

GFU

Geoforum Umhausen

In memoriam Theodor ERISMANN



Band 3

2001-2004

Geoforum Umhausen Band 3

Redaktion :
Dr. Gunther Heißel
O. Univ. Prof. Dr. Helfried Mostler

Herausgeber, Eigentümer und Verleger
Geoforum Tirol

Copyright 2005 by Geoforum Tirol, Umhausen

Umschlagbild vorne: Felssturz auf Sellrain Landesstrasse : Foto Dr. G. Heissel

Umschlagbild hinten: Massenbewegung Steinlehner (Gries im Sellrain) im Oktober 2003:
Foto Dr. G. Heissel

VORWORT

Dieser Band ist Herrn em. Univ. Prof. Dr. Theodor Erismann gewidmet, der seit der ersten Stunde des Geoforum Umhausen mit größtem Interesse an den Tagungen teilnahm und durch seine Diskussionsbeiträge immer für wertvolle Anregungen und Erläuterungen innerhalb der Zuhörerschaft sorgte. Einen unvergessenen Vortrag zum Andenken an ihn, einem Wissenschaftler von Weltruf, hielt Professor Heuberger am 17. 10. 2002 um 9:20.

Zum Andenken an Theodor H. Erismann

H. Heuberger

Theodor Erismann hoffte noch als Todkranker, hier bei dieser Tagung den öffentlichen Abendvortrag halten zu können. Doch am 8. August schloss er für immer die Augen, kurz vor seinem 81. Geburtstag. Dass nun Geowissenschaftler dieses Symposium seinem Andenken widmeten, würde ihn mit Freude und Genugtuung erfüllen. Erismann wäre aber auch überrascht, denn bis vor 25 Jahren kannte kein Erdwissenschaftler seinen Namen. Als er ganz nebenbei, fast spielerisch mit ersten Berechnungen des Bergsturzes von Köfels im Ötztal anfang, ahnte er selbst noch nicht, dass die Erforschung von Bergstürzen im letzten Jahrzehnt seines Lebens für ihn zum wissenschaftlichen Thema Nr. 1 werden sollte.

Der Weg zu diesen Forschungen führte über unsere Freundschaft seit der Kindheit. Theodor Huldrich Erismann war am 29. 8. 1921 in Bonn geboren, aber schon als Fünfjähriger nach Innsbruck gekommen durch die Berufung seines schweizerischen Vaters Theodor Erismann als Ordinarius für Psychologie und Philosophie an die Innsbrucker Universität. In Innsbruck verbrachte Theodor jun. seine Schulzeit. Dort in der Wohnung lebt und ordiniert noch heute seine Schwester, die Ärztin Dr. Vera Erismann. 1939, kurz vor Ausbruch des Zweiten Weltkriegs, begann Theodor Erismann seine Berufsausbildung in der Schweiz. Dort blieb er und dort gründete er auch seine Familie. Seine Tochter Barbara Häggi nahm für ihn bei der Eröffnung dieser Tagung die Ehrenmitgliedschaft des Geoforums Tirol entgegen.

Erismann nahm in die Schweiz bereits die Liebe zum Ötztal mit. 1938 waren wir miteinander nach Ötz geradelt und hatten uns für diese Landschaft begeistert.

Schon in der Innsbrucker Gymnasialzeit zeigte sich Erismanns hohe und vielseitige Begabung, am ausgeprägtesten für Technik, unterstützt von seinem großen zeichnerischen Talent. Ich sehe uns noch im Geist auf dem Scheibenbichl über Mühlau/Innsbruck stehen und die Flüge seiner Segelflugmodelle verfolgen, die sogar die Aufmerksamkeit führender Segelflugzeug-Konstrukteure erregten.

Erismanns Mutter war Russin, und so wuchs er zweisprachig auf, ja fast dreisprachig, denn ganz früh kam schon das Französische dazu, später dann noch Italienisch und Englisch. Vom humanistischen Gymnasium her blieben ihm Latein und Griechisch zeitlebens vertraut. Bei internationalen Kongressen staunte man über Erismanns freie mehrsprachige Diskussionsbeiträge und Zusammenfassungen. Zur sprachlichen kam noch seine literarische Begabung. Immer wieder und bis zuletzt arbeitete und feilte er an Übersetzungen von Gedichten berühmter russischer Poeten, von russischen Literaturkennern bewundert.

Nach seinem Studium in Technik, besonders Maschinenbau, an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich (ETH), trat er 1947 als Diplom-Ingenieur in die Schaffhauser Firma Alfred J. Amsler ein, die damals weltbekannt war in der Entwicklung von Messgeräten, mathematischen Instrumenten und Integrieranlagen. 1951 promovierte Erismann zum Doktor der technischen Wissenschaften an der ETH. 1956 habilitierte er sich dort für angewandte Mathematik und stieg bei Amsler zum Leiter der Abteilung für Eisenbahn-Messausrüstungen und Rechenggeräte auf, 1962 zum Direktor.

Den Höhepunkt seiner Laufbahn erreichte Erismann 1969, als ihn der Schweizer Bundesrat zum Direktionspräsidenten der Eidgenössischen Materialprüfungs- und -forschungsanstalt wählte, der EMPA. Das war verbunden mit einem Ordinariat für Werkstoffkunde und Materialprüfung an der ETH. An der EMPA kam Erismanns Vielseitigkeit voll zur Geltung; hier konnte er sein Talent für Organisation und Menschenführung weiter entfalten. Zugleich blieb er auch persönlich an der technischen Front mit der Erfindung und Entwicklung von Prüfmaschinen.

Unter den Spitzenstellungen in nationalen und internationalen Fachverbänden sei seine Präsidentschaft des Weltverbandes für Materialprüfung hervorgehoben oder die als Gründungsmitglied des Internationalen Kongresses für Bruchmechanik. Auch Ehrungen stellten sich ein. So wählte ihn die Finnische Akademie der Wissenschaften als Mitglied.

1977 erschien Erismanns erste Bergsturz-Veröffentlichung. Sie galt dem Ereignis von Köfels im Ötztal und in Verbindung damit dem seit 1863 bekannten, seit 1924 international beachteten und umstrittenen Bimsstein von Köfels, einer natürlichen Gesteinsschmelze.

Zunächst hatte man als Energiequelle für die Gesteinsaufschmelzung ein vulkanisches Ereignis angenommen. Diese Hypothese war in zu Beginn der 1970er Jahre widerlegt worden. Nun trat die Annahme eines Meteoriteinschlags, also eines Impakts, als Erklärung in den Vordergrund.

Doch seit 1971 kam noch eine dritte Hypothese dazu: Der Mineraloge Ekkehard Preuß, Professor an der Technischen Universität München, erhob gewichtige Einwände gegen

eine Entstehung des Bimssteins nicht nur als Vulkanit, sondern auch als Impaktit.. So fand Preuß den einzig denkbaren Ausweg in der kühnen Annahme, der Bimsstein sei als Reibungsschmelze an den Gleitbahnen des gewaltigen Bergsturzes von Köfels entstanden. – Da nur diese Hypothese mit meinen eigenen geomorphologischen Forschungsergebnissen im Ötztal vereinbar war, wurde ich ihr erster Anhänger.

Aber noch fehlte damals für den Zusammenhang von Gleitflächen und Bimsstein der direkte Beweis im Gelände. Da kam Erismann Preuß und mir zu Hilfe, und wir schlossen uns zu einer interdisziplinären Arbeitsgruppe zusammen. Das führte 1977 zu einer gemeinsamen und damit zu Erismanns erster Veröffentlichung auf diesem Gebiet¹⁾. Während sie entstand, ließ Erismann in seiner begeisternden, vorwärts drängenden Art Preuß und mich kaum zu einer Atempause kommen.

Er ging von folgender Überlegung aus: Da das nacheiszeitliche Bergsturz-Trümmerwerk von Köfels noch wenig verändert dalag, ließ sich die vertikale Schwerpunktverlagerung gut rekonstruieren. Damit konnte Erismann die Energie und Energieverteilung dieses größten Bergsturzes in den Kristallingesteinen der Alpen (rund 3 km)²⁾ berechnen. Eindeutig ergab sich daraus, dass auf den Gleitbahnen dieses Bergsturzes Gestein nicht nur aufgeschmolzen werden konnte, sondern schmelzen musste. Den Bimsstein bezeichnete Erismann nun als Friktionit, also als Reibungsprodukt.

Das rechnerische Ergebnis genügte ihm aber nicht. Er wollte auch den experimentellen Nachweis führen. Dafür entwickelte er eine eigene Maschinerie: Er führte darin zwei Probekörper aus dem Augengneis von Köfels unter hohem Druck gegen einander, wobei einer rotierte. Und noch ehe dabei die volle berechnete Energie des Bergsturzes erreicht war, lagen schon die ersten Schmelzprodukte da – künstlich erzeugter Friktionit.

Mit dieser doppelten Beweisführung verhalf Erismann der Friktionit-Hypothese entscheidend zum Durchbruch. Inzwischen gibt es keine ernsthaften Zweifel mehr daran.

Nun war Erismann gleichsam vom Jagdfieber erfasst. Von der Materialprüfung her lag ihm bei drohenden Bergstürzen an möglichst gesicherten Voraussagen über die Reichweite. Und gerade da gab es noch auffallende Rätsel, besonders bei großen Bergstürzen. So befasste sich Erismann nun weltweit mit Fragen der Bergsturzdynamik.

Das führte zu seinem letzten bedeutenden Werk³⁾. Auf seinen Gebieten in Technik und angewandter Mathematik hatte er bereits zwei Fachbücher veröffentlicht. 2001 kam sein Buch über die Dynamik von Bergstürzen heraus. Der Koautor Gerhard Abele war als Geomorphologe Professor der Geographie an der Universität Innsbruck. Als Bergsturzexperte hatte zunächst Abele allein diesen Buchauftrag für den Springer-Verlag übernommen. Er war froh, als auf seine Bitte hin Erismann zur Mitarbeit bereit

war. Leider starb Abele bald - viel zu früh. Doch Erismann - stets ein großer Realisierer - blieb eisern an dieser Aufgabe. Er wusste: Wenn das Buch unvollendet blieb, konnte es kein anderer fertig stellen. Zu viel darin ist grundlegend neu, und das hatte nur er im Kopf.

Uns hat er damit ein Vermächtnis hinterlassen, das seine Forschungen von zweieinhalb Jahrzehnten krönt und seinen Namen auch in den Erdwissenschaften nicht in Vergessenheit sinken lassen wird.

- 1) Erismann, T., Heuberger, H. und Preuss, E., 1977: Der Bimsstein von Köfels (Tirol), ein Bergsturz-"Friktionit". Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 24, 67-119.
- 2) Brückl E., Brückl J., and Heuberger H., 2001: Present structure and prefailure topography of the giant rockslide of Köfels. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie 37, 49-79
- 3) Erismann, T. H. - Abele G., 2001: Dynamics of rockslides and rockfalls. Springer, Berlin, Heidelberg, New York etc., 316 Seiten.



