories of rockslide–avalanche mobility. In: Canadian Journal of Earth Sciences. 1986. 23(3): 425-432. 10.1139/e86-044

Hungr. O. and Evans. S.G. (1996): Rock avalanche runout prediction using a dynamic model. Procs.. 7th. International Symposium on Landslides. Trondheim. Norway. 1:233-238.

Hungr. O. and Evans. S.G. (2004): Entrainment of debris in rock avalanches: An analysis of a long run-out mechanism. GSA Bulletin; Sept./Oct. 2004. v.116. p9/10.

McDougall. S. and Hungr. O. (2004): A model for the analysis of rapid landslide motion across three-dimensional terrain. Can. Geotech. J. 41. 1084-1097.

Voellmy. A. 1955. Ober die Zerstörungskraft von Lawinen. Schweizerische Bauzeitung. Jahrg. 73. Ht. 12. p. 159-62; Ht. 15. p. 212-17; Ht. [7. p. 246- 49; Ht. 19. p. 280-85·Volz C.. Rousselot P.. Vetsch D.. Mueller R.. Faeh R. and Boes R. 2010: Numerical Modeling of Dam Breaching Processes Due to Overtopping Flow. Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology (VAW). ETH-Zurich. CH-8092 Zurich. Switzerland.

Entwicklung eines skalenbasierten Überwachungs- und Frühwarnsystem von Hangrutschungen für radioaktive Altlasteneinrichtungen in Kirgistan

Markus Keuschnig¹, Andreas Schober², Robert Delleske¹, Giorgio Höfer-Öllinger², Katharina Brandner²

¹GEORESEARCH Forschungsgesellschaft mbH, Hölzlstraße 5, 5071 Wals

²Geoconsult ZT GmbH, Hölzlstraße 5, 5071 Wals

Abstract

Radioactive waste and the legacies of uranium mining combined with massive landslides pose tremendous risks to vast areas of Kyrgyzstan and their inhabitants. These risks comprise the potential destruction of radioactive legacies and thus, the mobilisation of radioactive materials through streams and rivers into intensively cultivated agricultural areas. For risk reduction and based on cutting-edge technologies, we are developing a spatially and temporally scalable landslide monitoring and early warning system (LMEWS) for the Mailuu Suu region. The project's long-term aim is to increase the safety of Kyrgyz uranium legacy complex sites through optimised monitoring and remediation measures.

Keywords: landslides, monitoring and early warning systems, legacy sites

Einleitung

Radioaktive Altlasten in Kombination mit gewaltigen Hangrutschungen bergen enorme Risiken für viele Regionen Kirgistans und deren Bewohner (Abb.).



Abb. 1: Auswirkungen der Koitash Rutschung vom April 2017 (Region Mailuu Suu, Kirgistan).

Weite Flächen Kirgistans sind geprägt vom hochalpinen Tianshan Gebirge: 70% der Landesfläche liegen über 3.000 m Meereshöhe und der höchste Gipfel des Landes, der Pik Pobeda, ragt sogar 7.439 m in den Himmel. Aufgrund des extrem hochalpinen Charakters (Relief, Wetterbedingungen) und intensiver seismischer Aktivität (Erdbeben) ist Kirgistan besonders anfällig für Naturgefahren wie Hangrutschungen, Lawinen und Überschwemmungen. Besonders der Süden des Landes ist ein „Hotspot“ für große, gravitative Massenbewegungen: Großflächige Lössvorkommen erreichen hier oftmals Mächtigkeiten von mehreren Zehnermetern. Durch starke Niederschläge oder Erdbeben kann das gelöste Feinmaterial leicht mobilisiert werden. Gewaltige Hangrutschungen, Schlamm- und Erdlawinen mit Volumen von mehreren Millionen Kubikmetern sind nicht selten die daraus resultierenden Folgen (Abb.).



Abb. 2: Koitash Rutschung, April 2017 (Region Mailuu Suu, Kirgistan)

Radioaktive Altlasten und Risiken - die Region Mailuu Suu

Neben dem erheblichen Naturgefahrenpotential beherbergt Südkirgistan im Einzugsgebiet der Stadt Mailuu Suu auch Altlasten aus der Sowjet-Ära, u.a. radioaktives Material aus dem bis zum Ende der 70er Jahre betriebenen Uranbergbau. Dieses Material wurde Großteils in Deponien und Bergeteichen (Tailings) im Bereich der Talböden abgelagert und ist daher besonders exponiert gegenüber Hangrutschungen. Die daraus resultierenden Risiken umfassen eine mögliche Zerstörung dieser Einrichtungen mit einhergehender Remobilisierung und Verfrachtung von radioaktivem Material durch Bäche und Flüsse in landwirtschaftlich intensiv genutzte Regionen.

Projektziele und Forschungsfragen

Das langfristige Ziel des Projekts ist, die Risiken von kirgisischen Uran-Altlastengebieten durch optimierte Überwachungs- und Sanierungsmaßnahmen zu reduzieren. Basierend auf modernsten Monitoring-Technologien wird ein räumlich und zeitlich skalierbares Überwachungs- und Warnsystem für Hangrutschungen entwickelt (Landslide Monitoring and Early Warning System – LMEWS). Dieses sollte

auf lokaler ($\leq 1 \text{ km}^2$) wie auch regionaler ($\leq 1.000 \text{ km}^2$) einsetzbar (Region Mailuu Suu) und potentiell auch auf andere Gebiete übertragbar sein. Dabei werden u.a. folgende Forschungsfragen verfolgt: (1) Welche Typen von Hangrutschungen kommen wo vor, welche Versagensmechanismen sind dominant und was sind die davon ausgehenden Gefahren und Risiken? (2) Welche Technologien und Methoden sind für die Überwachung und Warnung unter den gegebenen Rahmenbedingungen am besten geeignet?

Methodik

Die angewandte Methodik besteht im Allgemeinen aus zwei Teilen – einer (i) zielgruppenorientierten und prozessbasierten Bedarfsanalyse, (ii) der Entwicklung einer kombinierten Methodenstrategie bestehend aus fixen und mobilen Komponenten für das LMEWS. Bei der Bedarfsanalyse wurden zahlreiche Experteninterviews mit verschiedenen öffentlichen Institutionen geführt und alle existierenden und geplanten Systeme in Kirgistan erhoben. Dabei wurde besonderes Augenmerk auf die Einbindung des neuen Systems in bestehende Infrastrukturen gelegt um die zukünftige Wartbarkeit und somit Funktionstüchtigkeit bestmöglich zu gewährleisten. Basierend auf historischen Ereignissen, Feldkartierungen und Fernerkundungsdaten (Drohnen und Satelliten) wurden potentielle Versagensmechanismen analysiert und eine Hangrutschungs-Risikoanalyse für Tailings durchgeführt. Auf dieser Grundlage wurde ein Set aus mobilen und fixen Methoden ausgewählt und auf deren Eignung in Bezug auf die vorherrschenden Prozesse und Bedürfnisse analysiert und evaluiert (Abb.).

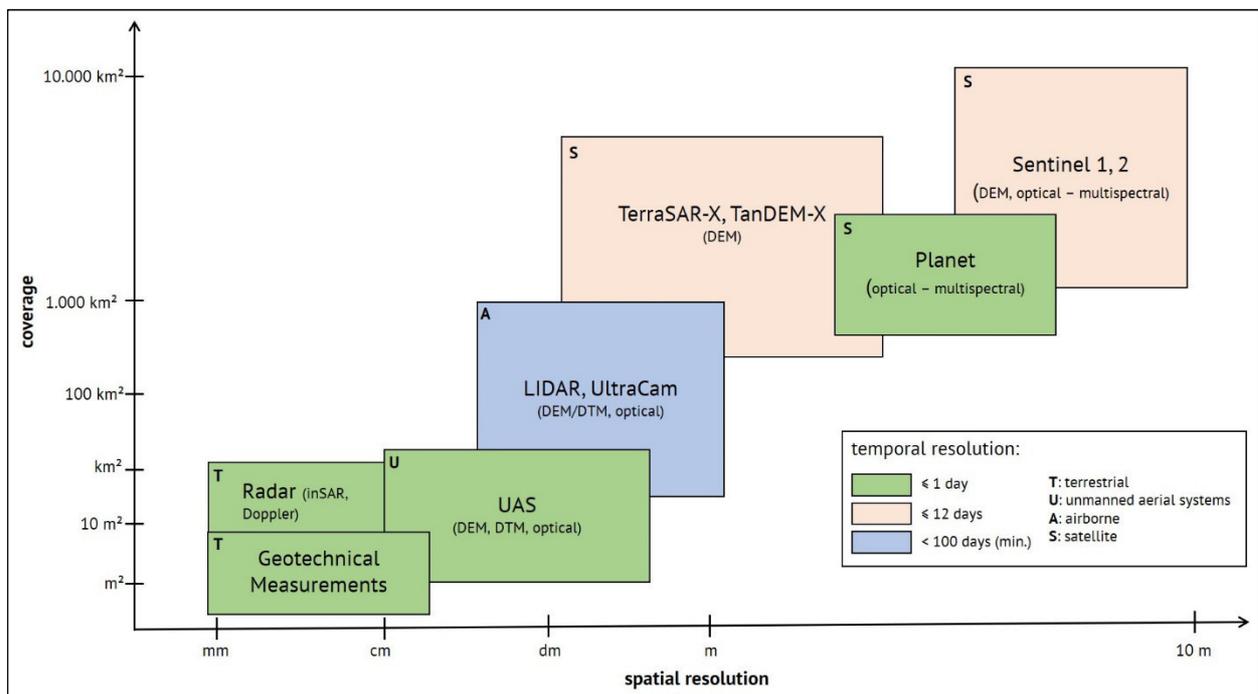


Abb. 3: Monitoring Methoden unter Berücksichtigung der räumlichen und zeitlichen Auflösung sowie Abdeckung.

Vorläufige Ergebnisse und Ausblick

Aktuell (2018) ist kein funktionstüchtiges LMEWS in Kirgistan im Einsatz, nicht auf lokaler wie auch auf regionaler Ebene. Alle früheren Installationen sind aufgrund von Vandalismus oder nicht durchgeführten Wartungen zerstört oder stark in Mitleidenschaft gezogen worden. Zu den wichtigsten Anforderungen aus der Bedarfsanalyse zählen vor allem der Schutz der geplanten Komponenten vor Vandalismus und auch eine einfache Wartbarkeit bzw. geringe Wartungskosten. Des Weiteren wurde auch der Aufbau von Kapazitäten für die Bedienung, Wartung und Datenanalyse/Interpretation als besonders wichtig angesehen. In der Region Mailuu Suu konnten beinahe alle gravitativen Massenbewegungstypen nach Varnes (1978) identifiziert werden. Die größten Rutschungen erreichen dabei Volumina mit mehr als 3.000.000 m³ (Koitash Rutschung) und weisen teilweise ein erhebliches Naturgefahrenpotential auf. Dabei können hauptsächlich primäre, sekundäre und tertiäre Gefahrenbereiche (GB) ausgewiesen werden. Die primären GB sind charakterisiert durch direkte die Beeinflussung der Massenbewegung selbst. Die sekundären GB entstehen durch eine Überschwemmung aufgrund von Rückstau als Folge von Rutschungs-Dämmen. Die tertiären GB entstehen als Folge eines Dammbrechens und einhergehender Überflutungen. Auf Basis dieser Daten wurde eine qualitative Risikoanalyse für die betroffenen Tailings erstellt und Bereiche mit den höchsten Risiken identifiziert. Diese Bereiche wurden besonders bei der Konzeption des LMEWS berücksichtigt.

Auf Basis der Bedarfsanalyse, den vorherrschenden Risiken und den speziellen Anforderungen hinsichtlich räumlicher Skalen wie auch Übertragbarkeit wurde ein LMEWS mit den folgenden fixen und mobilen Komponenten entwickelt: (i) Satelliten-basiertes InSAR (SB-InSAR) für das Monitoring von Bodenbewegungen auf regionaler Skale; (ii) Unmanned Aerial System (UAS oder auch Drohnen) für die Überwachung auf lokaler bis regionaler Skale; (iii) Boden-basiertes, mobiles InSAR (GB-InSAR) für das Monitoring von Bodenbewegungen auf lokaler Skale, alarmfähig; (iv) permanent installiertes Kamerasystem für die on-site visuelle Überwachung auf lokaler Skale; (v) Automatische Wetterstationen für die lokale und regionale Skale und (vi) Grundwasserpegel für die lokale Skale.

Aktuell (2018) befindet sich das LMEWS in der Ausschreibungsphase und wird 2019 in Betrieb gehen.

Die Entwicklung des Überwachungs- und Warnsystem für Hangrutschungen ist Teil des durch die EU finanzierten Projekts "Conducting an integrated Environmental Impact Assessment and Feasibility Study for the Safe Management and Remediation of the Uranium Legacy Complex of Mailuu Suu, Kyrgyzstan (EuropeAid/138036/DH/SER/KG; 2017 – 2019)".

Zitate

[3] Varnes, D.J. (1978) Slope Movement Types and Processes. In: Schuster, R.L. and Krizek, R.J., Eds., Landslides: Analysis and Control, National Research Council, Washington DC, Transportation Research Board, Special Report 176, National Academy Press, Washington DC, 11-33.

Semi-automatische Kartierung der Ablöse-Homogenbereiche von steinschlaggefährdeten Felswänden mittels UAS (Unmanned Aerial Systems)

Anne Hormes¹, Axel Hellman², Christian Demmler¹, Klaus Jöchler³

¹ Sky4geo e.U., Planötzenhofstrasse 29b, 6020 Innsbruck, ah@sky4geo.com

² Sweco, Gjörwellsgatan 22, 100 26 Stockholm, Schweden, axel.hellman@sweco.se

³ Jöchler, Franz-Gastl-Weg 16, 6170 Zirl, klausjoechler@gmail.com

Abstract

The mapping of detachment areas and determination of dimensioning block size is a challenge for inaccessible rock faces. Unmanned aerial systems (UAS) enable the measurement of joint systems, open fractures and block cubature in areas previously inaccessible and hazardous. We present an innovative approach for rock fall hazard zoning using UAS 'structure-from-motion photogrammetry' (SfM) for the detailed documentation of structural discontinuities. 3D point clouds generated by UAS constitute a new efficient method that provides unbiased and precise information for rock fall hazard assessment. Kinematic analysis for Engelswand in Tumpen, Ötztal, yield high admissibility for flexural toppling, but also significant critical intersections for wedge and planar sliding. Our developed method allows for targeted rock wall clearing operations.

Keywords: Unmanned Aerial Systems, 3D photogrammetry, rock fall hazard, kinematic analysis

Zusammenfassung

Die Kartierung von Ablöse-Homogenbereichen und Bestimmung der Bemessungsblockgröße ist bei ausgesetzten Felswänden eine Herausforderung. Unbemannte Flugsysteme (UAS) ermöglichen die Messung von Trennflächen, offenen Kluftkörpern und Blockkubaturen in Bereichen, die bisher nicht zugänglich und gefährlich waren. Wir präsentieren einen innovativen Ansatz für die Steinschlag Gefahrenzonenkartierung mit UAS 'Struktur-durch-Bewegung Photogrammetrie' (SfM) für die detaillierte Beschreibung von strukturellen Diskontinuitäten. 3D-Punktwolken, die von UAS generiert werden, stellen eine neue effiziente Methode dar, die unvoreingenommene und präzise Informationen für die Bewertung von Steinschlaggefahren liefert. Die kinematische Analyse für Engelswand in Tumpen, Ötztal, ergibt eine hohe Anfälligkeit für Kippbewegung, aber auch signifikante kritische Gleitflächen für ebene und Keilausbrüche wurden ermittelt. Unsere entwickelte Methode ermöglicht gezielte Felsausräumungsarbeiten.

Einleitung und Problemstellung

Die Entwicklung von Techniken und Sensoren von unbemannten Flugsystemen (Unmanned aerial systems – UAS) / Drohnen hat in den letzten Jahren einen exponentiellen Schub erfahren. Drohnen werden zunehmend für geotechnische und ingenieurgeologische Arbeiten eingesetzt, da die Genauigkeit der Systeme und Arbeitsabläufe ein enormes Potential darstellen. Wir stellen eine quantitative Beurteilungsmethode vor, die für die Beurteilung der Instabilität von Steinschlag-Auslösebereichen genutzt werden kann.

Wir haben im Sommer 2017 die bekannte Sportkletterwand Engelswand bei Tumpen im Ötztal befliegen um instabile Felspartien zu identifizieren und um die Genauigkeit der hier vorgestellten Methodik auf den Prüfstand zu stellen. Die Engelswand in Tumpen ist eine beliebte Sportkletterwand, die an Wochenenden viele Kletterer anzieht. An einem Samstag haben wir rund 70 Kletterer gezählt. Unser Gespräch mit der Wiesengemeinschaft hat ergeben, dass jedes Frühjahr zur Schmelzsaison kleinere und grössere Blöcke herunterfallen, ebenso nach Starkregen-Ereignissen. Diese Blöcke werden regelmässig von der Wiesengemeinschaft weggeräumt. Felsausräumungsarbeiten werden eher unregelmässig durchgeführt und liegt im Bereich <5 Jahre.

Unsere hier vorgestellte Methode erlaubt im Vergleich zu herkömmlichen Methoden:

- Daten können an steilen, unzugänglichen und gefährlichen Felswänden aufgenommen werden
- Die Datenmenge entspricht einem Vielfachen von manuell aufgenommenen Strukturdaten und Scanlines und erlaubt daher eine bessere Statistik
- Räumliche und zeitliche Auflösung kann verbessert werden
- Datenerfassung kann in einer kurzen Zeit erfasst werden, normalerweise reicht ein Tag für die Befliegung inklusive der Einmessung von Ground Control Points (GCP)

Methodik

Die UAS Industrie hat in den letzten Jahren einen enormen Wachstumsschub erfahren, allein in Österreich sind um die 100.000 Drohnen registriert (oeamtc.at, 2-September-2018). Das Marktpotential wird für Drohnenbenutzung bis zum Jahr 2035 auf jährlich EUR 10 Mill. geschätzt (SESAR, 2016). UAS-Fernerkundung bietet eine zunehmende Genauigkeit, mit kurzen Erfassungszeiten, die einen flexiblen Einsatz in potentiell gefährlichen Gebieten erlauben (Scaioni et al. 2014). Bereits 2012 wurde ein UAS erfolgreich für eine Massenbewegungsstudie verwendet (Niethammer et al. 2012). Die Genauigkeiten von digitalen Höhenmodellen (DHM) in UAS-Studien lag in den letzten Jahren zwischen 1- 5 cm (Turner et al. 2014, 2015, Harwin and Lucieer, 2012). Die neuesten Entwicklungen umfassen Algorithmen, die die automatische Erfassung von charakteristischen Merkmalen (feature-matching) von dichten 3D Punktwolken erlauben (Turner et al. 2014). Umfassende Literaturstudien von UAS für die Fernerkundung finden sich in Colomina und Molina (2014) und Nex und Remondino (2014).

Die UAS-Photographien werden photogrammetrisch analysiert um mit der Structure-from-Motion (SfM) Technik ein digitales Höhenmodell (DHM) zu erstellen, indem man eine ausreichende Anzahl von Photos in einer Software prozessiert, die wiederkehrende Punkte von Bild zu Bild miteinander vergleicht und somit 3D Punktwolken zusammensetzt. Eine detaillierte SfM benötigt Bilder aus verschiedenen Aufnahmewinkeln und -standorten. Wir haben die Software Agisoft Photoscan verwendet (Agisoft 2018).

Wir haben für diese Studie eine kommerzielle Drohne DJI Phantom 4 benutzt (Abb.1). Phantom 4 operiert mit einer integrierten, optischen Kamera mit einer Auflösung von 12MP.

Die Genauigkeit der DHM und 3D Punktwolken, die man mit UAS erzielt, hängt von folgenden Punkten ab:

- Anzahl der Bilder
- Verschiedene Aufnahmewinkel der Felswand
- % der Überlappung der Bilder

- Stereo-Winkel

Korrekte Georeferenzierung der 3D Punktwolken ist abhängig von:

- Anzahl und Dichte der GCP
- Messgenauigkeit der eingemessenen GCP (mit DGNSS)
- On-board RTK-GNSS UAS (Real-Time-Kinematics Global Navigation Satellite System)
- Entfernung zum Aufnahmeobjekt

In unserer Studie haben wir verschiedene Methoden der Einmessung von GCP verglichen: eine schnelle, kosteneffiziente Methode mit der Einmessung von GCP mit einem Garmin Montana 600 GPS, kombiniert mit Luftbildern mit einer 20 cm Auflösung, als auch eine Methode, bei der alle GCP mit einem Trimble R9 GNSS eingemessen wurden.



Abb. 1: Das in dieser Studie verwendete UAS Phantom 4 im Einsatz in Nord-Norwegen, Kåfjorden (Photo: Louise Vick)

Wir vergleichen in unserer Studie manuelle Strukturmessungen, die an 2 Tagen sowohl am Boden als auch in der oberen Felswand mit einem Geologenkompass aufgenommen wurden, mit semi-automatischen Strukturmessungen an unserer dichten 3D-Punktwolke, um instabile Felspartien zu erfassen. Semi-automatische Trennflächen wurden in der 3D Punktwolke mit dem CloudCompare q-facets Tool erfasst (Girardeau-Montaut, 2018). Das CloudCompare plugin qfacets detektiert und extrahiert die Orientation von planaren Diskontinuitäten in einer 3D Punktwolke (Dewez et al. 2016). Einfallensrichtung der Trennflächen werden für die individuellen Flächen aus den dem steilsten Azimut der Flächen errechnet. Wir haben an der Engelswand nur Trennflächen prozessiert, die mindestens aus 3000 Punkten bestanden.

Die strukturellen Trennflächen werden in Stereoplots dargestellt, die mit der Software Stereonet und Dips weiterverarbeitet und dargestellt wurden (Allmendinger, 2017, Rocscience, 2017)). Für die kinematische Analyse haben wir die Trennflächen auf die möglichen Bruchszszenarien Kippbewegung, Keilausbruch, Flächengleiten getestet und die seitlichen Grenzen wurden in Dips auf $\pm 20-30^\circ$ gesetzt, während für Keilausbrüche 30° Grenzen und für Flächengleiten eine Grenze von 20° vorausgesetzt wurden (Wyllie und Mah, 2004). Wir haben den empfohlenen Reibungswinkel von $23-35^\circ$ für Gneis/Granit verwendet.

Fallbeispiel Engelswand zur semi-automatischen Erkennung von instabilen Felspartien an unzugänglichen Felsen

Eines unserer Fallbeispiele ist die Engelswand in Tumpen, Ötztal, Tirol (Abb.2)

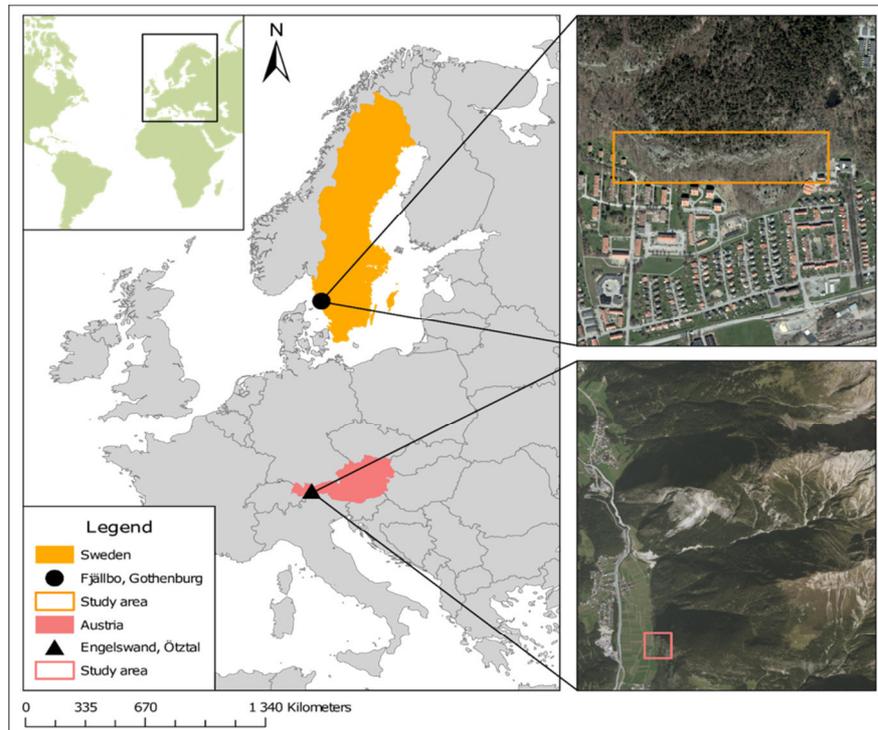


Abb. 2: Übersichtskarte von zwei Fallbeispielen: Fjällbo in Göteborg, Schweden, und die Engelswand in Tumpen, Tirol

Die Engelswand besteht aus einem feinkörnigen Orthogneis, der eine Trennfläche parallel zur Schieferung aufweist (Abb. 3) Die Trennflächen sind glatt mit geringer Rauigkeit und stellenweiser Sandfüllung und

Chloritkrusten. Auf einigen nach Osten ausgerichteten Trennflächen finden sich auch Rutschharnische. Die Felswand ist nach Westen (275°) ausgerichtet mit einem Einfallswinkel von 85° .