Theodor H. Erismann

Aufn. Heuberger 1974

INHALTSVERZEICHNIS

Lössrutschungen und Felslawinen in den Provinzen Shaanxi und Gansu der VR China <i>Johannes T. Weidinger</i>	1-11
Talzus Schub südlich des Schönjöchl/Fiss; Maßnahmen beim Bau und Betrieb der Schönjochbahn und der Sonnenbahn Ladis-Fiss <i>Jörg Henzinger</i>	12-21
Das Erkudok© Institut im Stadtmuseum Gmunden, Oberösterreich – Grundlagenforschung zu Massenbewegungen im Gebiet des Traunsteins <i>Johannes T. Weidinger</i>	22-33
Rosiggengasse Pfons - eine dramatische Entwicklung bei Hangbewegungen Maßnahmen zur Stabilisierung, Herbst 2003 <i>Jörg Henzinger</i>	34-46
ÖFFENTLICHER ABENDVORTRAG (gehalten von H. Heuberger) Bergstürze: Vielfalt der Mechanismen <i>T. H. Erismann +</i>	47-60
„Beitrag der Forstwirtschaft zum Erosionsschutz am Beispiel eines Praktikers“ Maßnahmen zur Stabilisierung, Herbst 2003 <i>Siegfried Tartarotti</i>	61-70
MASSENBEWEGUNG STEINLEHNE – GRIES IM SELLRAIN Mechanik der Sturz- und Gleitvorgänge, Sommer und Herbst 2003 <i>Jörg Henzinger</i>	71-82
Alpenkonvention – Errichtung von Schipisten in „labilen Gebieten“ aus geologischer Sicht; Checkliste „labile Gebiete“ <i>Gunther Heißel</i>	83-102
Analyse der Massenbewegungen Vorderes Wattental – unter Berücksichtigung geotechnischer und hydrogeologischer Aspekte <i>H. Madritsch & F. Riedl</i>	103-113
Ingenieurgeologische & geophysikalische Kartierung einer Instabilitätszone an der II. Wiener Hochquellenleitung <i>Alexander Römer, Gerhard Bieber, Norbert Heim</i>	114-121

GEOFORUM Umhausen TAGUNGSBAND III (2001-2004)

Erdbeben als Auslöser von Massenbewegungen <i>Wolfgang A. Lenhardt</i>	122-123
AlpS – Neues Konzept zum Naturgefahrenmanagement <i>Eric Veulliet</i>	124-128
Multidisziplinäre Prozessanalyse instabiler Hänge <i>C. Zangerl und C. Prager</i>	129-141
Berücksichtigung von Systemzuständen und Unschärfen bei der Bemessung von Hochwasserereignissen in kleinen alpinen Einzugsgebieten; Konzeptionelle Überlegungen zum Aufbau eines Expertensystems <i>C. Geitner, A. Gerik, J. Lammel, A. Moran, C. Oberparleiter</i>	142-155
ETALP-PROJEKT: Interdisziplinäre Bewertung von Wildbach_Einzugsgebieten <i>L. Stepanek , W. Gattermayr , B. Kohl , G. Markart , M. Molk</i>	156-173
Temperatur und Klufthwasser als Ursache von Felssturz <i>Ruedi Krähenbühl</i>	174-186
"Instabilität von Hangflanken im vorderen Schmirntal und deren Prognoserelevanz für den Brenner Basistunnel" <i>Florian Riedl</i>	187-198
"Die beim Vortrieb des Tunnels Vomp -Terfens angetroffenen geologischen Verhältnisse" <i>Markus Scholz</i>	199-207
"Das ingenieurgeologisch-geotechnische Erkundungsprogramm im Rahmen der Planung des Tschirganttunnels" <i>Ulrich Swoboda</i>	208-213
Gesamtbewertung von Schutzmaßnahmen am Beispiel von Steinlehner, Gemeinde Gries im Sellrain – Die Rückkehr vom Ereignis zum Alltag <i>Rudolf Bednarz , Gunther Heißel , Peter Sönser</i>	214 – 227

B. NAGELE

Kieswerk

B. Nagele - Haiming

Lössrutschungen und Felslawinen in den Provinzen Shaanxi und Gansu der VR China

von Johannes T. Weidinger (1,2)

*(1) Leiter des Erkudok© Instituts für erd- und kulturgeschichtliche Dokumentation im Stadtmuseum,
Kammerhofgasse 8, A-4810 Gmunden*

*(2) Wissenschaftlicher Mitarbeiter an der Fachabteilung für Geographie, Geologie und Mineralogie der
Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34/III, A-5020 Salzburg*

Tel.: +43-7612-794-420; FAX: +43-7612-794-429

e-mail: j_weidinger@hotmail.com; museum@gmunden.ooe.gv.at; homepage: www.gmunden.at

Zusammenfassung

Bei ingenieurgeologischen und morphologischen Studien an Lössrutschungen im zentralchinesischen Lössplateau sowie an Felslawinen im Qin Ling Gebirge wurden wegberaubende und auslösende Faktoren, Folgeerscheinungen und Rekultivierungsmaßnahmen untersucht. Dabei konnten drei eindeutige Trends bezüglich der Auslöser-Mechanismen der spontan-gravitativen Rutschungen erkannt werden: Es kommen sowohl klimatologisch-meteorologische Faktoren (episodisch auftretende Starkniederschläge), als auch durch Erdbeben induzierte Ursachen (extrem seismisch-aktive Zone) und nicht zuletzt anthropogene Einwirkungen (landwirtschaftliche Bewässerung) für die Massenbewegungen mit meist großen Verwüstungen in Frage. Die oft beträchtlichen geomorphologischen Veränderungen der häufig landwirtschaftlich genutzten Gebiete werden, nach der Konsolidierung der abgelagerten Massen je nach Dringlichkeit größtenteils von der lokalen Bevölkerung rekultiviert. In einem Ausnahmefall die Ablagerungen einer Bergsturzlawine zu einem neuen Lebensraum.

1. Einleitung und Problemstellung

Ein österreichisch-chinesischer Expertenaustausch auf universitärer Ebene führte den Autor im Frühjahr 1997 drei Monate an die Nordwest Universität (Xibei-Daxue) von Xi'an, Provinz Shaanxi, VR China. Gemeinsam mit chinesischen Geowissenschaftlern, Spezialisten und Politikern besuchte man Gebiete um die Stadt Xi'an, wie die Cui Hua- und die Lintong-Berge und den Raum um die Kleinstadt Lantian (Beloyan-Lössplattform). Ferner wurden größere Areale um das Kohleminenrevier von Tungchuan, ca. 100km nördlich der genannten Stadt, der Hua Shan Berg, ca. 100km östlich der Stadt, sowie die Bereiche des Gau-La-Berges, des Ta-Pan-Xia Staudamms und des Tales von Yan-Guo-Xia (Haifangtai-Lössplattform) um Lanzhou, Hauptstadt der Provinz Gansu, genauer inspiziert (Abb. 1). Das Hauptaugenmerk des Forschungsaufenthalts lag auf einer Analyse präexistierender Anlagen, auslösender Faktoren und den Bewegungsursachen einer Reihe von unterschiedlichen Rutschungen im zentralchinesischen Lössplateau sowie von Felslawinen im Qin Ling Gebirge. Bei den ingenieurgeologischen und morphologischen Studien an diesen Lössrutschungen und Bergsturzgebieten wurden neben den wegberaubenden und auslösenden Faktoren auch Folgeerscheinungen und Rekultivierungsmaßnahmen untersucht. Daneben konnte ein ausgezeichneter Eindruck von der chinesischen Lebensweise außerhalb der städtischen Agglomerationen gewonnen, sowie die damit verbundenen, unterschiedlichen Rekultivierungsmaßnahmen nach stattgefundenen Massenbewegungen studiert werden (Weidinger1997; Weidinger et al. 2001).

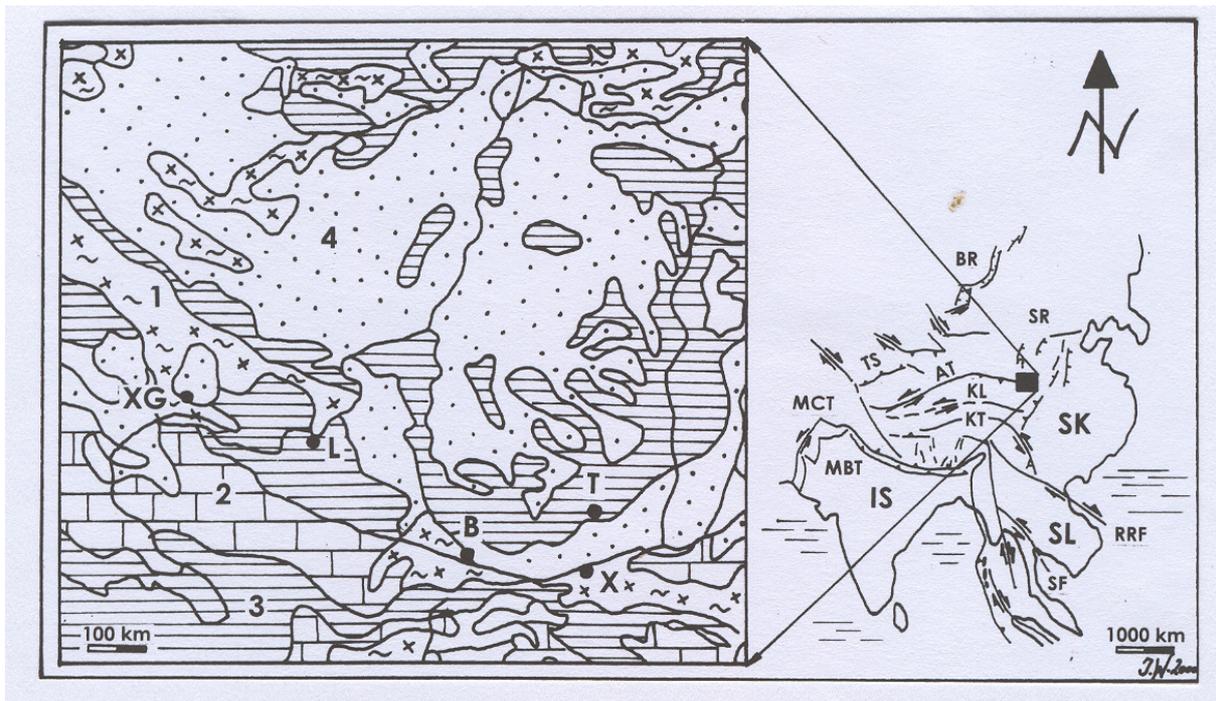


Abb. 1: Der geologische Rahmen (nach Li, 1989) des Studiengbietes (linke Seite) samt geotektonischer Position und moderner Kinematik (nach Tapponnier et al., 1986) des ostasiatischen Bereichs (rechte Seite): IS - Indischer Subkontinent, SK - Südchina-Kraton, SL - Sundaland, MCT - Main Central Thrust und MBT - Main Boundary Thrust (Himalaya), SF - Sagaing-Störung, RRF - Red-River-Störung, KT - Kang Ting, KL - Kun Lun, AT - Altyn Tagh, SR - Shaanxi Riftsystem, TS - Tien Shan, BR - Baikal Riftsystem; 1 - Magmatite und Metamorphite, 2 - Karbonatische Gesteine, 3 - Sedimente, 4 - Löss (unkonsolidiert), XG - Xining, L - Lanzhou, B - Baoji, T - Tungchuan, X - Xi'an.