Abb. 3: Orthogneis der Engelswand mit Trennflächen und Oberflächen

5 GCP wurden an der Engelswand eingemessen und mit 20 cm aufgelösten Luftbildern nachkorrigiert. Die geographischen Fehler bei der Georeferenzierung wurden durch erkennbare und eindeutige Punkte in den Bildern mit Tiroler Luftbildern verglichen und Unterschiede der Azimute von Linien wurden abgeschätzt. Die Winkeltreue in unserem Fallbeispiel an der Engelswand liegt bei 2° , während die räumliche Genauigkeit einen Wert von 0.4 m erzielt (Abb. 4). Die 3D Punktwolke der Engelswand ist weder verzerrt noch rotiert, nur eine leichte Verschiebung hat stattgefunden.



Abb. 4: Räumliche Genauigkeit des georeferenzierten 3D-Modells mit Angabe der Winkeltreue, basierend auf SfM von UAS-Photographien. Die räumliche Ungenauigkeit liegt bei 0.1-0.4 m. GCP wurden nur mit einem Garmin Montana 600 eingemessen und nicht mit einem DGNSS.

Das 3D Höhenmodell als auch die 3D Punktwolke besitzt genug Details und hohe Auflösung um es auch für eine Steinschlag-Simulation zu verwenden (<1m Genauigkeit) (Volkwein et al. 2011).

Trennflächengefüge, Kinematische Analyse

Wir haben sowohl manuell im Feld, als auch mit qfacets 5 Trennflächen erfasst in den Einfallsrichtungen/
Einfallswinkeln $J_1=265/79$, $J_2=192/74$, $J_3=63/99$, $J_4=297/44$, $J_5=214/44$.

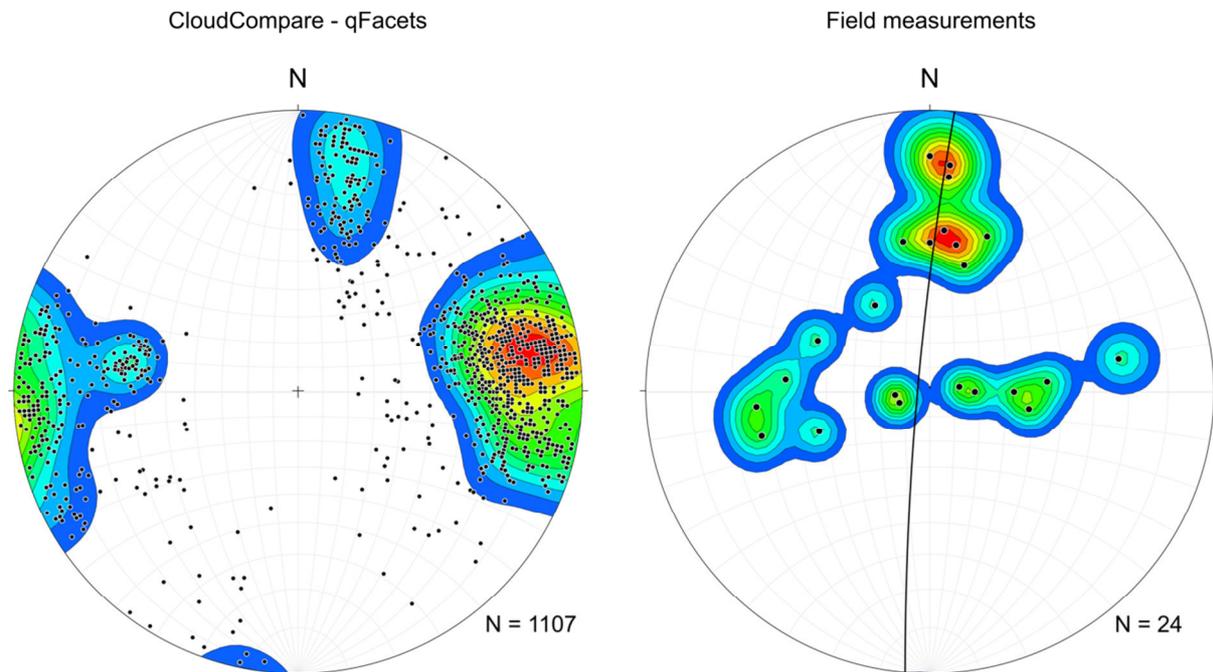


Abb. 5: Vergleich von qFacets Trennflächengefügedaten und manuellen Trennflächengefügemessungen, Polkonzentrationen sind generalisiert und die Resultate sind auf der unteren Hemisphäre im rechtwinkligen Projektion abgebildet.

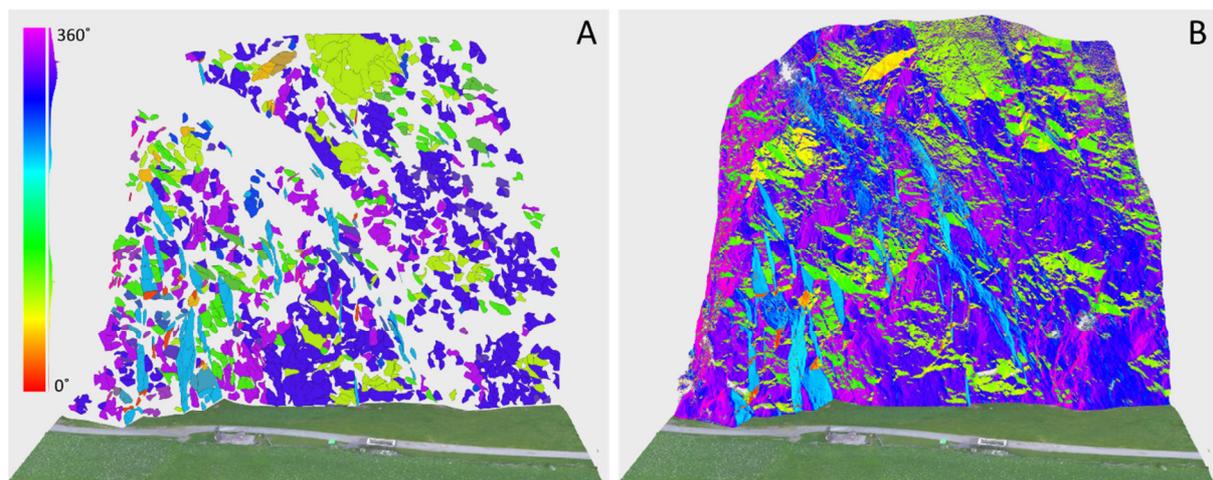


Abb. 6: A Trennflächendarstellung in qfacets unter CloudCompare. Grössere Flächen wurden vorab extrahiert, da diese mit Vegetation bedeckt ist. B Die Hauptmittelpunkte der Flächen sind hier mit ihrem Einfallswinkel im HSV Farbraum (0-360°) dargestellt. Blau-violette Farben entsprechen dem Trennflächengefüge J_1 , türkis entspricht J_2 und J_5 , grün entspricht J_3 .

QFacets resultiert häufig in tausenden von Trennflächen, viele davon unrepräsentativ und daher nicht von Bedeutung. Daher ist eine komplette Kalibration mit Feldbeobachtungen notwendig, jedoch reichen einige wenige manuelle Trennflächenmessungen, die zur Validierung der computergestützten Prozessierung verwendet werden können. Qfacets haben wir bisher nur an Graniten und Gneisen verwendet und ein Test an Kalksteinen wäre sicherlich interessant, da Verwitterungsprozesse das semi-automatische Erkennen

der Flächen sicherlich erschwert. Daher ist wichtig festzuhalten, dass eine 3D-Punktwolkenanalyse nur nach einer Feldbegehung durchgeführt werden kann (Dewez et al. 2016).

Die kinematische Analyse für die Engelswand zeigt ein 100% Potential für Kippbewegung für das Trennflächengefüge J3, 85% Wahrscheinlichkeit Keilbrüche für das Gefüge J4 und ebenso ein Felsgleiten Potential von 78% für J4.

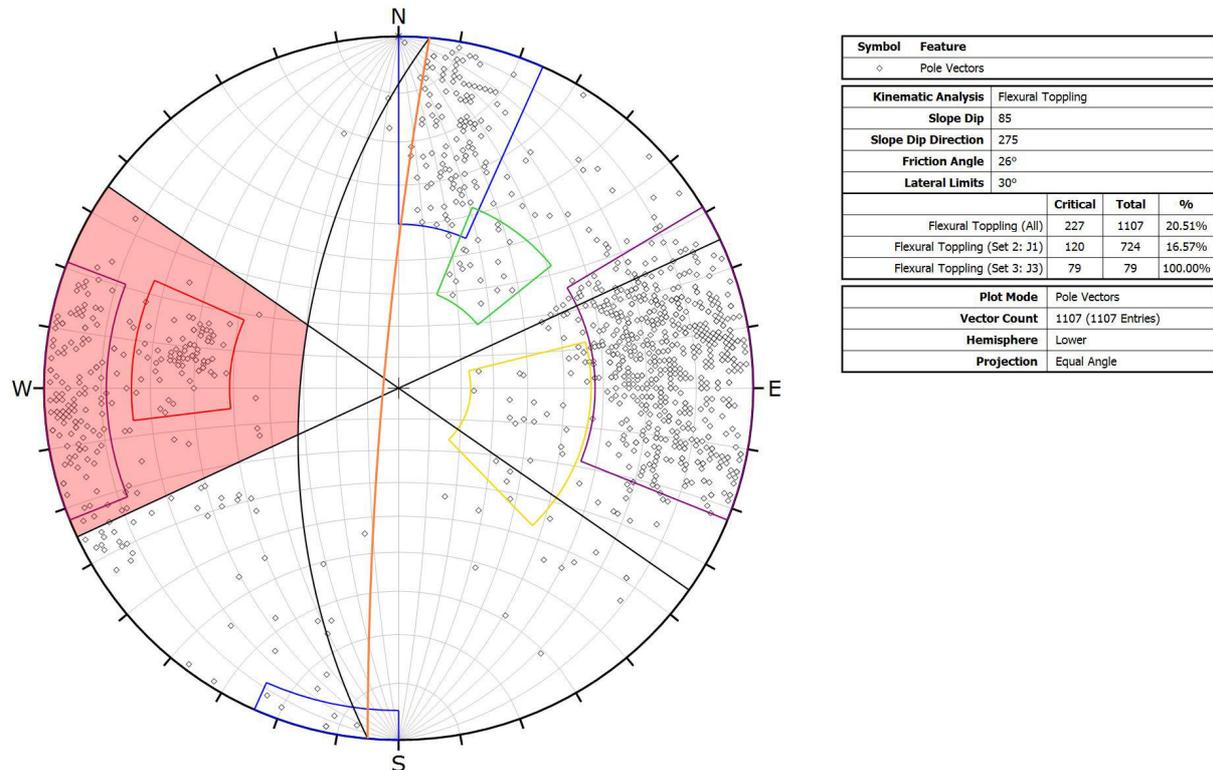


Abb. 7: Kinematische Analyse Resultat mit eine 100% Wahrscheinlichkeit für Kippbewegung für J3.

Schlussfolgerung

UAS Photogrammetrie und unsere entwickelte Arbeitsweise zeigen ein weit grösseres Potential für die Steinschlag-Beurteilung von Klettersteigen, Wanderwegen, Mountainbike-Trails, als auch für die Gefahrenzonenkartierung.

Unsere entwickelten 3D Modelle können für eine detaillierte Gefahren-Beurteilung verwendet werden auf Grund der strukturellen und kinematischen Analyse, die wir in den 3D-Modellen durchführen können. Unzugängliche Felswände müssen nicht erst langwierig „beklettert“ werden und sehr instabile Felspartien können bei der Begutachtung vermieden werden, da wir diese risikoreichen Arbeiten mit der Drohne (UAS) durchführen.

Ausblick und Vorstellung Sky4geo e.U. und Klaus Jöchler Felsausräumungsarbeiten

Die Firma Sky4geo e.U. wurde 2018 als Ingenieurbüro mit Sitz in Innsbruck gegründet. Sky4geo hat gemeinsam mit Masterstudenten der Universitäten Göteborg und Tromsø die hier vorgestellte Methode entwickelt um die Steinschlaggefährdung von steilen Felswänden semi-automatisch zu erfassen. Nach einer Drohnenbefliegung mit unseren in Österreich zertifizierten Drohnen (RO1) können wir sehr

detaillierte 3D-Modelle der teils unzugänglichen Felswände visualisieren und instabile Felsblöcke rechtzeitig erkennen. Mit unserer Partnerfirma Mag. Klaus Jöchler – seilunterstützte Arbeiten- können wir identifizierte instabile Felspartien vor Ort überprüfen und gezielte Felsausräumungsarbeiten einleiten. Wir führen Projekte jeglicher Grösse durch: von kleineren Bauprojekten für private Bauherren und Tourismusverbände, bis hin zu Forschungsprojekten. Wir sind auf die Erstellung von Gefahrenkarten für gravitative Naturgefahren nach ÖROK-Empfehlung 193 spezialisiert. Wir erstellen je nach Kundenbedarf regionale (1:25.000), kommunale (1:25.000-1:5000) und Objekt-Massstab (<1:5000) Gefahrenkarten unter Einbezug neuester Empfehlungen (Mölk & Rieder 2017) und 3D-Steinschlagmodellierungen. Die Analyse von unzugänglichen Auslösebereichen erfährt durch unsere Methodik ein besonderes Augenmerk.

Referenzen

- Agisoft (2018). Agisoft PhotoScan. St. Petersburg, Russia: Agisoft LLC. <http://www.agisoft.com/>
- Allmendiger, R.W. (2017). Stereonet. Stereonet 9.
<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/stereonet.html>
- Colomina, I., Molina, P. (2014). Unmanned aerial systems for photogrammetry and remote sensing: A review. - ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 92: 79–97.
- Girardeau-Montaut, D. (2018). CloudCompare 3D point cloud and mesh processing software Open Source Project.
<https://en.wikipedia.org/wiki/CloudCompare>
- Dewez, T.J.B., Girardeau-Montaut, D., Allanic, C., Rohmer, J. (2016). Facets: A cloudcompare plugin to extract geological planes from unstructured 3D point clouds. - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. <https://doi.org/10.5194/isprsarchives-XLI-B5-799-2016>
- Harwin, S., Lucieer, A. (2012). Assessing the Accuracy of Georeferenced Point Clouds Produced via Multi-view Stereopsis from Unmanned Aerial Vehicle (UAV) Imagery. - Remote Sensing, 4: 1573-1599.
- Mölk, M., & Rieder, B. (2017). Rockfall hazard zones in Austria. Experience, problems and solutions in the development of a standardised procedure. Geomechanics and Tunneling, 10(1): 24–33.
<https://doi.org/10.1002/geot.201600065>
- Nex, F., Remondino, F. (2014). UAV for 3D mapping applications: a review. Applied Geomatics 6: 1-15.
- Niethammer, U., James, M.R., Rothmund, S., Travelletti, J., Joswig, M. (2012). UAV-based remote sensing of the Super-Sauze landslide: evaluation and results. - Engineering Geology, 128: 2-11.
- Rocscience. (2018). DIPS 7.0 Tutorial Manual.
https://www.rocscience.com/help/dips/webhelp7/pdf_files/tutorials/Tutorial_04_Toppling_Planar_and_Wedge_Sliding.pdf
- Scaioni, M., Longoni, L., Melillo, V., Papini, M. (2014). Remote Sensing for Landslide Investigations: An Overview of recent achievements and perspectives. - Remote sensing, 6: 1-53.
- SESAR, 2016. European Drones Outlook Study. Unlocking the value for Europe. Joint Undertaking report European Union and Eurocontrol, November 2016: 93 pp.
- Turner, D., Lucieer, A., de Jong, S., (2015). Time Series Analysis of Landslide Dynamics Using an Unmanned Aerial Vehicle (UAV). - Remote Sensing 7: 1736.
- Turner, D., Lucieer, A., Watson, C. (2012). An automated technique for Generating Georectified mosaics from ultra-high resolution unmanned aerial vehicle (UAV) imagery, based on structure from motion (SfM) point clouds. - Remote Sensing 4: 1392-1410.
- Wyllie, D., & Mah, C. (2004). *Rock Slope Engineering*. Spon Press.
- Volkwein, A., Schellenberg, K., Labiouse, V., Agliardi, F., Berger, F., Bourrier, F., ... Jaboyedoff, M. (2011). Rockfall characterisation and structural protection - A review. - Natural Hazards and Earth System Science, 11(9): 2617–2651. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-2617-2011>

Oberflächennahe Geothermie - Anwendungsmöglichkeiten im Alpenraum

Gregor Götzl, Stefan Hoyer, Doris Rupprecht, Magdalena Bottig

Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien

Gregor.Goetzl@geologie.ac.at, Stefan.Hoyer@geologie.ac.at, Doris.Rupprecht@geologie.ac.at, Magdalena.Bottig@geologie.ac.at;

During the EU Interreg programme funded project GRETA „Near-Surface Geothermal Resources in the Territory of the Alpine Space“, the Geological Survey was engaged in the topic of geothermal use in the Alpine Space. Overall objectives of the project are to assess potentials of shallow geothermal energy, to exchange knowledge and best practices on a transnational basis and to integrate shallow geothermal energy into policy instruments. Besides these overall objectives, each of the participating countries (Austria, France, Germany, Italy, Slovenia, and Switzerland) is carrying out detailed analysis in their case study area. For Austria, the municipalities of Leogang and Saalbach-Hinterglemm represent this focus region. In order to produce maps displaying the geothermal potential, the ground temperature is an important parameter. Therefore, in the focus region, detailed analysis of underground temperature was carried out by setting up measurement stations at different hillslope-exposed locations.

Zielsetzung im Projekt

Die Geologische Bundesanstalt hat sich im Rahmen des dreijährigen Interreg Alpine Space Projektes GRETA „Near-Surface Geothermal Resources in the Territory of the Alpine Space“ (<http://www.alpine-space.eu/projects/greta/de/home>) in den vergangenen 2 ½ Jahren intensiv mit dem Thema der Erdwärmenutzung im Alpenraum beschäftigt. An diesem Projekt sind Organisationen aus insgesamt sechs Ländern des Alpenraumes (Österreich, Deutschland, Schweiz, Frankreich, Italien, Slowenien) beteiligt, um harmonisierte Themeninhalte zur Planung und Anwendung der oberflächennahen Geothermie im Alpenraum zu erarbeiten. Die Schwerpunkte liegen auf der Erstellung länderübergreifender Potenzialkarten und gemeinsamer Richtlinien zur Anwendung der Geothermie. Zusätzlich wurden in den beteiligten Ländern Fokusgebiete definiert, in welchen unterschiedlichen Schwerpunktthemen bearbeitet werden. So lag der Fokus in Deutschland auf der Thematik Grundwassermodellierung, in Frankreich auf dem Thema Untergrundspeicher, in der Schweiz auf einem hydrogeologischen Modell für Davos, in Italien auf der Simulation in Richtung Optimierung von Wärmepumpenanlagen und in Slowenien auf der Erhebung von Wärmeleitfähigkeitswerten für die verschiedenen Gesteine in der Region Cerknö.

In Österreich lag der Fokus auf der Thematik des Einflusses von Hangneigung/Exposition auf die Untergrundtemperatur. Um diesen Einfluss regional genauer abschätzen zu können, wurde eine Messkampagne in der Gemeinde Leogang (Salzburg) durchgeführt. Zielsetzung war es, verbesserte Untergrundtemperaturkarten erstellen zu können, die auch den Einfluss der Hanglage, und damit verbunden, die jährliche Strahlungsbilanz berücksichtigen. Die Untergrundtemperatur möglichst genau zu kennen ist wesentlich, da diese ein wesentlicher Parameter für die Erstellung von Potenzialkarten für oberflächennahe Geothermie darstellt.

Erarbeitung der Untergrundtemperaturkarte

Um den Einfluss der Hangneigung auf die Jahresdurchschnittstemperatur zu ermitteln, wurden im November 2016 in Leogang vier Messstationen bis in Tiefen von 1 – 3 m (je nach Bohrerfolg) errichtet. Abbildung zeigt einen schematischen geologischen Nord-Süd Schnitt durch das Leoganger Tal sowie die Position der Messstationen. Station 1 wurde auf dem Nord gerichteten Hang in der Grauwackenzone, Station 4 am Süd gerichteten Hang in Sandsteinen/Konglomeraten der Nördlichen

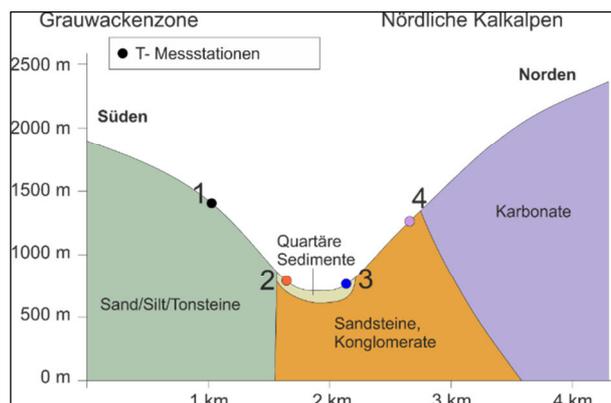


Abbildung 1: Setup der Temperatur Messstationen in Leogang, Salzburg.

Kalkalpen, Stationen 2 und 3 in Quartären Sedimenten der Talfüllung erreicht.

Die mittlere Untergrundtemperatur wird standardmäßig mittels linearer Korrelation der Temperatur mit der Seehöhe ermittelt. Jene im Rahmen des Projektes GRETA durchgeführte Temperaturmesskampagne (Hoyer, 2018) hat jedoch gezeigt, dass dieser Ansatz – vor allem in alpinem Gelände – unzureichend ist, um eine solide Potentialabschätzung durchführen zu können.

Die gemessenen Temperaturen von 11/2016 bis 06/2018 zeigen einen klaren Einfluss der Hangneigung auf die ermittelte Jahresdurchschnittstemperatur. Dieser Einfluss kann durch eine Multiregressionsanalyse beschrieben werden. Ausgehend von der Standardkorrelation T_{LIN} werden die Abweichungen zwischen dieser und den gemessenen Werten berechnet, und im zweiten Regressionsschritt wird die Expositionskorrektur ermittelt (Abbildung 2). In Abbildung 3 sind die mittels dieser Multiregression ermittelten Temperaturen an den vier Standorten der Messstationen dargestellt. Mit dieser Methode kann auf der Grundlage von verfügbaren und einfach zu erhebenden Daten ein verbessertes und flächig verfügbares Temperaturmodell berechnet werden. Benötigte Eingangsdaten sind ein digitales Höhenmodell (Quelle) und die Strahlungssumme auf die real geneigte Fläche (APOLIS, ZAMG) sowie die in mehreren Tiefen mehrmals täglich gemessenen Untergrundtemperaturen, über ein Jahr gemittelt.

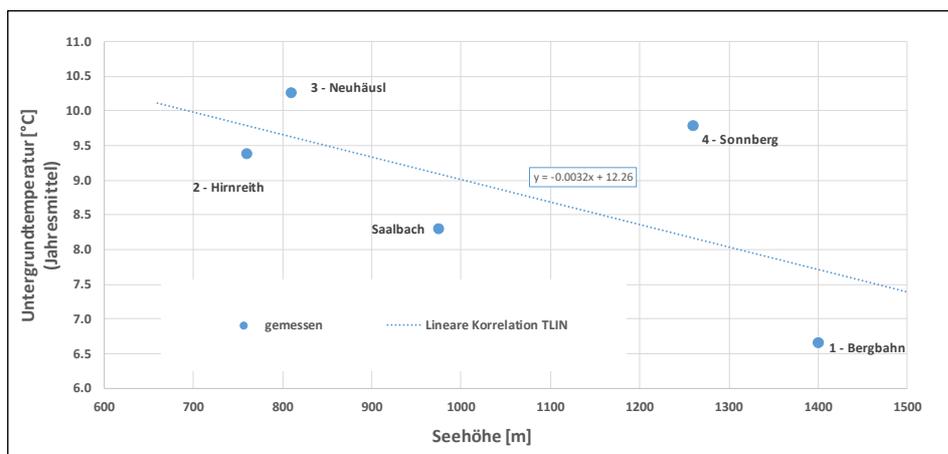


Abbildung 2: Mittels Standardkorrelation T_{LIN} werden die Abweichungen zwischen dieser und den gemessenen Werten berechnet.