2. Untersuchungsergebnisse der Rutschungen im Löss-Plateau

- i) Als auslösende Mechanismen der spontan-gravitativen Lössrutschungen mit meist großen Verwüstungen sowie Subsidenzen konnten in erster Linie klimatologisch-meteorologische Faktoren (episodisch auftretende Starkniederschläge) festgestellt werden (Abb. 2).



Abb. 2: Subsidenzerscheinungen im Löss durch intensive landwirtschaftliche Bewässerung und Niederschläge sind eines der Hauptprobleme der Bevölkerung; Risse im Mauerwerk der Häuser (R) von Wen Tia Po nahe Lantian durch Setzungen im Löss (Foto: J. Weidinger, 1997).

- ii) Weitere Auslöse- und Bildungsmöglichkeiten von Bergstürzen und Rutschungen in Shaanxi und Gansu können auch geologische Strukturen, die im Übergangsbereich zwischen dem Kun-Lun-Gebirge und dem Qin-Ling-Gebirge auftreten, sein. In diesem weiten Gebiet gibt es eine Reihe großer Erdbebenzonen, deren Aktivitäten als Auslöser wirken (Tab. 1).

Datum	Breitengrad	Längengrad	Ms	I	Ort
780 B.C.	34,5°	107,8°	(6-7)		Qishan
35 07 11 B.C.	34,4°	109,0°	(5)	(6)	Lantian
600 12 13 A.D.	34,3°	108,9°	(5,5)	(7)	Xi'an
788 03 08	32,5°	109,4°	(6,5)	(8)	Ankong
793 05 27	34,5°	109,7°	(6)	(7-8)	Weinan
835 04 11	34,3°	108,9°	(4,75)	(6)	Xi'an
836 02 25	34,3°	108,9°	(4,75)	(6)	Xi'an
879 03 --	34,2°	109,3°	(4,75)	(6)	Lantian
880 02 --	34,5°	107,8°	(4,75)	(6)	Qishan
1307 -- --	34,5°	107,8°	(5)	(6)	Qishan
1448 09 30	38,3°	109,8°	(5)	(6-7)	Yu Lian
1487 08 10	34,4°	108,9°	(6,25)	(8)	Lientong
1501 01 19	34,8°	110,1°	(7)	(9)	Chao Yi
1502 01 17	34,8°	110,1°	(5)	(6)	Chao Yi
1506 03 19	35,3°	110,1°	(5,25)	(7)	Heyang
1556 01 23	34,5°	109,7°	(8)	(11)	Hua County
1558 11 21	34,5°	109,7°	(5,5)	(7)	Hua County
1568 01 --	34,2°	109,3°	(5)	(6)	Lantian
1568 04 --	34,4°	109,2°	(5,5)	(7)	Ling Tong
1568 04 12	33,1°	107,0°	(5)	(6)	Hanzhong
1568 05 15	34,4°	109,0°	(6,75)	(9)	Xi'an
1569 -- --	32,7°	109,0°	(5)	(6)	Ankong
1569 -- --	34,6°	110,3°	(5)	(6)	Tongguan
1591 -- --	36,6°	110,0°	(5)	(6)	Yanchang
1599 -- --	35,6°	109,2°	(5)	(6)	Huangling
1621 -- --	39,1°	110,9°	(5)	(6)	Fugu
1624 10 --	33,2°	107,5°	(5,5)	(7)	Yang County
1635 10 --	33,2°	107,5°	(5,5)	(7)	Yang County
1636 -- --	33,1°	107,0°	(5,5)	(7)	Hanzhong
1636 -- --	36,8°	108,8°	(4,75)	(6)	Zhidan
1681 -- --	35,8°	109,4°	(5,5)	(7)	Luachuan
1704 09 28	34,9°	106,8°	(6)	(7-8)	Lung County
1789 11 07	34,6°	110,3°	(5)	(6)	Tongguan
1823 08 --	32,5°	107,9°	(5)	(6)	Zhengba

1921 10 07	36,0°	110,1°	(5)	(6)	Yichuan
1957 01 30	33,9°	109,8°	(4)	-	Shang County
1959 08 11	35,6°	110,9°	5,4	(6-7)	Hanchen
1959 09 28	33,0°	109,3°	5	-	Xun Yang
1964 06 15	33,3°	110,8°	(4)	-	Shang County
1965 09 14	35,1°	106,9°	4	-	Lang County
1967 08 20	32,7°	106,8°	4,8	(6)	Nanzhen

Tab. 1: Ausgewählte Liste von Erdbeben in der Shaanxi Provinz, VR China von 1831 v. Chr. bis zum Jahre 1969 (verändert nach Scientific Press of China, 1983)

- iii) Mit zunehmendem Ausbau der Bewässerungskanäle in und um das Guangzhong-Becken von Shaanxi, die von den Flüssen Jing, Luo, Wei und Baha gespeist werden, kam es auch zur Anhebung des Grundwasserspiegels – ein weiterer Auslösemechanismus für Rutschungen im Löss-Tafelland (Löss Plattformen) (Abb. 3).

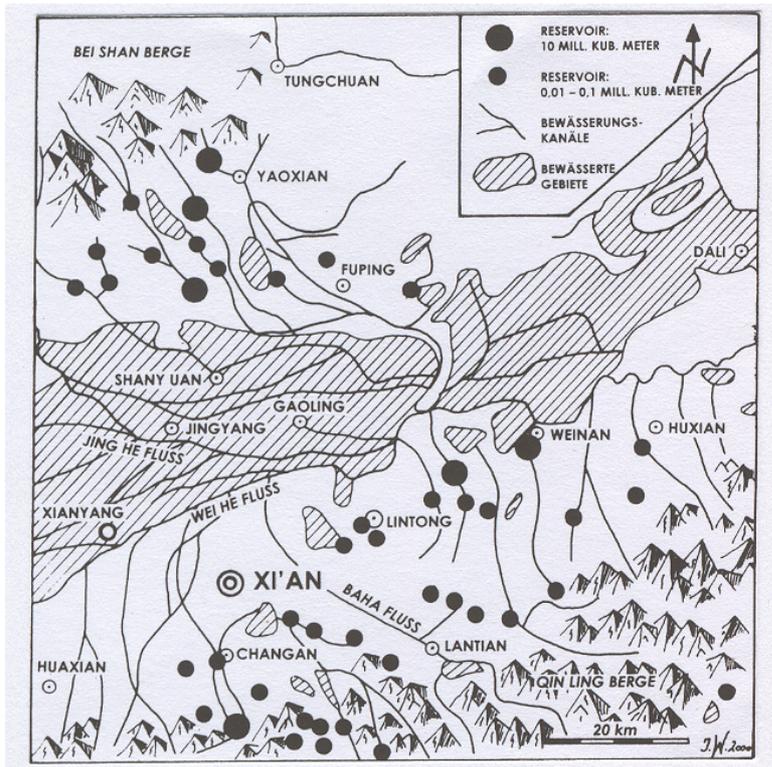


Abb. 3:
Bewässerungskanäle,
Reservoirs und
landwirtschaftlich
bewässerte Zonen im
Guangzhong-Becken rund
um Xi'an (Jingyang,
Lantian) bzw. in den Bei-
Shan-Bergen (Tungchuan),
(verändert und ergänzt
nach Lei 1995; aus:
Weidinger et al. 2001).

- iv) Im Bereich der Innenstadt von Tungchuan sind es vor allem der unkontrollierte Wohnbau durch das immense Bevölkerungswachstum der letzten Jahrzehnte und die nicht geregelte Abwasserwirtschaft (zum Beispiel unmittelbar in präexistierende Klüfte im Löss), die als Auslöser für die kleinräumigen Lössrutschungsverwüstungen in Frage kommen (Abb. 4a,b).

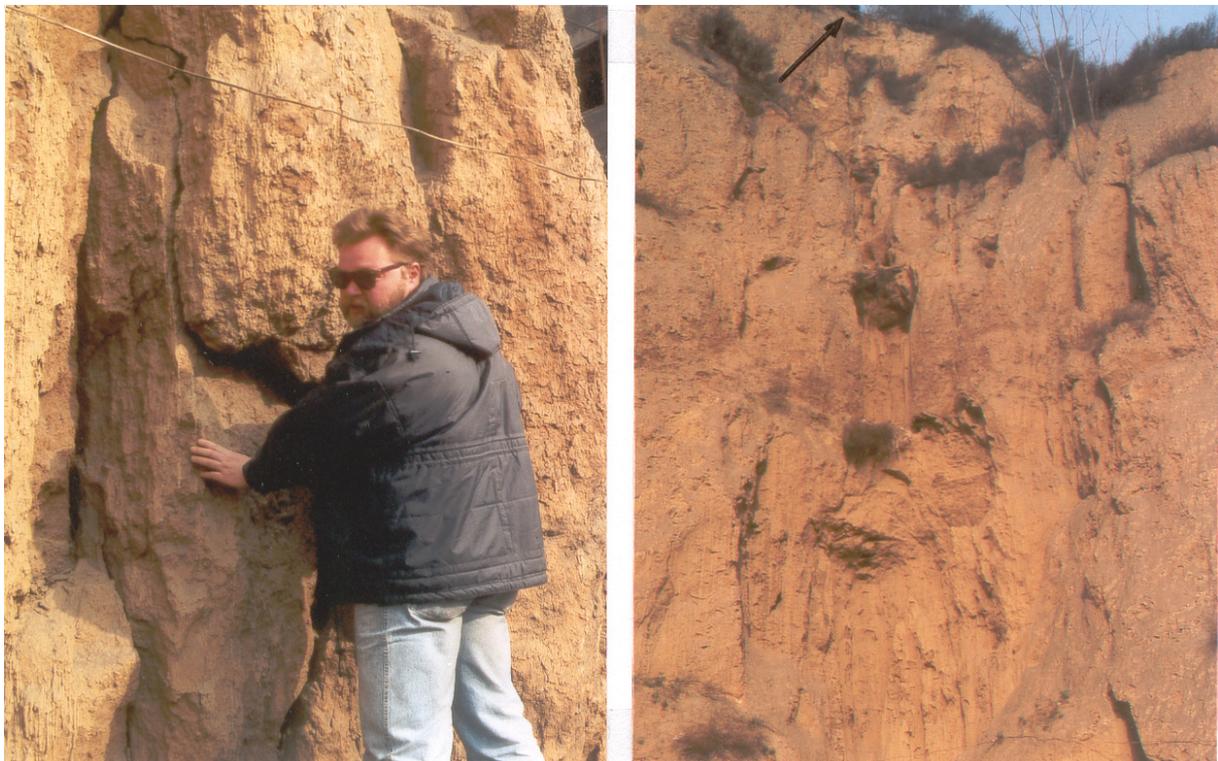


Abb. 4a,b: Entspannungsrisse im Löss (links) des NE-Abrissbereichs der Nan Gua Lawine von Tungchuan (präexistierende Anlagen) werden durch das Einleiten von Abwässern (Rohrleitung siehe Pfeil!) noch vor den Rutschungen zu Erosionsrinnen. Die lokale Praktik stellt demnach einen der wegbereitenden und den auslösenden Faktor vieler Rutschungen dar (Fotos: J. Weidinger, 1997).