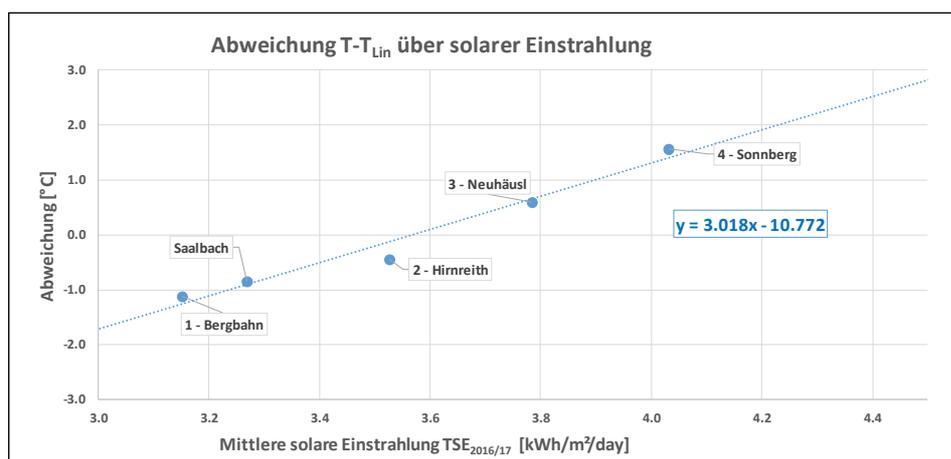


Abbildung 3: Zweiter Regressionschritt: Ermittlung Expositions Korrektur

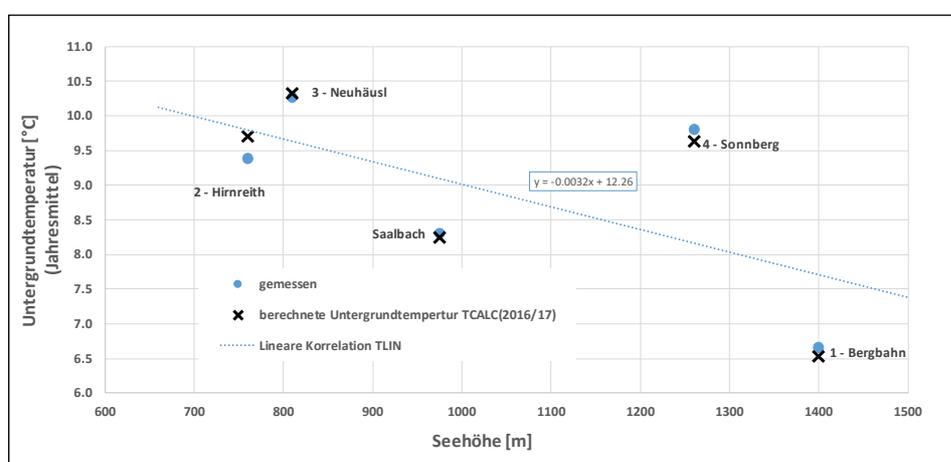


Abbildung 4: Darstellung jener mittels Multiregression ermittelten Temperaturen an den vier Standorten der Messstationen

Aufzeigen des Potenzials für Erdwärme im Alpenraum

Da die Nutzung von Erdwärme immer noch eine Nische im Nischensegment der alternativen Energien darstellt, hat sich das Projektteam auch zur Aufgabe gesetzt, die Breite an Einsatzmöglichkeiten oberflächennaher geothermischer Anlagen aufzuzeigen und zu analysieren. Dies geschah mittels Erhebung von Best Practice Beispielen zu bestehenden Anwendungen und zeigte, dass in Österreich auch in größeren Höhenlagen bereits einige Anlagen erfolgreich betrieben werden. Ein Beispiel stellt das Hotel Crystal in Obergurgl dar, welches auf 1900 m Seehöhe aus einem Sondenfeld mit 66 ca. 120 m tiefen Bohrungen Heizwärme und Warmwasser produziert (www.alpine-space.eu/projects/greta/en/project-results/reports/deliverables/D3.1.-Best_practices).

Des Weiteren wurde eine Studie durchgeführt, in welcher die Möglichkeiten zur Umrüstung Alpiner Hütten hinsichtlich Erdwärmenutzung analysiert wurden. Diese von IBR&I (Holzer, 2017) in Zusammenarbeit mit der GBA durchgeführte Studie umfasst die theoretische Umrüstung von 4 Hütten, die unter verschiedenen Voraussetzungen – hinsichtlich Zugänglichkeit, aktuellen Heizsystemen, etc. mitbringen. Ergebnis bildet ein Evaluationsschema, welches ohne erweiterte geowissenschaftliche/technische Kenntnisse ausgefüllt werden kann, um eine erste Einschätzung für die Möglichkeit zur Umrüstung auf Erdwärme zu erhalten.

Zitate

P. Holzer, D. Stuckey: Endbericht „Abschätzung der Einsatzmöglichkeit von Erdwärme in isolierten alpinen Lagen“, 2017.

D. Rupprecht, M. Bottig, S. Hoyer: An attempt for the calculation of soil-temperatures using publicly available data. A case study from the Interreg project GRETA in the region Leogang – Saalbach-Hinterglemm in Salzburg, Austria. EGU 2018.

Poster

Potentiale aerogeophysikalischer Daten hinsichtlich der Modellierung von realitätsnäheren Dispositionskarten für flachgründige Massenbewegungen - eine Fallstudie im Bregenzerwald (Vorarlberg, Österreich)

Nils Tilch, Leonhard Schwarz, Arben Koçiu, Edmund Winkler, Klaus Motschka
Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien

Für eine Modellierung von Prozessdispositionskarten sind generell flächendeckende und möglichst flächendetaillierte Daten zum betreffenden Gebiet erforderlich, mittels derer die räumliche Variabilität der prozessrelevanten Gebietsverhältnisse und -Eigenschaften erfasst wird. Hinsichtlich der räumlichen Variabilität der Eigenschaften des prozessrelevanten Untergrundes (Lockergesteinsauflage) werden oft geologische Karten verwendet, die mittels Expertenwissen zu Karten mit Informationen zur räumlich variablen geologischen Grunddisposition interpretiert werden. Diese fließen dann in weiterer Folge als Prozess-orientierte und –relevante Parameterkarten in die Modellierung ein (vgl. Abb. 1).

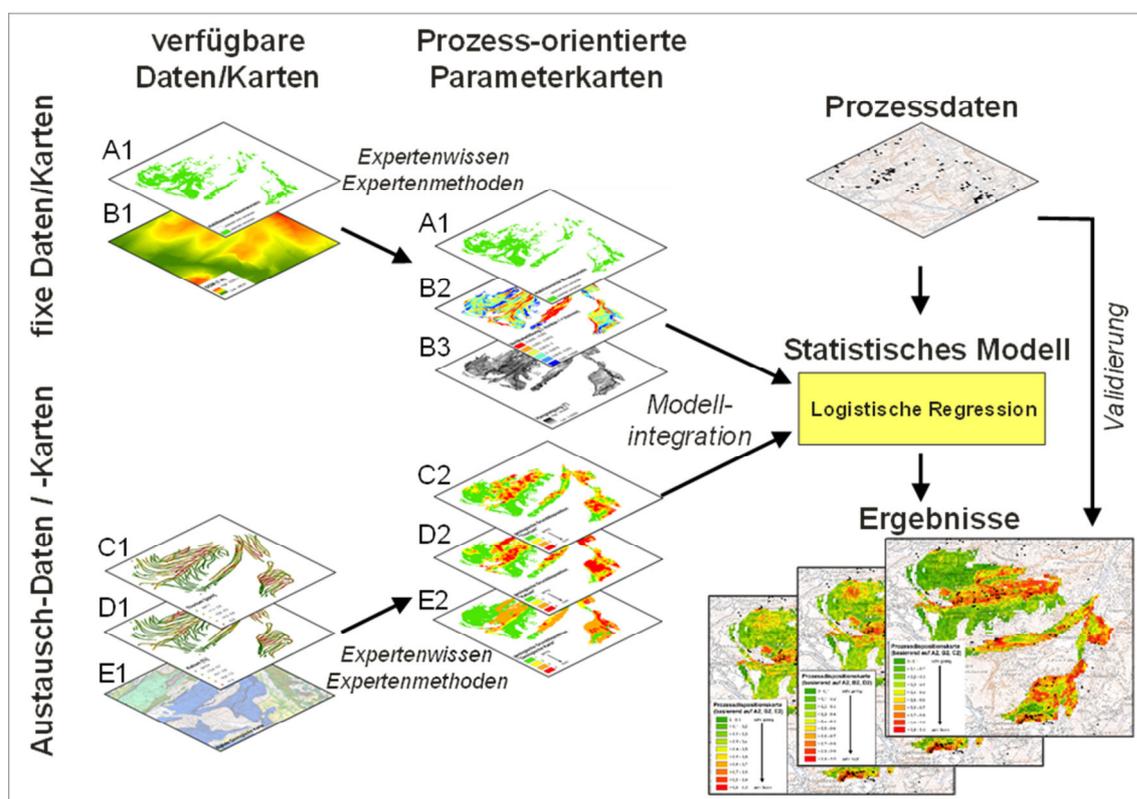


Abbildung 1: Schematische Darstellung des Datenflusses - von den verfügbaren Basisdaten über die prozessorientierten Parameterkarten bis zu den Prozessdispositionskarten - im Rahmen der Modellierung mittels logistischer Regression.

Ein grundsätzliches Problem besteht jedoch dahingehend, dass für eine Modellierung von Dispositionskarten für flachgründige Massenbewegungen im Lockergestein auch möglichst flächendeckende und –detaillierte Daten zur Lockergesteinsart und deren geotechnischen Eigenschaften

benötigt werden. Geologische Karten und Bodenkarten liefern hierzu jedoch keine oder nur unzureichende Informationen.

Am Beispiel eines Gebietes östlich von Schnepfau im Bregenzerwald, wo sich im August 2005 zahlreiche gravitative Massenbewegungen im Lockergestein ereigneten (Kanonier et al. 2006, Markart et al. 2007, Tilch 2014), wurde im Sinne einer Pilotstudie untersucht, ob und in welcher Weise aerogeophysikalische Radiometriedaten diese Informations- bzw. Datenlücke schließen und dadurch zu realitätsnäheren Basisdaten und somit realitätsnäheren modellierten Prozessdispositionskarten führen können.

Methodische Grundlagen

Aeroradiometrie

Die radiometrischen Messungen wurden mit einem Hubschrauber des österreichischen Bundesheeres durchgeführt. Mit einem Natriumiodid-Szintillationszähler wird dabei die radioaktive Strahlung der obersten Bodenschicht (ca. 30 cm), verursacht durch die primordialen Radionuklide Kalium-40, Thorium-232 und Uran-238 sowie des künstlichen Radionuklids Cäsium-137 (Spaltprodukt aus Kernreaktoren), gemessen. Die primordialen, natürlichen Radionuklide kommen in den Mineralien in den verschiedenen Festgesteinen und deren Verwitterungsprodukten autochthoner, parautochthoner und allochthoner Genese in unterschiedlichen Konzentrationen vor. Fragestellungsrelevant sind vor allem die primordialen Radionuklide Kalium-40 und Thorium-232, da diese Informationen zur räumlich variablen dominanten Korngröße und Korngrößenverteilung (^{40}K) sowie zu den relativen Silikat-/Karbonat-Anteilen und somit zur Lockergesteinsgenese (^{232}Th) der oberflächennahen Lockergesteinsauflage liefern.

Im Zuge der Datenprozessierung werden die aufgezeichneten Messwerte, die in Form von Zählraten vorliegen, entsprechend den von der IAEO (Internationale Atomenergie-Organisation) vorgeschlagenen Formeln in Elementgehalte umgerechnet: Kalium aus dem Zerfall von ^{40}K (in % K), die Äquivalentwerte eThorium aus dem Zerfall von ^{208}Tl (in ppm Th) und eUran aus dem Zerfall von ^{214}Bi (in ppm U).

Erstellung von modellrelevanten Parameterkarten

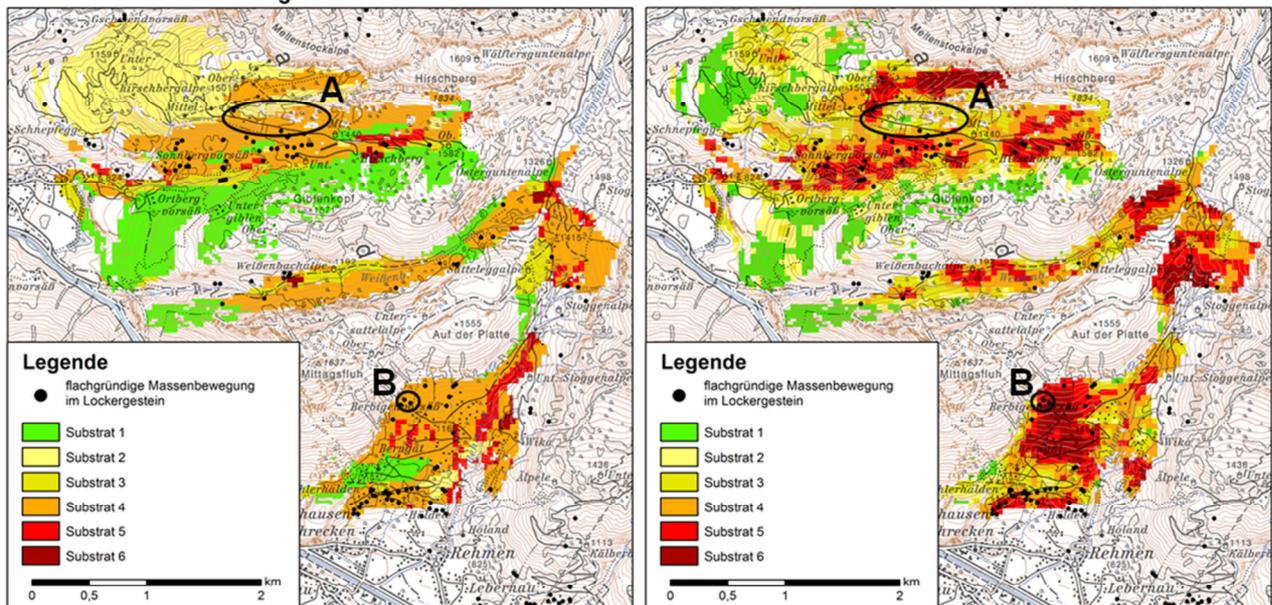
Basierend auf der verfügbaren geologischen Karte (Moser 2010, vgl. Abb. 1: E1) und den aerogeophysikalischen Radiometriedaten (vgl. Abb. 1: Kalium (D1), Thorium (C1)) wurden zunächst Substrat-Konzeptkarten (Tilch et al. 2011) mit Informationen zur räumlichen Variabilität der Substrat- bzw. Lockergesteinsart abgeleitet. Deren Plausibilisierung erfolgte mittels vorhandener Geländebefunde (vgl. Abb. 2). Daraufhin wurden die Klassen der Substrat-Konzeptkarten zu Gruppen vergleichbarer/unterschiedlicher geotechnischer Eigenschaften zusammengefasst (=geologische Grunddispositionskarten).

Modellierung von Prozessdispositionskarten

Die Modellierung (vgl. Abb. 1) der Prozessdispositionskarten erfolgte mittels logistischer Regression (Tilch et al. 2011) unter Einbeziehung der vorhandenen Prozessdaten, den fixen Parameterkarten (i) Waldverteilung (Bereiche hangstabilisierender Baumwurzeln (A1), (ii) vertikaler Hangwölbung (B2) und (iii) Hangneigung (B3), sowie den auszutauschenden Parameterkarten (iv) zur geologischen Grunddisposition, basierend auf (iv-a) der Geologischen Karte (E2), den radiometrischen Parametern (iv-b) Kalium (D2) und (iv-c) Thorium (C2).

- basierend auf der verfügbaren Geologischen Karte

- basierend auf dem radiometrischen Parameter Kalium



Plausibilisierung



Abbildung 2: Substrat-Konzeptkarten, basierend auf der verfügbaren Geologischen Karte im Maßstab 1:50.000 (oben links) und dem radiometrischen Parameter Kalium (oben rechts), und deren Plausibilisierung mittels Geländebefunden in den Teilbereichen A und B. Erläuterung der Substratklassen: 1: skelettgestützt, +/- Matrixfrei; 2: skelettgestützt, schluffige Matrix; 3: skelettgestützt, schluffiger Sand; 4: matrixgestützt, sandiger Schluff; 5: matrixgestützt, Schluff – toniger Schluff; 6: matrixgestützt, schluffiger Ton – Ton. Darstellungsbasisdaten: Situation der ÖK50, © BEV.

Ergebnisse und deren Vergleich

Substrat-Konzeptkarten

Ein Vergleich der Substrat-Konzeptkarten, welche mittels der verfügbaren Geologischen Karten im Maßstab 1:50.000 und der interpolierten radiometrischen Messparameter Kalium und Thorium erzielt wurden, hat ergeben, dass mittels der radiometrischen Parameter kleinräumige Heterogenitäten der Lockergesteinsauflage wesentlich realistischer erfasst werden können. So kann beispielsweise die räumlich variabel beschaffene Lockergesteinsauflage, welche partiell durch größeren parautochthonen Sturzschnitt der hangaufwärts liegenden karbonatischen Felsschrofen geprägt oder durchsetzt ist, besser erfasst werden (vgl. Abb. 2, unten links). Ebenso können allochthone Lockergesteinskörper gut identifiziert und räumlich abgegrenzt werden, wenn diese im Vergleich zu den (par) autochthon Lockergesteinen durch eine signifikante Materialanomalie gekennzeichnet sind. Voraussetzung hierfür ist, dass die Materialanomalie Relevanz für die radiometrischen Parameter hat. Jedenfalls lassen sich im

Untersuchungsgebiet die oberflächennahen Moränenbereiche vielerorts gut räumlich abgrenzen, da diese zahlreiche allochthone glimmerreiche Sandsteingeschiebe enthalten (vgl. Abb. 2, unten rechts), was sich auch in deutlich erhöhten Thoriumgehalten äußert.

Modellierte Prozessdispositionskarten

Ein Vergleich der Prozessdispositionskarten (vgl. Abb. 3) mittels verschiedener gebietsintegraler Validierungsmethoden (ÖROK 2015, Tilch et al. 2011) hat ergeben, dass alle drei geologischen Grunddispositionskarten, basierend auf der Geologischen Karte, den radiometrischen Parametern Kalium und Thorium, zu ähnlichen sehr guten Validierungsergebnissen (z.B. Erkenntnisrate und Prediction rate um 80%) führen.

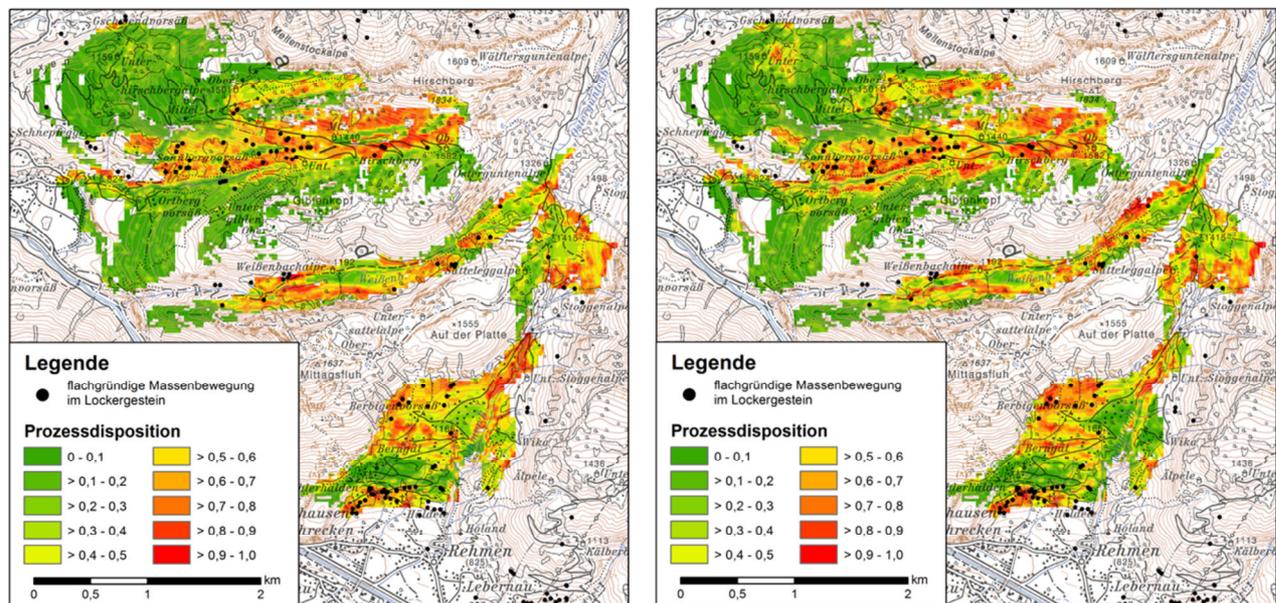


Abbildung 3: Mittels logistischer Regression modellierte Dispositionskarten für flächgründige gravitative Massenbewegungen im Lockergestein: Basierend auf der verfügbaren Geologischen Karte im Maßstab 1:50.000 (links) und auf den radiometrischen Parameter Kalium (rechts). Darstellungsbasisdaten: Situation der ÖK50, © BEV.

Der Qualitätsunterschied der Prozessdispositionskarten offenbart sich jedoch erst bei flächendetaillierten Betrachtungsweisen. Hierfür eignet sich insbesondere die Erstellung von Ergebnisdifferenzkarten, in dem jeweils zwei der mittels unterschiedlichen geologischen Grunddispositionskarten modellierten Prozessdispositionskarten rasterbasiert substrahiert und anschließend begutachtet werden. Mittels dieser Karten zeigt sich, dass die Radiometrie-basierten geologischen Grunddispositionskarten zu wesentlich realistischeren Prozessdispositionen führen, vor allem in Bereichen parautochthoner und allochthoner Lockergesteine (vgl. Abb. 4). Hinzu kommt, dass die verfügbare Geologische Karte für den Zielmaßstab von 1:50.000 erstellt wurde und somit die GIS-Geometrien diesem Darstellungsmaßstab angepasst vorliegen. Dies führt u.a. dazu, dass Hangschutt nur allgemein, ohne weitere lithologische Differenzierung, Talsedimente in schmalen Talkerben auch an Unterhängen sowie partiell vorkommender Moränenstreu als ein großer Moränenbereich ausgewiesen werden.

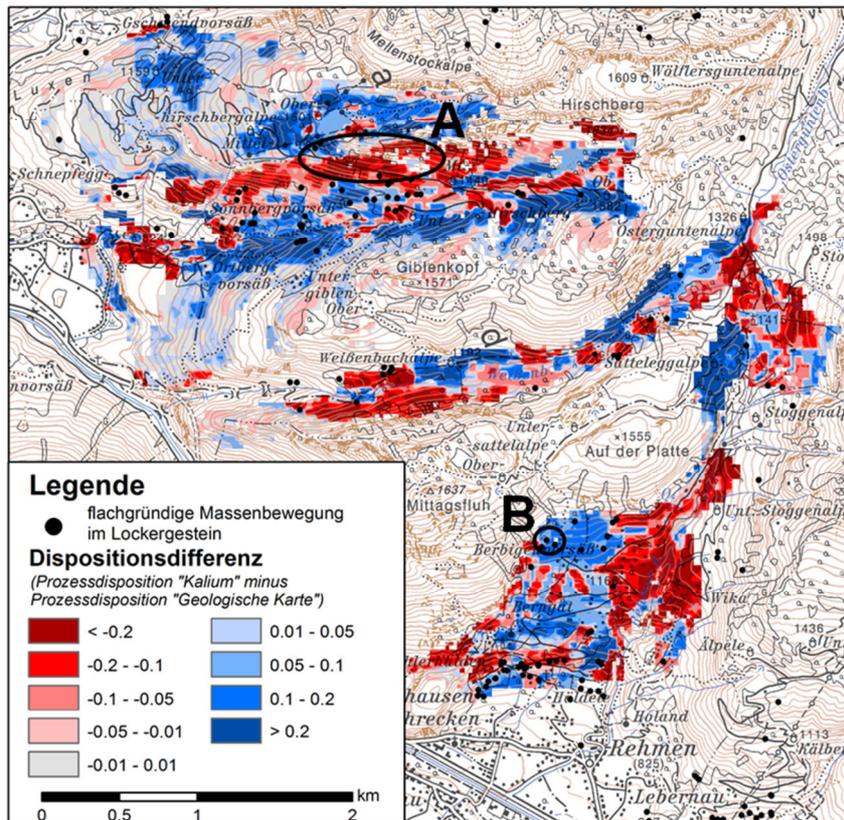


Abbildung 4: Ergebnisvergleich per rasterbasierter Differenzenkarten jener Prozessdisposition (PD)-Karten, welche mit den geologischen Grunddispositionskarten „Kalium“ und „Geologische Karte“ erzielt wurden. Die dargestellte Prozessdispositions-differenz wurde wie folgt berechnet: „Prozessdisposition Kalium“ minus „Prozessdisposition „Geologische Karte“ (positive Werte: „PD Kalium“ > „PD Geologische Karte“; negative Werte: „PD Kalium“ < „PD „Geologische Karte“). Darstellungsbasisdaten: Situation der ÖK50, © BEV.

Schlussfolgerungen und weitere Vorgehensweise

Im Rahmen dieser Studie in einem hubschrauber-geophysikalischen Messgebiet im Bregenzerwald konnte gezeigt werden, dass aerogeophysikalische Radiometriedaten ein sehr großes Potential haben realistischere, und somit hochwertigere Substrat-Konzeptkarten und modellierte Prozessdispositionskarten zu erzielen, als dies mittels Geologischer Karten der Fall ist. So deuten flächendetaillierte bzw. rasterbasierte Ergebnisvergleiche darauf hin, dass das Verbesserungspotential insbesondere in Bereichen parautochthoner und allochthoner Lockergesteine groß ist. Hierbei handelt es sich um Lockergesteinsbereiche, die nur mit großen Unsicherheiten und mit entsprechend hohem Aufwand – vor allem in größeren Gebieten - per Feldkartierung erfasst werden können.

In weiterer Folge sollen vergleichbare Untersuchungen auch in anderen Messgebieten durchgeführt werden, um das Eignungspotential aerogeophysikalischer Radiometriedaten für Modellierungen von eher realistischen Prozessdispositionskarten landschaftsübergreifend zu überprüfen.

Über dieses zielorientierte Anwendungsgebiet hinaus sollen die aerogeophysikalischen Radiometriedaten auch für andere Fragestellungen und hinsichtlich ihrer Eignungspotentiale untersucht werden. So werden beispielsweise auch für flächendifferenzierende und gebietsintegrale hydro(geo)logische und rohstoffgeologische (Baurohstoffe) Fragestellungen häufig möglichst flächendeckende und –detaillierte Lockergesteinsdaten benötigt.