- v) Auslöser der Rutschungen der Haifangtai-Lössplattform westlich von Lanzhou (Abb. 5) war der Anstieg des Grundwasserspiegels im Löss durch die seit 1963 startende, verstärkt seit 1968 angelaufene Besiedlung auf der Plattform, nach dem Bau des talaufwärts gelegenen Wasserspeichers von Liujiaxia und der Migration der ehemals dort ansässigen Bevölkerung auf diese Lössplattform. Die landwirtschaftliche Bewässerungsmenge war zu hoch und der neu entstandene Grundwasserspiegel induziert seit dem Jahr 1985 eine große Anzahl von Rutschungen an der Löss-Terrassenkante (Abb. 6).

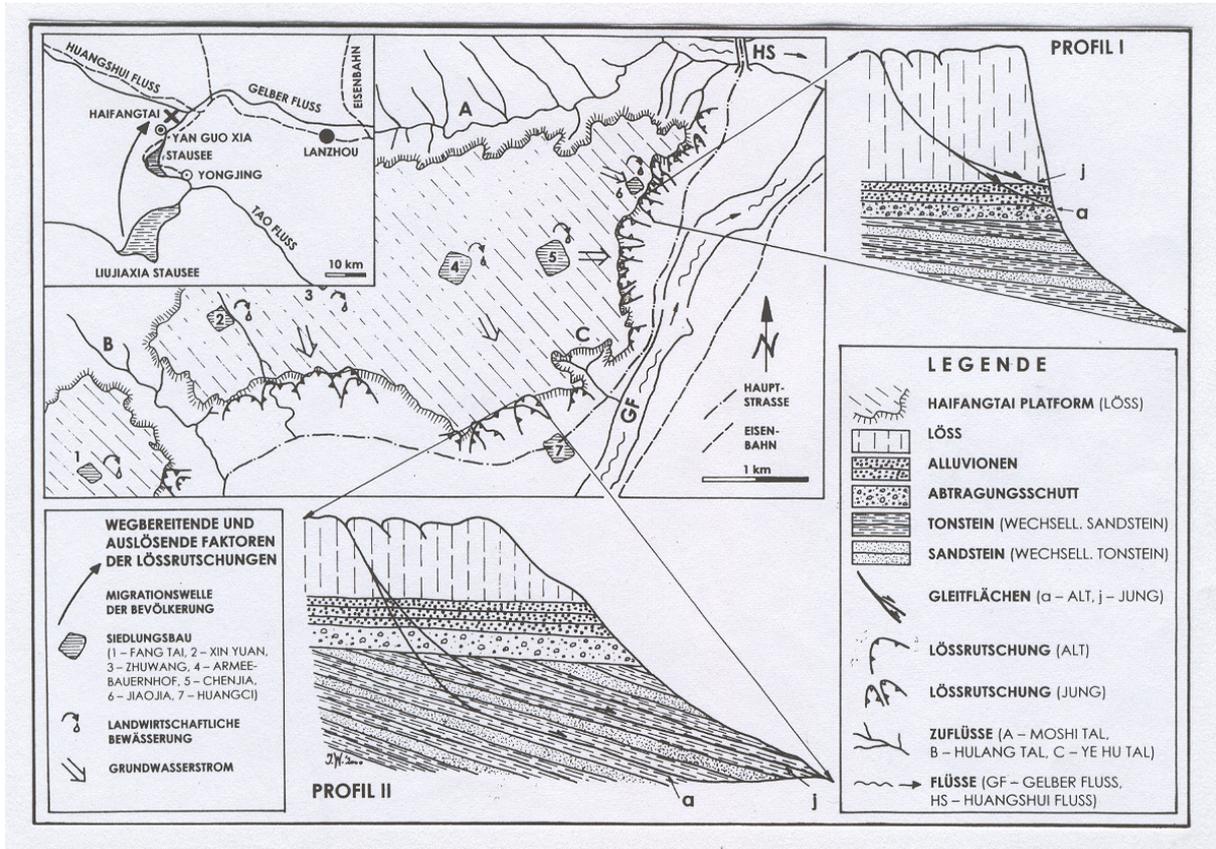


Abb. 5: Die geographische Lage der mehr als 30 Rutschungen der Haifangtai Plattform am Zusammenfluß des Huangshui mit dem Gelben Fluss. Die Haifangtai Lössplattform und die Verteilung der Lössrutschungen am östlichen und südlichen Rand derselben, Profilschnitte der Rutschungstypen sowie wegbereitende und auslösende Faktoren (verändert zusammengezeichnet und durch eigene Untersuchungen ergänzt nach Wang G. 1997 und Wang N. 1997; aus: Weidinger et al. 2001).



Abb. 6: Die Rutschung vom Dorf Huangci ist ein typisches Beispiel für eine Massenbewegung an der Haifangtai Lössplattform. Das Foto zeigt die Südkante der Plattform und die beiden weit (bis 600 m) hinter dem ehemaligen Plattformrand liegenden Abrißbereiche dieser Rutschung (→ Bewegungsrichtung) und einen Teil des noch nicht rekultivierten Akkumulationsgebietes (Foto: J. Weidinger, 1997).

- vi) Die oft beträchtlichen geomorphologischen Veränderungen der häufig landwirtschaftlich genutzten Gebiete werden, nach der Konsolidierung der abgelagerten Massen je nach Dringlichkeit größtenteils von der lokalen Bevölkerung rekultiviert (Abb. 7, 8).



Abb.7: Typische Rutschung an der Ostflanke der Haifangtai Lössplattform aus den 1980er Jahren mit relativ kleinem Abrißbereich und kleinräumigen geomorphologischen Folgen. An der alten, durch Bewuchs bereits wieder unauffällig gewordenen Gleitfläche kommt es nach wie vor zu Erosionsrinnen und Murströmen, weshalb die Rutschmasse selbst noch nicht landwirtschaftlich rekultiviert wurde; Abrisskamm (-.-.-), Ablagerungsraum (- - -), Bewegungsrichtung (\Leftrightarrow); (Foto: J. Weidinger, 1997).



Abb. 8: Rutschbereich im Löss hinter dem Ta Pan Xia- Damm westlich von Lanzhou, dessen Akkumulationsbereich die Eisenbahnstrecke von Lanzhou nach Xining (geplant bis Lhasa) vernichtete (Foto: J. Weidinger, 1997).

3. Untersuchungsergebnisse der Felslawinen im Qin Ling Gebirge

Das zweite große Untersuchungsgebiet lag im Bereich der Qin Ling Berge (Huang 1978; Hsu et al. 1987; Mattauer et al. 1985; Yang et al. 1986), einerseits 30km südlich von Xi'an, wo die im Dong Cha Tal (östlicher Zulauf des Taiyi Flusses) liegende Cui Hua-Felslawine untersucht wurde (Ibetsberger, Weidinger 1997; Weidinger 2000; Weidinger, Ibetsberger 1997) andererseits ca. 100km östlich von Xi'an, wo Felslawinen von den heiligen Hua Shan Bergen studiert werden konnten. Die Ergebnisse der Studien an den Felslawinen (Tab. 2) lauten wie folgt:

Bergsturz von	Cui Hua	Hua Shan
A. Alter und	780 v. Chr.	1556 n. Chr.
B. Bewegungstypus	Felslawine	Felslawine
C. Geol.-tekt. Position	Kristallin des Qin Ling	Kristallin des Qin Ling
D. Lithologie	Gneise, Granite	Granite
E. Material	Blöcke bis 70m	Blöcke < 10m
F. Massenvolumen	350 Mill. m ³	< 100.000m ³
G. Nebeneffekt	staute See	sehr hohe Laufweite
H. Seelänge, -breite, -tiefe	800x300x<20m	-
I. See-Volumen	3 Mill. m ³	-
J. Dammstabilität	stabil durch Dammgröße	-
K. See-Lebensdauer	stabil nach über 2700y	-

Tab. 2: Charakteristische Parameter der Felslawinen und Stabilitätsbedingungen des Bergsturzgestauten Sees von Cui Hua und Hua Shan, Qin Ling Gebirge, VR China

- i) Strukturgeologische Studien am Abrisskamm bestätigen, dass sich der Bergsturz von Chi Hua entlang von lithotektonischen Schwächezonen, wie stark selektiv verwitterten Störungen und Klüften, entlang eines seismisch aktiven Störungssystems (Tab. 1) ereignete (Abb. 9, 10).



Abb. 9: Der oberste Abrissbereich der Felslawine von Cui Hua zeigt einen durch eine stark selektiv verwitternde Störung (S) geteilten Gipfelbereich, der von regelmäßigen Klufscharen durchtrennt wird.

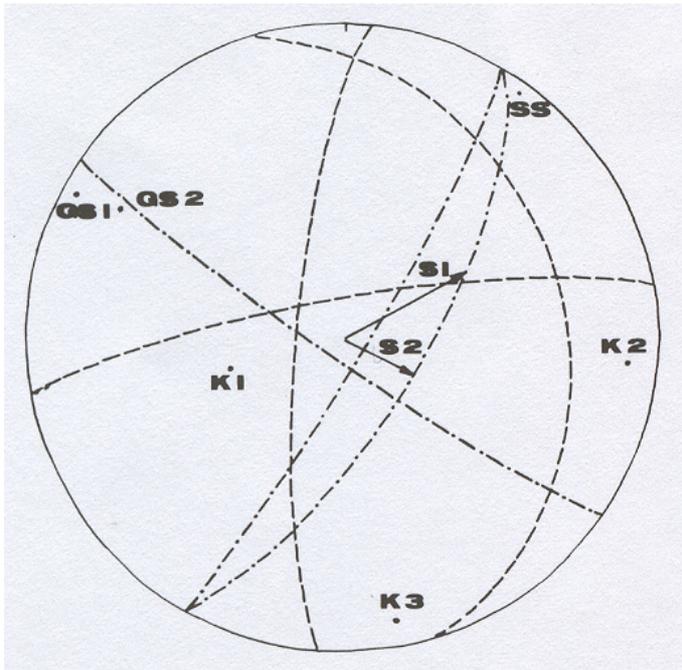


Abb. 10: Stereographische Projektion tektonischer und neotektonischer Strukturen (Polpunkte und Großkreise), gemessen am Cui Hua Gipfel, dem Abrissbereich der gleichnamigen Felslawine: SS – See-Störung, ein Ableger der Qin Ling-Oststörung; GF 1 und GF 2 – Gipfel-Störung 1 und 2; S 1 und S 2 – tektonische Striemung auf GF 2; K 1, K 2 und K 3 – drei bevorzugte Klufrichtungen. (aus: Weidinger et al. 2002)

- ii) Die Bildung dieses Bergsturzablagerungsraumes konnte mit einem Erdbeben des Jahres 780 v. Chr. korreliert werden, welches die Massenbewegung auslöste (Tab. 1).
- iii) Durch die Besiedelung und Kultivierung der Bergsturzmassen konnte der Bergsturzdamm, der den Tianchi See staute (Abb. 11), bis heute stabil gehalten werden (Costa, Schuster 1988; Schuster 1986; Uhlir 1999; Weidinger 1998; Weidinger, Ibetsberger 2000).
- iv) Erst in jüngster Zeit wird der See als Reservoir für Trinkwasser, landwirtschaftliche Bewässerung und Energieversorgung genutzt. Das Gebiet wurde auch zu einem beliebten Naherholungszentrum für die Großstadt Xi'an (Weidinger 2002a; 2002b; Weidinger et al. 2002).