Literatur

Kanonier, J., Gasser, M., Sivetz, R., Pfefferkorn, A., Mätzler, A. (2006): Das Starkregen- und Hochwasserereignis des August 2005 in Vorarlberg.- Bericht des Amtes der Vorarlberger Landesregierung: 58 Seiten, Feldkirch.

[\[http://www.vorarlberg.at/pdf/naturereignisdokumentatio.pdf\]](http://www.vorarlberg.at/pdf/naturereignisdokumentatio.pdf)

Markart, G., Perzl, F., Kohl, B., Luzian, R., Kleemayr, K., Ess, B., Mayerl, J. (2007): 22. Und 23. August 2005 – Analyse von Hochwasser- und Rutschungsereignissen in ausgewählten Gebieten Vorarlbergs.- BFW-Dokumentation, Schriftenreihe des Bundesforschungs- und Ausbildungszentrums für Wald, Naturgefahren und Landschaft, 5/2007: 48 Seiten, Wien/Innsbruck.

[\[http://bfw.ac.at/030/pdf/bfw-dok_5.pdf\]](http://bfw.ac.at/030/pdf/bfw-dok_5.pdf)

Moser, M. (2010): Geofast – Provisorische Geologische Karte 1:50.000 nach einem Manuskript von W. Zacher – 112 Bezaug: Stand 2008, Ausgabe 2010/10, Geol. B.-A., Wien.

ÖROK (Österreichische Raumordnungskonferenz) (Hrsg.) (2015): Risikomanagement für gravitative Naturgefahren in der Raumplanung; Wien.(= ÖROK-Schriftenreihe Nr. 193).

Tilch, N. (2014): Identifizierung gravitativer Massenbewegungen mittels multitemporaler Luftbildauswertung in Vorarlberg und angrenzender Gebiete.- Jb. Geol. B.-A., 154 (1-4): 21-39, Wien.

[\[https://opac.geologie.ac.at/wwwopacx/wwwopac.ashx?command=getcontent&server=images&value=JB1541_021_A.pdf\]](https://opac.geologie.ac.at/wwwopacx/wwwopac.ashx?command=getcontent&server=images&value=JB1541_021_A.pdf)

Tilch, N., Schwarz, L., Hagen, K., Aust, G., Fromm, R., Herzberger, E., Klebinder, K., Perzl, F., Proske, H., Bauer, Ch., Kornberger, B., Kleb, U., Pistotnik, G., Haiden, T. (2011): Modelling of Landslide Susceptibility and affected Areas – Process-specific Validation of Databases, Methods and Results for the Communities of Gasen and Haslau (AdaptSlide).- Endbericht des Projektes ADAPTSIDE im Rahmen des EU-Projektes ADAPTALP, 305 S. (20 S. Beilagen/Anhang), Wien, Graz, Innsbruck.

[\[http://bfw.ac.at/050/pdf/ASlide_Endbericht_fin_201110119.pdf\]](http://bfw.ac.at/050/pdf/ASlide_Endbericht_fin_201110119.pdf)

Massenbewegungen und Impulswellen in alpinen Seen - ein multidisziplinärer Naturgefahren-Forschungsansatz

A MULTIDISCIPLINARY APPROACH FOR LANDSLIDE GENERATED IMPULSE WAVES ASSESSMENT IN NATURAL MOUNTAIN LAKES FROM A CASCADE HAZARD ANALYSIS PERSPECTIVE

Franco Andrea¹, Bernhard Gems¹, Barbara Schneider-Muntau², Jasper Moernaut³, Patrick Oswald³,
Stefan Fabbri⁴, Markus Aufleger¹, Michael Strasser³

(1) Arbeitsbereich Wasserbau, Institut für Infrastruktur, Universität Innsbruck, Technikerstraße 13, 6020 Innsbruck, Österreich

(2) Arbeitsbereich für Geotechnik und Tunnelbau, Institut für Infrastruktur, Universität Innsbruck, Technikerstraße 13, 6020 Innsbruck

(3) Institut für Geologie, Universität Innsbruck, Innrain 52f, 6020 Innsbruck, Österreich

(4) Institut für Geologie, Universität Bern, Baltzerstrasse 1,3, 3012 Bern, Schweiz

Abstract: This poster introduces objectives, research concept and initial preliminary results of an interdisciplinary research approach for modelling landslide-generated impulse waves in mountain lakes from a cascade hazard analyses perspective. Main focus of the poster is to explain the necessity to study this kind of phenomena and how a multidisciplinary approach concerning different sciences is useful and mandatory here. A cascade hazard perspective is proposed for a forward analysis of landslide generated impulse waves, where a series of triggers and consequences are taken in to account. The available commercial software Flow-3D is used for the simulation of the formation and the propagation of the impulse wave. To analyze the applicability and potential limitations of this software, a back analysis of the impulse wave generated in the Lituya Bay (Alaska) in 1958 is proposed. As a study case for the forward analysis in a cascade hazard perspective, the lake Achen (Achensee), located in the Eastern Alps (Tyrol, Austria), is chosen. The west slope upon that lake is investigated to verify the possibility to have any gravitational process able to generate an impulse wave. The presented project is assigned to the doctoral program "Natural Hazards in Mountain Regions" at the University of Innsbruck and funded by the University.

Research Motivation and Project Description

The management and the analysis of the hydrological and geological risk in mountain regions is considered nowadays as a priority for human and territory safety. The study of phenomena that affect these regions, like landslides or flash floods, has been and is still a challenge in continuing evolution for a better comprehension for reliable natural hazards assessment. In the last centuries the consciousness of phenomena like tsunamis in lakes or in artificial basins (also known as impulse waves) has spread since several catastrophes happened. In fact, landslides either subaquatic or subaerial can trigger devastating tsunami waves. The realization of new reservoirs in steep mountain valleys for the hydroelectric power generation has highlighted the assessment of that kind of natural hazard, especially after the Vajont disaster (10 October 1963, Italy) where a huge landslide collapsed in the down valley reservoir, generating one of the biggest impulse wave ever recorded, killing 2000 people (Paronuzzi P., Bolla A., 2012). The generation of impulse waves in lakes is often triggered by an amount of material, collapsing in the water body, with a sufficient energy in terms of mass and velocity to allow the formation and propagation of a wave. Often, large landslides, or rockslides, are triggered by intense rainfall events or earthquakes.

The study of landslide generated impulse waves in natural mountain lakes, or reservoirs, in a forward analysis, represents a hard challenge for the science world. For that purpose, a multidisciplinary approach is needed to analyze the complexity of these kinds of phenomena where different science disciplines as geology, geotechnics and hydraulics are strictly related (Fig. 1). A detailed geological, structural, geomorphological and geo-mechanical investigation of an area allows the realization of a good geotechnical model of an unstable slope. A topography with high resolution and an accurate bathymetry of the lake floor are necessary for a good simulation of a landslide generated impulse wave. The purpose is to see the effects and the damages along the shoreline and the surrounding areas.

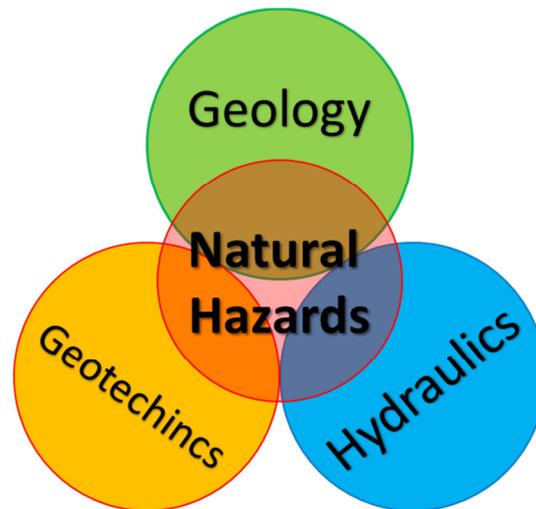


Fig.1: Multidisciplinary approach and involved science disciplines for the hazard assessment of landslide triggered impulse waves.

Application of this approach means also to analyze this kind of phenomena from a cascade hazard perspective, since we are talking about a “domino effect”. Like a chain reaction of triggers and consequences, a quake could destabilize a slope that at the end of its collapsing process impacts a water body, like a lake, generating an impulse wave, whose propagation damages the banks surrounding the impact area. A good knowledge of the possible triggers (e.g. in terms of rainfall or seismic hazard) concerning a specific mountain area is needed. Information, like the local acceleration if an earthquake is taken into account, can be used as input for stability and stress-strain analysis of a slope to understand the possibility of an unstable volume to collapse in a lake or in a reservoir. Starting from the outputs obtained from the previous analysis, a landslide run out simulation is considered as process boundary condition of the hydraulic model simulating formation and propagation of the impulse wave and any related hydraulic consequences.

Recently, the most used commercial-available software for the simulation of impulse waves in alpine lakes and reservoirs is the computational fluid dynamics (CFD) model Flow-3D, which is based on a three-dimensional numerical modelling approach (Vasquez, J.A., 2017, Das K. et al, 2009). This software solves the Reynolds-Averaged-Navier-Stokes-(RANS)-Equations. It uses the Volume-of-fluid-(VOF)-method to track the free surface and the Fractional Area/Volume Obstacle representation (FAVOR) to define the solid bodies. Several tools and parameter modules are useful to simulate a body sliding along a slope and impacting a water basin, in function also of which kind of gravitation process is going to be simulated (rock fall, rock slide, rock avalanche or as well snow avalanche).

A task of this project is also to test the capacity of Flow-3D and its limits with regard to the extent of the computational domain, the grid resolution, the corresponding computation times and as well the accuracy of modelling results. For that purpose, a back analysis of the past event of the Lituya Bay (1958, South Alaska, maximum run up recorded is 524 m above the sea level; Miller D., 1960) is proposed, since a lot of information and data are available for that study and the comparison with already existing data and publications (eg Basu D. et al, 2009; Ward S.N., Day S., 2010; Gonzales-Vida J.M. et al., unpublished) is possible. First a detailed analysis of the tsunami formation and run-up in the impact area is accomplished with the numerical model (Fig. 3). Then the model will be enlarged along on the entire bay to simulate the propagation of the wave. Since no bathymetry is available, a new interpretation of the Lituya Bay bathymetry before the event is proposed, starting from the available cartography and from the free data obtained from the National Ocean Service (Hydrographic Survey with Digital Sounding). The shape of the bay, as a narrow and long fjord, and the gravitational process that generated the impulse wave (a rock avalanche) represent a situation that can be easily found also in a common mountain region as the Alps (Figs. 2 and 4).

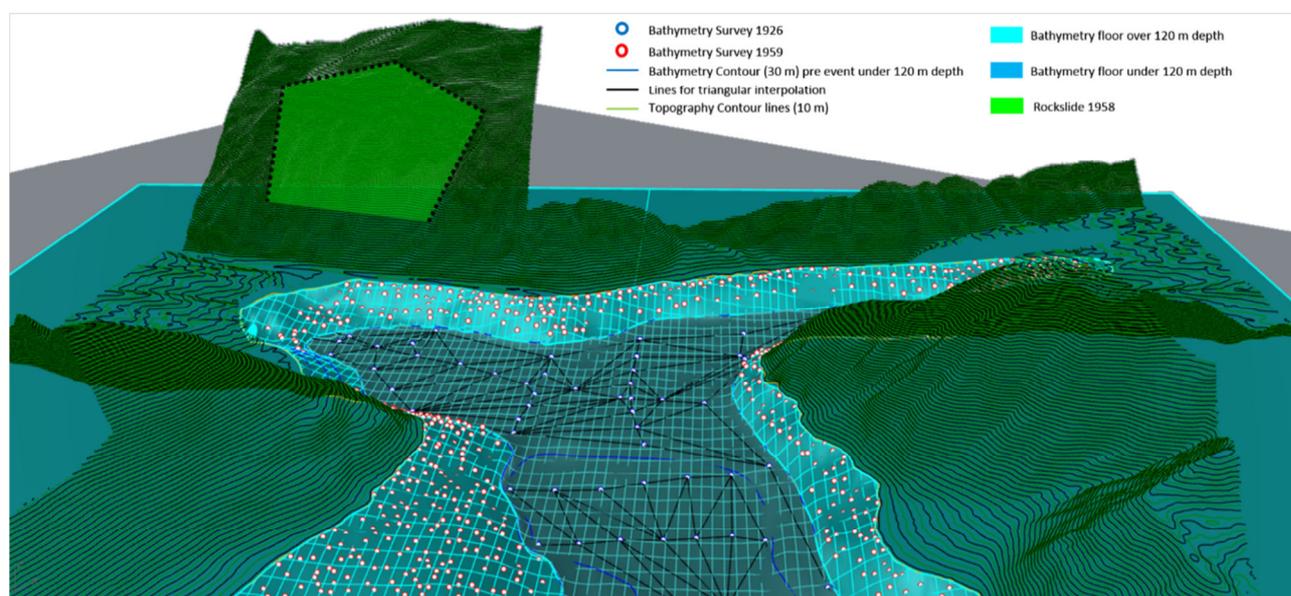


Fig.2: Reconstruction of the Lituya Bay bathymetry 1958 based on data from U.S. Coast and Geodesic Survey: Survey id: H04608, 1926 and Survey id: H08492, 1959. DTM available from DGGS Elevation Portal of Alaska.