Abb. 11: Blockhalde des Bergsturzes von Cui Hua (b) mit dem gestauten und durch Zement künstlich gedichteten Tianchi See (s) und der Lage des Dorfes Chui Tsho Tshe (d); (Foto: J. Weidinger, 1997).

- v) Beim Ablagerungsraum der Cui Hua Felslawine handelt es sich um eines der wenigen Bergsturzgebiete weltweit, das auch durch einen Pfad im Inneren erschlossen wird und so bestens studiert werden kann (Abb. 12).
- vi) Das Abreißen der Felslawine vom Hua Shan ereignete sich an den nahezu senkrechten Nordflanken intrudierter granitischer Dome (Abb. 13a, b).
- vii) Aufgrund des extremen Reliefs kam es zu Laufweiten von bis zu 10km ins Vorland dieser Berge.



Abb. 12: Der Eingang zum Bergsturzparcour von Cui Hua (Foto: J. Weidinger, 1997)

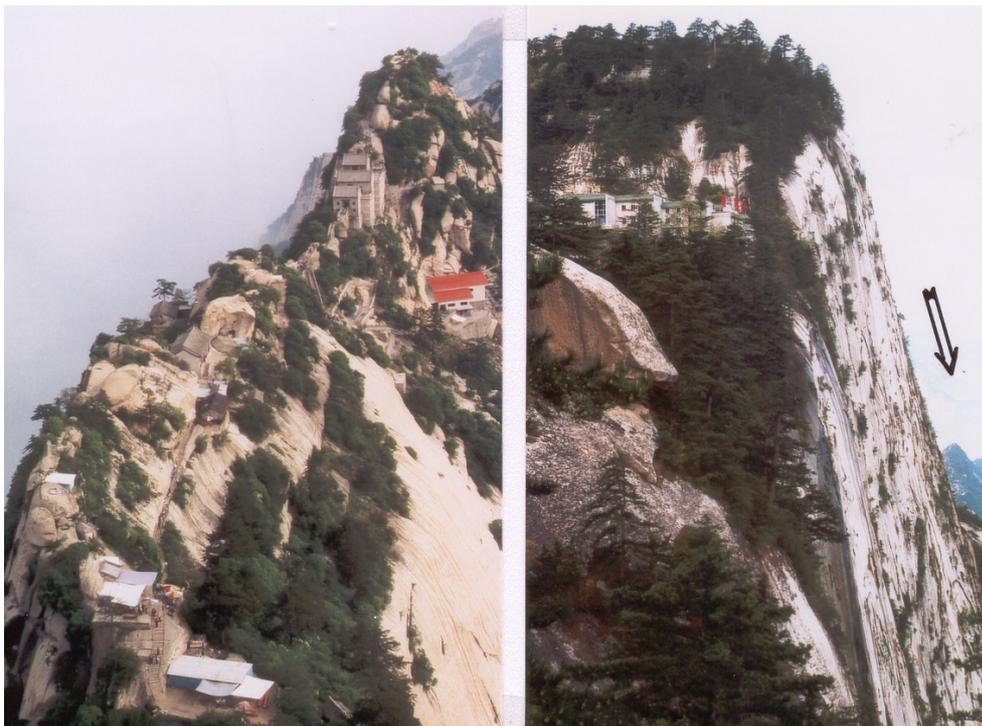


Abb. 13a, b:
Entlang des Grats (links) führt der Pilgerweg am heiligen Hua Shan zum Abrissbereich (rechts) der Felslawine; Bewegungsrichtung (↓), (Foto: J. Weidinger, 1997)

4. Bemerkungen und Danksagung

Der Forschungsaufenthalt des Autors an der Nordwest Universität (Xibei Daxue) von Xi'an VR China wurde vom "Auslandsreferat" der Universität Salzburg finanziell unterstützt ("Habitationsstipendium"). Gedankt sein den chinesischen Kollegen, Prof. Jiading Wang und Prof. Naixi Ma, für die Einführungsvorträge, Geländeexkursionen und die Mitarbeit in den genannten Arbeitsgebieten, Prof. Zhousu Li (Xibei Daxue) und Mag. Dr. H. J. Ibetsberger (Universität Salzburg) für mehrere fachliche Diskussionen, den Professoren der Universität Salzburg, Frau Prof. Dr. B. Winklehner, Herrn Prof. Dr. J.-M. Schramm und Herrn Prof. Mag. DDr. G. Tichy, für die Unterstützung des Projekts und nicht zuletzt der allseits hilfsbereiten lokalen Bevölkerung (Abb. 14), der diese Forschungsarbeiten hoffentlich sinnvoll und hilfreich waren. Die Ergebnisse wurden im Erkudok© Institut im Stadtmuseum Gmunden zusammengefasst und ausgearbeitet.

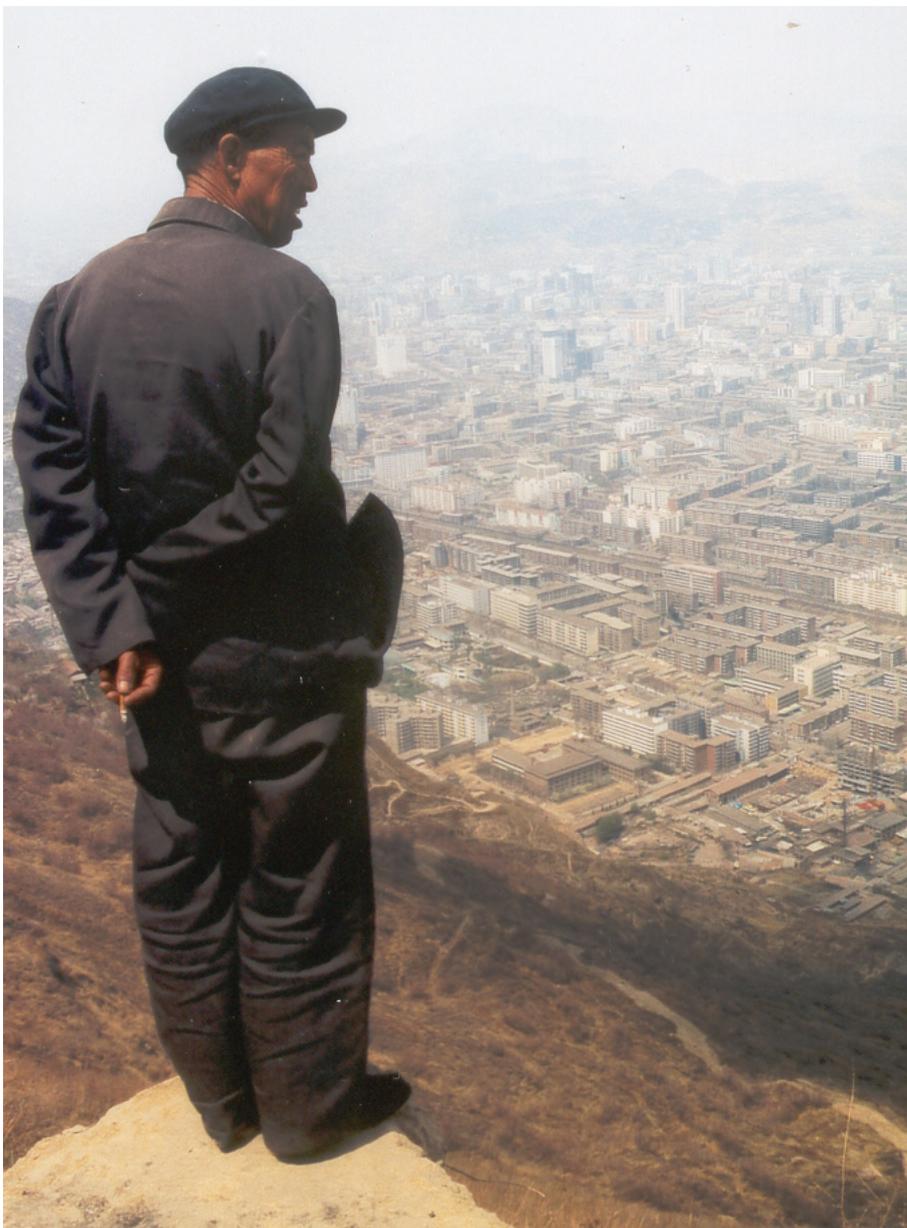


Abb. 14: Mit nachdenklicher Miene blickt ein chinesischer Bauer von den Höhen des Gau La Berges auf die Millionenstadt Lanzhou, Hauptstadt der Provinz Gansu, VR China. Im Jahre 1920 verwüstete eine durch ein Erdbeben ausgelöste Großmassenbewegung von dieser Bergflanke den südlichen Stadtbereich. Bei einer abermaligen Aktivierung würden Teile der Großstadt um den Hauptbahnhof verwüstet (Foto: J. Weidinger, 1997).

Literatur:

- COSTA J.E., SCHUSTER R.L. 1988. The formation and failure of natural dams. G.S.A. Bull. **100**, 1054-1068, Boulder/Colorado.
- IBETSBERGER H.J., WEIDINGER J.T. 1997. Geomorphic Hazard Studies of two big Landslide Areas (Langthang Himal – Nepal, Qin-Ling-Mountains – P.R. China). Jour. Gansu Sci. Suppl., 9, Sum. No. **36**, 109-112, Lanzhou.
- HUANG J.Q. 1978. An outline of tectonic characteristics of China. Eclogae geol. Helv. **71**, 611 - 635.
- HSU K.J., WANG Q., LI J., ZHOU D., SUN S. 1987. Tectonic evolution of the Qinling Mountains, China. Eclogae geol. Helv. **80/3**, 735 - 752.
- LEI X. 1995. Human Diversion Irrigation and the Resultant Geological Disasters in the Loess Yuan of Guanzhong, Shaanxi Province. Scientia Geologica Sinica, Suppl. Issue **1**, 127-133.
- LI T. 1989. Landslides: Extend and economic significance in China. In: Brabb & Harrod (Eds.): Landslides: Extend and Economic Significance, 271-287, Balkema, Rotterdam.
- MATTAUER M.S. et al. 1985. Tectonics of the Qinling Belt: build-up and evolution of eastern Asia. Nature **317**, 496 - 500.
- SCHUSTER R.L. 1986. Landslide Dams, Processes, Risk and Mitigation. Proc. Am. Soc. Civ. Eng. Convention, Seattle Wash., ASCE Geotechnical Special Publication no. **3**, ASCE New York, 164 pp, New York.
- TAPPONNIER P., PELTZER G., ARMIJO J. 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Coward M. P., Ries A. C. (eds.): Collision Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publ. **19**, 115-157, London.
- UHLIR C.F. 1999. A hydro power plant at a landslide dam - the benefit of a natural disaster. J. Nepal Geol.Soc. **20**, p. 3, Kathmandu.
- WANG G. 1997. Sliding Mechanism and Prediction of Critical Sliding of Huangci Landslide. Jour. Gansu Sci. Suppl., 9, Sum. No. **36**, 37-44, Lanzhou.
- WANG N. 1997. Characteristics of Landslides Caused by Irrigation on the Margins of Loess Platform. Jour. Gansu Sci. Suppl., 9, Sum. No. **36**, 103-108, Lanzhou.
- WEIDINGER J.T. 1998. Case history and hazard analysis of two lake-damming landslides in the Himalayas. J. of Asian Earth Sciences **16**, Nos. 2-3, 223-231, Amsterdam.
- WEIDINGER J.T. 2000. A Lake-damming Rockavalanche in the Qin Ling -Mountains / P.R. of China - the Benefits of an Earthquake-triggered natural Disaster and linked geomorphologic Changes in prehistoric Times. Abstract Volume of INQUA - commission of the holocene, meeting Seville, Spain, 2000, Sevilla.
- WEIDINGER J.T. 2001. Rutschgefährdete Talflanken im Lössplateau der Provinz Gansu sowie der Nutzen einer Felslawine im Qin Ling-Gebirge, Provinz Shaanxi, VR China. Tagungsband Geoforum Umhausen 2001, 14-15, Innsbruck.
- WEIDINGER J.T. 2002a. 13 Jahre Bergsturzforschung auf drei Kontinenten – Rückblick und Analyse. In: Weidinger, J.T. (Hrsg.), Gmundner Geostudien-geologisch, angewandt, interessant **1**, 7-28, Gmunden.
- WEIDINGER J.T. 2002b. Silent witnesses of mass-movement disasters in Alpinotype Mountain Ranges from India, Nepal and China. In: Fiebigler G. (ed.), Volume of the meeting and Proceedings Int. Workshop of IUFRO 8.04 Natural Desasters on Rockfall Control Engineering in Galtuer/Tyrol/Austria 2002.
- WEIDINGER J.T. 2004. Lessons learned from case histories of natural rock-blockages in the Himalayas (India, Nepal) and Qin Ling Mountains (P. R. China). NATO Advanced Research Workshop on the „Security of Natural and Artificial Rockslide Dams“ in Bishkek, Kyrgyzstan (8-13th June 2004), Abstract Volume, 6p.
- WEIDINGER J.T., IBETSBERGER H.J. 1997. The Cuihua Rockavalanche (China) and the Tsergo Ri Massmovement (Nepal) - two Earthquake triggered Landslides in Crystalline Rocks of High Mountain Regions. Jour. Gansu Sci. Suppl., 9, Sum. No.**36**, 99-102, Lanzhou.
- WEIDINGER J.T., IBETSBERGER H.J. 2000. Landslide dams of Tal, Latamrang, Ghatta Khola, Ringmo and Dharbang in the Nepal Himalayas and related hazards. Jour. Nepal Geol. Soc. **22**, 371-380, Kathmandu.
- WEIDINGER J.T., IBETSBERGER H.J., WANG J., MA N. 2001. Geoanalytische Gefahrenbetrachtung an rutschgefährdeten Talflanken im Lössplateau der Provinzen Gansu und Shaanxi, VR China. Mitt. Österr. Geograph. Ges. **143**, 233-256, Wien.
- WEIDINGER J.T., WANG J., MA N. 2002. The Earthquake-triggered Rockavalanche of Cui Hua, Qin Ling - Mountains / P.R. of China - the Benefits of a Lake-damming prehistoric natural Disaster. Quarternary International **93-94**, 207-214.
- YANG Z., CHENG Y., WANG H. 1986. The Geology of China. Clarendon press, Oxford.

Talzus Schub südlich des Schönjöchls/ Fiss
Maßnahmen beim Bau und Betrieb der Schönjochbahn und der Sonnenbahn Ladis-Fiss

Von DI Dr. Jörg Henzinger
GEOTECHNIK HENZINGER, Plattach 5, 6094 Grinzens

1. Einleitung

Die Südseite des Kammes vom Vorderen Sattelkopf, Zwölferkopf, bis zum Schönjöchls mit dem Schigebiet ist die Lebensgrundlage der Fisser.

Vor 22 Jahren haben die Fisser Bergbahnen beschlossen, die Schönjochbahn zu errichten. Diese Einseilkabinenumlaufbahn, das Herzstück der Fisser Bergbahnen, führt in einer ersten Sektion von Fiss bis zur Mittelstation Steinegg (Bau 1979). Zwei Jahre später wurde die zweite Sektion von Steinegg bis zum Fisser Joch (Höhe: 2430 m) errichtet.



Südseite Fisser Joch – Schönjoch

Gleichzeitig war es notwendig, um die Lawinensicherheit der Bahn und der Mittelstation zu gewährleisten, zwei Lawinendämme zu bauen. Der untere Lawinendamm musste dann in den Jahren 1984 bis 1985 erhöht werden, eine Lawine ist über den Damm gefahren und hat die Mittelstation beschädigt.

Vor dem Bau der Seilbahn und der Lawinendämme hat man die aktive Geländebewegung im Bereich der Mittelstation Steinegg nicht bewusst wahrgenommen. Erst die Vermessungen beim Bau der Seilbahn und vor allem die Folgemessungen haben gezeigt, dass große Bewegungen von über 10 cm/Jahr auftreten.

Heuer wurde mit der Planung einer neuen Schönjochbahn begonnen, in etwa zwei Jahren ist mit dem Neubau zu rechnen. Die bestehende Bahn hat bezüglich Kapazität, aber auch aufgrund der Hangbewegungen, das Nutzungsende erreicht.

Im Gebiet südlich des Schönjöchls, Möseralm, Wangalm, Steinegg, aber auch im Bereich zwischen Ladis und Fiss sind in den letzten Jahren einige neue Seilbahnen entstanden. Sie

queren alle mehr oder weniger aktive Sackungsgebiete. Die Auswirkung der Hangbewegungen auf diese, aber auch auf andere Bauwerke, sind beachtlich.



Verstellbare Stütze, bergseitig verschoben



Verstellbare Stütze, talseitig verschoben



Risse in Türboge, Restaurant Steinegg



Verschobene Hausmauern, Restaurant Steinegg



Rohrdurchlass unterer Lawinendamm



Lawinendamm mit Böschungsbruch

2. Geologische Übersicht und Hangbewegungen

Bezüglich Geologie im betreffenden Gebiet stehen allgemeine Beschreibungen von F. H. Ucik, Detailaufnahmen im Bereich der Lawinendämme von Thomas Söner und ein Gutachten zur Sonnenbahn Fiss-Ladis von Ewald Tentschert zur Verfügung.

Die allgemeine geologische Situation kann folgendermaßen zusammengefasst werden: Die Hänge nördlich von Fiss befinden sich im Überschiebungsbereich des Silvretta-Kristallins auf Gesteine des „Engadiner Fensters“ (nachfolgend als Bündner Schiefer bezeichnet). Die

Gesteine des Kristallins, aber auch die darunterliegenden Bündner Schiefer sind tektonisch stark durchbewegt und zerlegt, wobei besonders im Bereich der Bündner Schiefer aufgrund ihrer veränderlichen Festigkeit örtlich mächtige Lockergesteinsüberlagerungen mit und ohne abgesackte Festgesteinskörper entstanden sind. Weite Bereiche südlich des Schönjöchls, aber auch die angrenzenden Einhänge ins Inntal westlich und östlich anschließend, sind von Talzuschüben geprägt. Im Gratbereich weisen Doppelgrate und Nackentäler darauf hin, dass Bewegungszonen bis in die Nordseite der Käme reichen bzw. gereicht haben. Siehe dazu auch Geländeprofil in Anlage 1, Blatt 1.

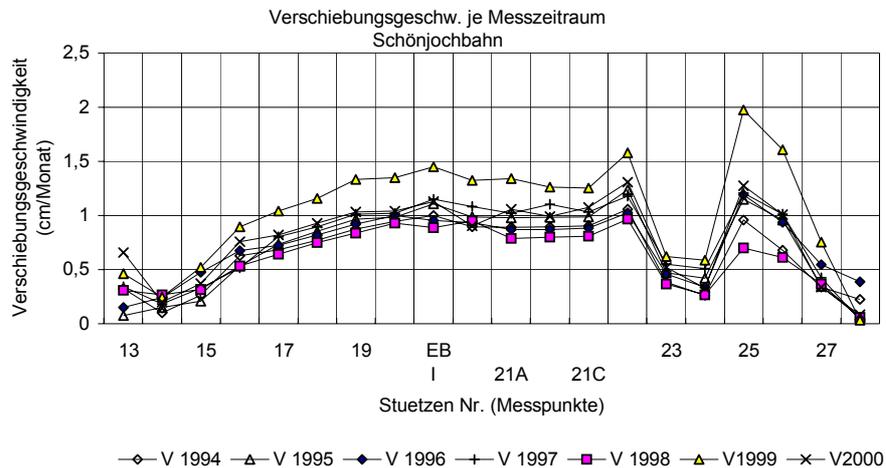
Die Bewegungszonen, die im Bereich Fisser Joch - Schönjöchel auch durch das Kristallin schneiden, sind mehr oder weniger in Ruhe. Unterhalb der Deckengrenze im Bündner Schiefer treten aber große aktive Bewegungen auf. Diese Bewegungen sind nicht einheitlich, die örtlichen Bewegungsraten und der Tiefgang der Bewegungen sind stark unterschiedlich.

In Anlage 2, Blatt 1 und 2, sind für die Schönjochbahn Sektion 1 und 2 die Lagepläne mit den Stützen und Bewegungsvektoren für einen Zeitraum von 5 Jahren dargestellt.

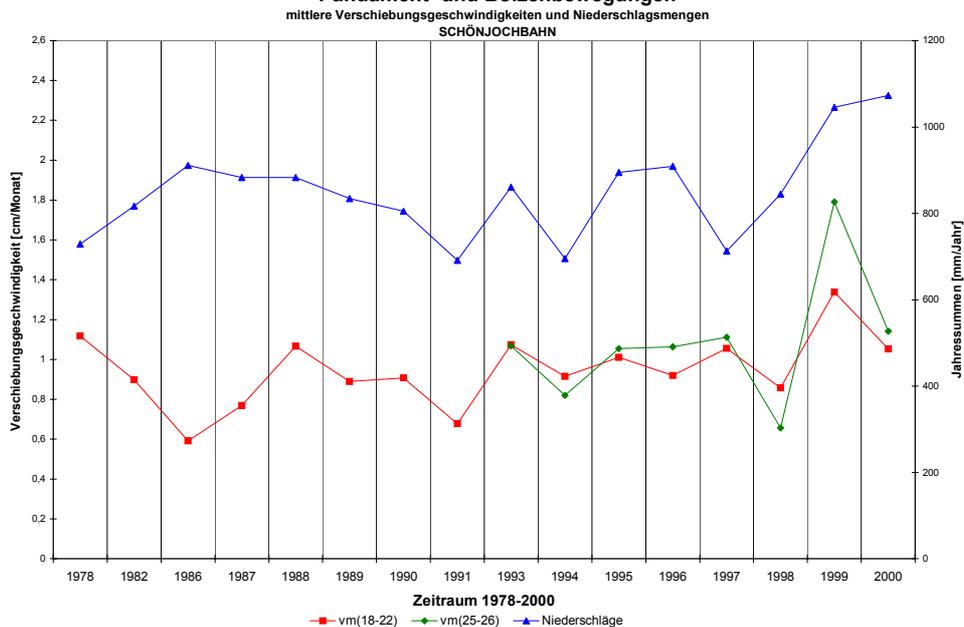
Die Anlage 3, Blatt 1 und 2, zeigen eine ähnliche Darstellung für die Sonnenbahn Fiss-Ladis.