For a cascade hazards forward analysis, a real study case in the Eastern Alps is chosen. The lake Achen (Achensee) in the north-eastern part of the Tyrol region, Austria, represents an interesting case for this project, since it is the greatest lake in the Tyrol region and a lot of information on the surrounding slopes and bathymetry is available thanks to several previous and ongoing projects (eg Ortner, H., Gruber, A., 2011, Oswald P., unpublished) (Fig. 4). Of particular interest for this case is the west slope upon lake Achen which seems to be affected by hard erosional processes and deformation after the glacier retreat. The purpose is to understand if any possible gravitational process could lead the generation of an impulse wave in this lake, and so simulate the formation and the propagation of the wave. To verify the reliability of the results of this forward analysis, a comparison with the results obtained by the empirical equations for subaerial landslide generated impulse waves provided by Heller et al. (2010) will be proposed.

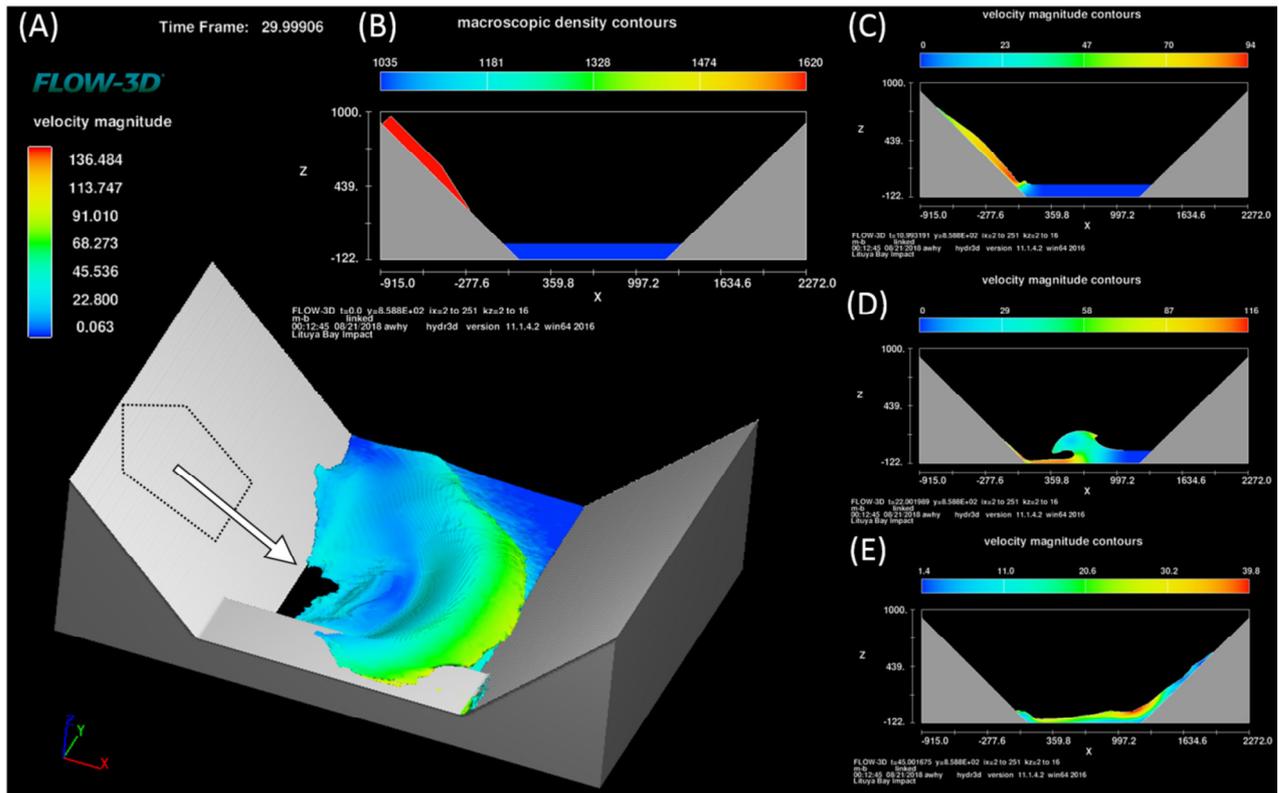


Fig.3: Lituya Bay 1958 landslide-generated impulse wave simulation using Flow-3D. A) impact area, a simplified topography is used for preliminary simulations; propagation of the wave before impacting the opposite slope; B) position of the rock slide before the failure (red); C) moment of the initial impact in the water body, the rock slide reaches a velocity of 94 m/s; D) formation and propagation of the wave; E) run-up at the opposite slope.

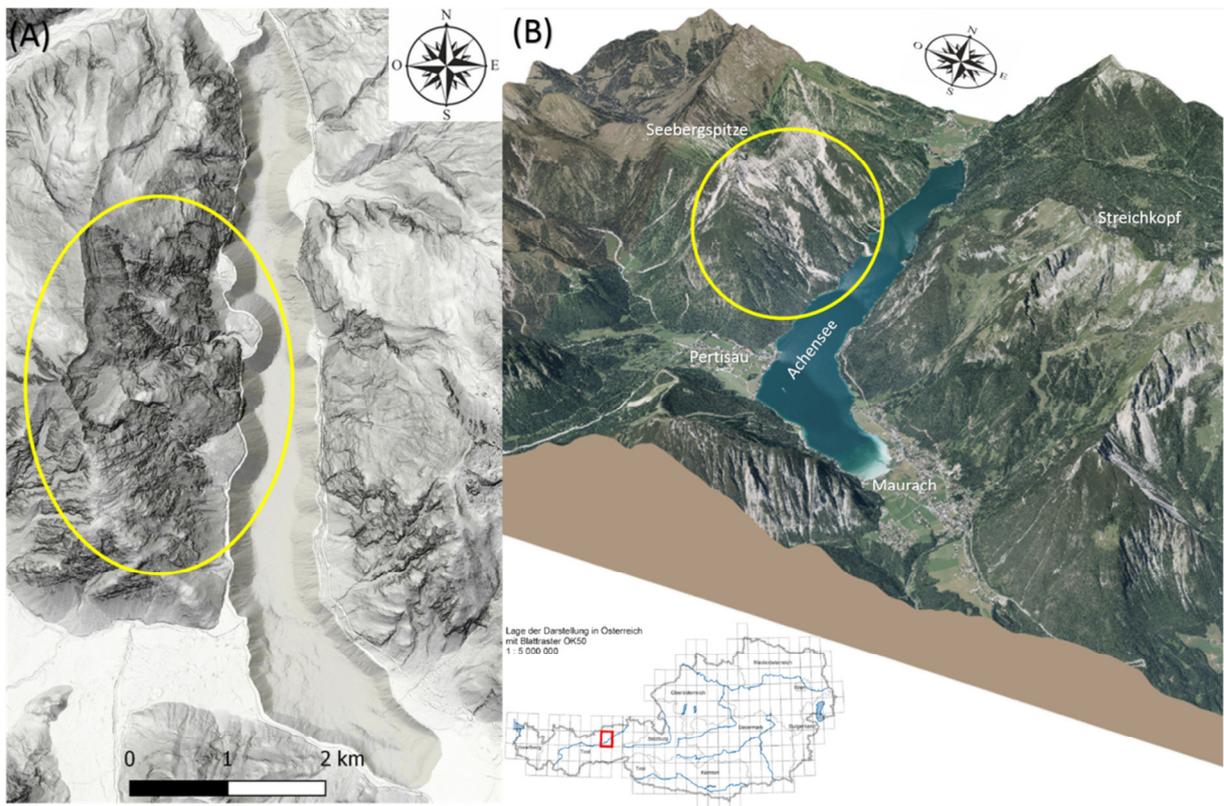


Fig.4: View of lake Achen and the west slope as a subject of investigation (yellow area). A) digital terrain model of slopes (Anleitung zur Einbindung von Geodatendiensten 2017) and lake bathymetry (Oswald P., 2017); B) panorama view of the lake Achen region.

References

- Anleitung zur Einbindung von Geodatendiensten (2017): <https://gis.tirol.gv.at>
- Basu, D., Green, S., Das, K., Janetzke, R., Stamatakos, J. (2009): Numerical Simulation of Surface Waves Generated by a Subaerial Landslide at Lituya Bay, Alaska. Proceedings of OMAE2009, 28th International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering, May 31 - June 5, Honolulu, pp 14.
- Das, K., Janetzke, R., Basu, D., Green, S., Stamatakos, J. (2009): Numerical Simulations of Tsunami Wave Generation by Submarine and Aerial Landslides Using RANS and SPH Models. Proceedings of OMAE2009, 28th International Conference on Ocean, Offshore and Arctic Engineering, May 31 - June 5, Honolulu, pp 14.
- DGGS Elevation Portal, Division of geological and geophysical survey: <https://elevation.alaska.gov>
- Gonzales-Vida, J.M. Macías J., Castro M. J., Sánchez-Linares C., de la Asunción M.: The Lituya Bay landslide-generated mega-tsunami. Numerical simulation and sensitivity analysis. In review for Geophys. J. Int., pp 25.
- Heller, V., Hager, W.H. (2010): Impulse Product Parameter in Landslide Generated Impulse Waves. Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, 145-155.
- Miller, D. (1960): Giant Waves in Lituya Bay, Alaska: A Timely Account of the Nature and Possible Causes of Certain Giant Waves, with Eyewitness Reports of Their Destructive Capacity. Professional paper, U.S. Government Printing Office.
- Ortner, H., Gruber, A. (2011): 3D-Geometrie der Strukturen zwischen Karwendel-Synklinale und Thiersee-Synklinale. Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2011, Achenkirch, Proceedings, 51-67.
- Oswald P. (2017): Achensee Surveys 2017. Expedition report, University of Innsbruck, unpublished.
- Paronuzzi P., Bolla A. (2012): The prehistoric Vajont rockslide: an update geological model. Geomorphology, Volumes 169-170, 165-191.
- U.S. Coast and Geodesic Survey: Survey id: H04608, 1926.
- U.S. Coast and Geodesic Survey: Survey id: H08492, 1959.
- Vasquez, J.A. (2017): Modelling the generation and propagation of landslide-generated tsunami. CSCE SCGC, Leadership in Sustainable Infrastructure, Annual Conference, May 31 - June 3, Vancouver, pp 10.
- Ward S.M., Day S. (2010): The 1958 Lituya bay landslide and tsunami – A tsunami ball approach. Journal of Earthquake and Tsunami, Vol. 4, No. 4, 285-319.

Danksagung

Unser besonderer Dank gilt Herrn Landeshauptmann-Stellvertreter ÖR Josef Geisler, der – wie schon in den vergangenen Jahren – auch heuer das Geoforum Umhausen maßgebend unterstützt und mit seiner Wertschätzung für die Tagung wesentlich zu deren erfolgreichen Ablauf beiträgt.

Seit der ersten Tagung Geoforum Umhausen im Jahr 1999 ist die Gemeinde Umhausen ein unverzichtbarer Partner des Geoforums. Dem Bürgermeister der Gemeinde Umhausen, Herrn Landtagsabgeordneten und Klubobmann Mag. Jakob Wolf möchten wir daher auch heuer sehr danken, dass diese für unsere Tagungen unverzichtbare Partnerschaft nunmehr zum 20. Mal ausgezeichnet funktioniert.

Die Unterstützung der Gemeinde zeigt sich dankenswerter Weise auch in der sehr gewissenhaften und mit großem Engagement ausgeführten Mitarbeit durch Frau Martina Scheiber und durch Frau Lisa Falkner.

Herr Manfred Scheiber (Raiffeisenbank Vorderes Ötztal, Filiale Ötz) hat auch heuer wieder die Gestaltung des Werbeplakates für den öffentlichen Abendvortrag übernommen, damit die Bevölkerung möglichst zahlreich durch diese Abendveranstaltung an der Tagung teilnehmen kann. Vielen herzlichen Dank dafür!

Ich möchte aber auch dem Organisationsteam – Mag. Petra Nittel-Gärtner, Mag. Wolfram Mostler, Claret Riedl, Mag. Thomas Figl, Mag. Johann Schroll und Mag. Dr. Werner Thöny, Roman Außerlechner MSc – sehr danken. Ohne dieses kleine, aber dafür umso tatkräftigere Team wäre die Organisation der Tagung nicht möglich.

Dr. Gunther Heißel



projekt-partner

QUALITÄTSSICHERUNG
RECYCLINGBAUSTOFFE

koordination mediation kommunikation



FRÖSCHL BAU



PLATTNER & CO



Baugesellschaft m.b.H.