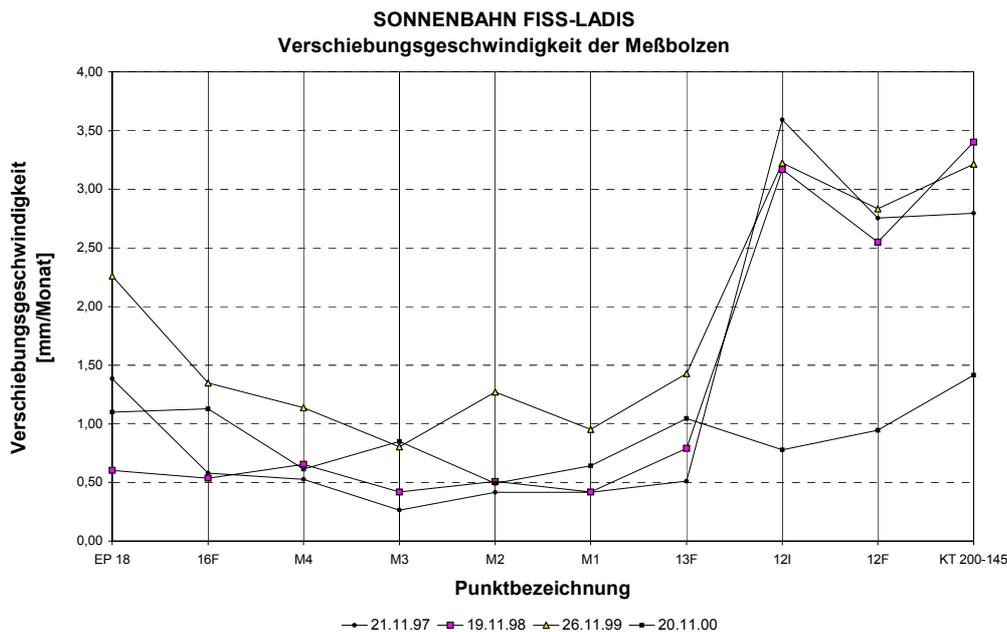
Hangbewegungen:

FUNDAMENT- UND BOLZENBEWEGUNGEN



Fundament- und Bolzenbewegungen





Der Bewegungsablauf ist, wie wir sehen, und davon ist für jede langgestreckte Baumaßnahme auszugehen, unterschiedlich. Örtlich treten starke Bewegungsgeschwindigkeiten auf. Der zeitliche Verlauf ist, soweit es sich nicht um ganz lokale Sekundärbewegungen handelt, am ehesten einigermaßen gleichmäßig.

Ursachen und Motor der örtlich schnellen Bewegungen sind zahlreiche Quellaustritte, die überwiegend nahe der Schichtgrenze Bündner Schiefer -Kristallin auftreten. Natürlich spielt auch die geringe Scherfestigkeit des verwitterten Schiefers, zusammen mit der Hangneigung, eine wichtige Rolle.

Örtlich haben auch Baumaßnahmen wie die Lawinendämme oder der Wegbau mit den nicht immer günstig angelegten Wasserauskehren zu Sekundärschäden geführt.

3. Maßnahmen für Bau und Betrieb von Seilbahnen

Auch für ein geübtes Auge sind aktive Hangbewegungen und besonders die Beurteilung der Verformungsgeschwindigkeit ohne genaue Aufschlüsse und Verformungsmessungen nicht erkennbar. Deshalb ist es erforderlich, dass bei vermuteten Hangbewegungen vor der Errichtung einer Baumaßnahme die Geländebeziehungen (Geologie) genau erkundet und Verformungsmessungen schon vor dem Bau einer Seilbahn durchgeführt werden. Im gegebenen Fall liegen allerdings gute Unterlagen und Erfahrungen vor, sodass der örtliche und zeitliche Bewegungsablauf einigermaßen genau abgeschätzt werden kann.

Erdbauwerke, Hochbauten:

Neben den Seilbahnen gibt es in einem Schigebiet natürlich auch andere Bauwerke wie Restaurants und die Lawinenschutzmaßnahmen. Zu den Lawinenschutzmaßnahmen ist festzustellen, dass Lawinendämme mit den großen Massenumlagerungen in bewegtem Gelände nicht geeignet sind. Die Folge sind lokale Anrisse und Sackungen besonders im Bereich von Geländeaufsteilungen (Fallboden). Auch Änderungen der Wasserwegigkeiten können aufgrund umfangreicher Erdbaumaßnahmen nicht ausgeschlossen werden. Ob es im gegebenen Fall bei den Lawinendämmen oberhalb der Mittelstation Steinegg einen Einfluss auf den großräumigen

Ablauf des Talzuschubes gibt, ist nachträglich nicht zu klären. Aufgrund des beobachteten Bewegungsablaufes ist aber ein Einfluss unwahrscheinlich.

Zu der Errichtung von Hochbauten wie Restaurants und Seilbahnstationen gibt es einige einfache Überlegungen. Möglichst kleine Einheiten mit steifen Kellern (Stahlbetonschachteln) verringern Rissbildungen. Zwischen benachbarten Bauwerken muss ausreichend Bewegungsraum gegeben sein, um Zwängungen zu vermeiden. Als Grundsatz sollte gelten, möglichst keine Kräfte aus der Hangbewegung in das Bauwerk einzuleiten.

Seilbahnen:

Neben den sogenannten EUB mit möglichen Stützenabständen bis 300 m gibt es natürlich auch andere Seilbahntypen wie Zweiseilumlaufbahnen, die sogenannten Funitelbahnen, mit Stützenabständen bis 800 m oder Pendelbahnen, die nahezu ohne Stützen auskommen. Entscheidend für die Wahl der unterschiedlich teuren Anlagen ist das Gelände (Längenschnitt) und die Lawinengefahr für die Stützen. Bezüglich Hangbewegung sollte gelten, dass möglichst wenige Stützen im bewegten Gelände gegründet werden.

Hier ist es auch Aufgabe und Verantwortung des Seilbahnplaners oder der Seilbahnfirma, aufgrund der bekannten geotechnischen Daten den richtigen Seilbahntyp vorzuschlagen.

Die Seilbahntechnik bei den EUB, des üblichen, häufigsten und kostengünstigsten Seilbahntypes, hat sich in den letzten Jahren weiterentwickelt, sodass heute auch kuppelbare Einseilumlaufbahnen auf Gletschern in Betrieb sind. Ein laufendes Einrichten von Seilbahnstützen ist also technisch machbar und durchaus üblich.

Um nun aus geotechnischer Sicht die erforderlichen Maßnahmen im Zusammenhang mit dem Bau und Betrieb von Seilbahnen in stark bewegtem Gelände wählen und festlegen zu können, sind folgende Fragen vorrangig zu beantworten:

- a) *Welches Ausmaß erreicht die Sackung und welche Ursachen können prognostiziert werden?*
- b) *Sind schnell ablaufende Hangbewegungen möglich, die zu einem plötzlichen Versagen einer Stütze führen können?*
- c) *Welche Dauerhaftigkeit der Anlage wird angestrebt, ist eine Lebenserwartung von ca. 20 Jahren ausreichend?*
- d) *Welche Kontroll- und Sicherungsmaßnahmen sind geeignet, um Bewegungen schnell erkennen und seilbahntechnisch auf Verschiebungen reagieren zu können?*

Am Beispiel der Bahnen in Fiss kann zu den einzelnen Punkten folgendes festgestellt werden:

Zu a) *Welches Ausmaß erreicht die Sackung und welche Ursachen können prognostiziert werden?*

Im gegebenen Fall umfasst der Talzuschub weite Bereiche südlich des Schönjochs. Wahrscheinlich abhängig vom Tiefgang der Sackung (wenige Meter bis 40 m), von der Geländeneigung und vom Wasserandrang liegen örtlich sehr unterschiedliche Geschwindigkeiten vor. Im Beobachtungszeitraum von 20 Jahren sind die Bewegungsabläufe über den Jahresdurchschnitt annähernd gleichbleibend. Abhängig vom Niederschlag schwankt die Bewegungsgeschwindigkeit auf das Halbjahr bezogen bei der Schönjochbahn doch deutlich zwischen 11 und 3 cm/Jahr und bei der Sonnenbahn Fiss-Ladis zwischen 6 und 1 cm/Jahr.

Ursache dieser großräumigen Bewegungen ist das Hangwasser, eventuell spielen auch nacheiszeitliche Entspannungsvorgänge, also Kriechbewegungen, eine Rolle.

Örtlich treten Sekundärsackungen mit hoher Bewegungsgeschwindigkeit (Dezimeter/Monat) auf. Ursache dieser Bewegungen sind Hangwasser und eventuell Baumaßnahmen.

Die großräumige Bewegung kann auch durch teure Maßnahmen meist nicht endgültig stabilisiert werden. Vorstellbar wäre die Anordnung von zahlreichen vertikalen Drainagebrunnen, die talseitig angebohrt werden. Die hohen Kosten garantieren den Erfolg jedoch nicht.

Entwässerungsmaßnahmen in Form von tiefen Kiesmanteldränagen sind aber durchaus geeignet, örtliche Bewegungen mit hoher Bewegungsrate zu bremsen bzw. neue Bewegungen zu verhindern. Durch die Entwässerungsmaßnahmen der WLW am Einhang Fallboden des unteren Lawinendammes konnten zum Beispiel die Bewegungen merklich abgebremst werden.



Fließmanteldränage im Einhang zum Fallboden – gr. Lawinenschutzdamm

Zu b) Sind schnell ablaufende Gleitbewegungen möglich, die zu einem plötzlichen Versagen des Bauwerkes führen können?

Die Beantwortung dieser Frage ist wesentlich in der Beurteilung des Gefahrenpotentials und der Auswahl der Kontrollmaßnahmen. Sie ist umso schwieriger zu beantworten, je schneller die Bewegungen ablaufen. Im vorliegenden Fall liegen für den Neubau der Schönjochbahn Bewegungsmessungen der Stützen seit 20 Jahren vor. Die Stützenbewegungen innerhalb der großräumigen Sackung weisen im Jahresdurchschnitt gleichbleibende Geschwindigkeiten auf. Die Stützenstandorte für die neue Bahn wurden provisorisch bereits ausgewählt, sie werden in die Punktvermessung miteinbezogen. Bis zum geplanten Bau der neuen Bahn im Jahr 2003 liegen dann zumindest zwei Messzyklen vor. Bei der Auswahl der neuen Stützenstandorte spielte auch die Exponiertheit des Standortes eine wesentliche Rolle.

Zu c) Welche Dauerhaftigkeit der Anlage wird angestrebt, ist eine Lebenserwartung von ca. 20 Jahren ausreichend?

In diesem Punkt spielt die mögliche Verschiebbarkeit der Stütze eine wichtige Rolle. Verläuft die Seilbahn quer zur Bewegungsrichtung, ist nach 20 Jahren bei einer Bewegungsgeschwindigkeit von 10 cm/Jahr eine Stützenverschiebung von 2 m erreicht. Umso steiler die

Bahnlinie zur Bewegungsrichtung verläuft, umso günstiger wird es mit der Querverschiebung. Die Verschiebung in der Längsachse der Bahn hat eine untergeordnete Bedeutung. Zumindest ein Teil der Querverschiebung kann durch das Verschieben der Stütze auf dem Fundament rückgängig gemacht werden.

Das Verschieben hat natürlich dort seine Grenze, wo die rechnerische Standsicherheit der Stütze nicht mehr gegeben ist. Das heißt, die Lastresultierende wandert aus dem Fundament, die Kippsicherheit ist nicht mehr gegeben.

In diesem Zusammenhang ist darauf hinzuweisen, dass beim Nachweis der Stützen auf Kippsicherheit mit einem hohen Nutzlastanteil (veränderliche Lasten Wind und einseitig Personen) gerechnet wird, ein Klaffen der Sohlfuge ist damit im üblichen und häufigen Betriebslastfall zugelassen. Dies bedeutet eine einseitige Belastung des Fundamentes im meist steilen Gelände. Diese Problematik ist für Stützen im bewegten Gelände zu hinterfragen.

Die Dauerhaftigkeit der Bahn oder einzelner Stützen ist also begrenzt. Oft ist aber eine Dauerhaftigkeit von über 20 Jahren nicht vorgesehen.

Zu d) Welche Kontroll- und Sicherungsmaßnahmen sind geeignet, um Bewegungen schnell erkennen und seilbahntechnisch auf Verschiebungen reagieren zu können?

Folgende Unterscheidungen sind sinnvoll:

1) Erkundungen (Bohrungen, Inklinometer)

Besonders bei Stützen in exponierter Lage ist es oft ratsam, den Tiefgang der Sackung zu erfassen. Die Höhe der Gleitverformung beeinflusst möglicherweise die Gründungsmaßnahme. Bei der Sonnenbahn Fiss-Ladis wurde eine Bohrung bei der Stütze 12 bis in eine Tiefe von 50 m hergestellt und mit einer Inklinometermessstelle ausgerüstet. Erbohrt wurde durchgehend Hangsackungsmaterial (stark aufgelöster Bündner Schiefer) mit hohem bindigen Anteil. Die schnelle Verschiebung findet in einer Tiefe von 7 m statt.

2) Geodätische Vermessungen, die einerseits notwendig sind, um die Seilgeometrie immer wieder einzurichten und andererseits den Bewegungsablauf des Geländes langfristig zu kontrollieren:

Meist wird unterschieden zwischen den Fundamentbewegungen und den Bewegungen am Querhaupt. Die Bewegungen am Fundament zeigen die reinen Geländebewegungen, die Bewegungen am Querhaupt beinhalten auch Schiefstellungen und Temperaturverformungen, sie sind also für die Seilgeometrie ausschlaggebend. In Fiss wurde für die Schönjochbahn und die Sonnenbahn Fiss- Ladis ein halbjährlicher Rhythmus (Mai und November) gewählt.

3) Kontrolle der Stützenneigung und Seilführung:

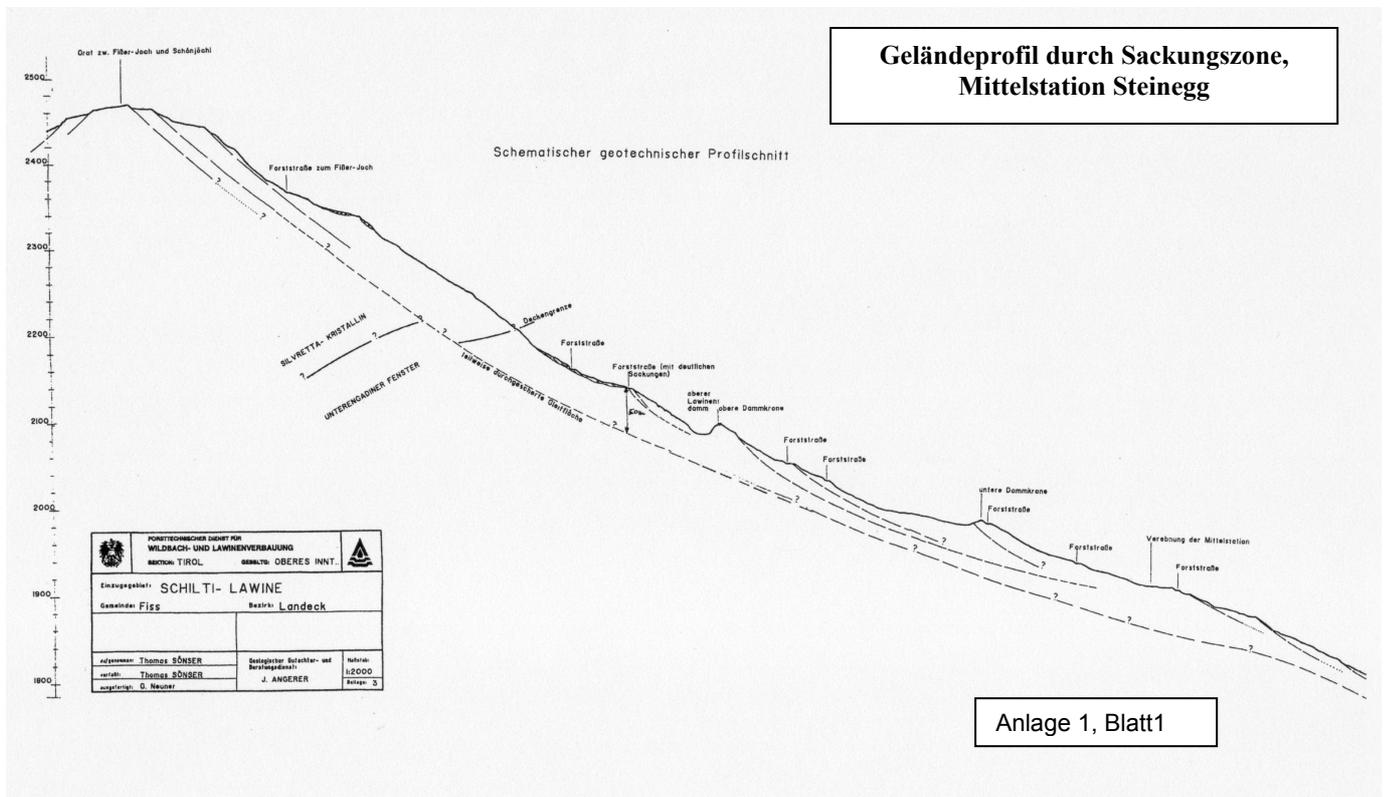
Bei beiden Bahnen wird die Stützenneigung durch Bahnpersonal 14-tägig mittels Präzisionswasserwaage gemessen, Ablesegenauigkeit 0,01%. Eigene Halterungen wurden dazu an den Stützen angebracht. Änderungen in der Stützenneigung können dadurch in einem recht engen Zeitraster erfasst werden. Als Ungenauigkeit ergibt sich die einseitige Sonneneinstrahlung auf die Stützen.

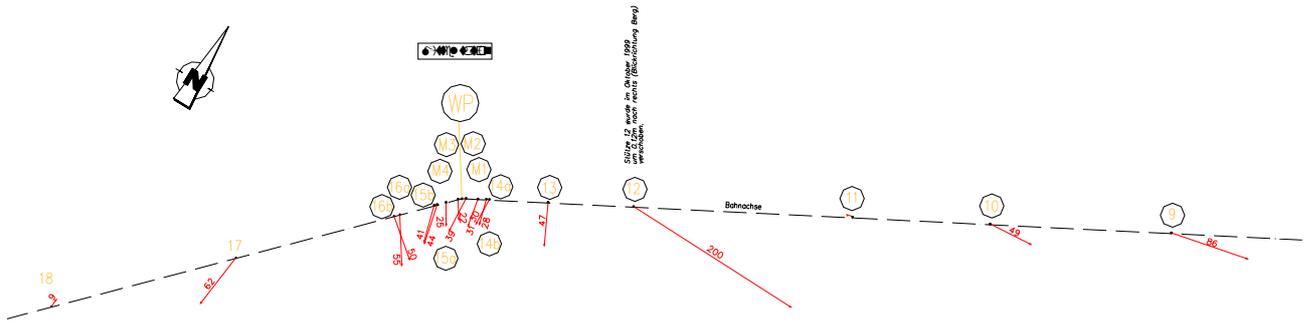
Wichtig ist natürlich die tägliche visuelle Kontrolle der Seilführung bei der ersten Bergfahrt durch das Bahnpersonal.



Setzinklinometer

Abschließend ist für das Gebiet der beiden Seilbahnen festzustellen, dass durchaus große Bewegungen im Gelände gemessen werden, dass aber eine progressive Entwicklung bei den Bewegungen nicht erkennbar ist. Eine dauernde Kontrolle der Stützen und der Hangbewegungen ist erforderlich, um Tendenzen rechtzeitig zu erkennen und allenfalls notwendige Maßnahmen einleiten zu können.

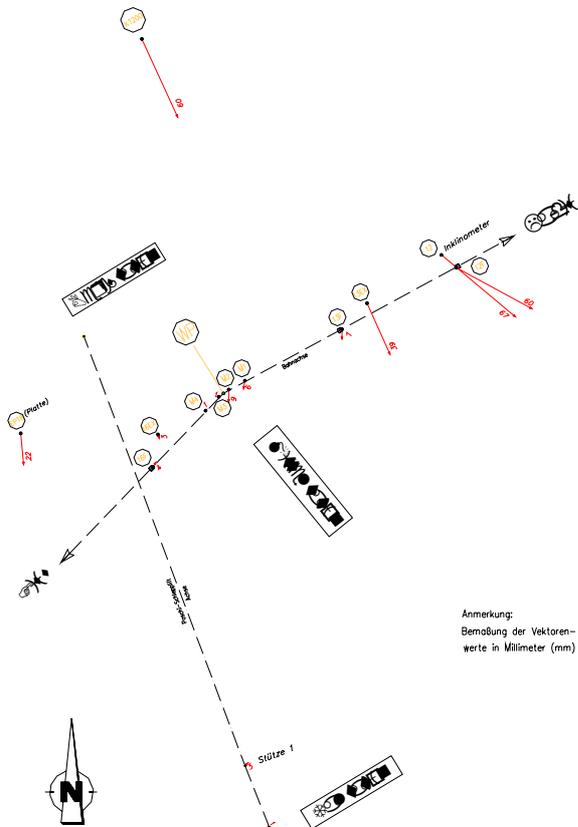




SONNENBAHN FISS-LADIS
Bewegungsvektoren der GPS-Messpunkte Nov. 1995-Nov. 2000

Anlage 3, Blatt 1

Anmerkung: Bemaßung der Vektorenwerte in Millimeter (mm)



Anmerkung:
Bemaßung der Vektoren-
werte in Millimeter (mm)

Anlage 3, Blatt 2

SONNENBAHN FISS-LADIS
Bewegungsvektoren Nov. 1999 – Nov. 2000

**Das Erkudok© Institut im Stadtmuseum Gmunden, Oberösterreich –
Grundlagenforschung zu Massenbewegungen im Gebiet des Traunsteins**

von Johannes T. Weidinger (1,2)

*(1) Leiter des Erkudok© Instituts für erd- und kulturgeschichtliche Dokumentation im Stadtmuseum,
Kammerhofgasse 8, A-4810 Gmunden*

*(2) Wissenschaftlicher Mitarbeiter an der Fachabteilung für Geographie, Geologie und Mineralogie der
Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34/III, A-5020 Salzburg*

Tel.: +43-7612-794-420; FAX: +43-7612-794-429

e-mail: j_weidinger@hotmail.com; museum@gmunden.ooe.gv.at; homepage: www.gmunden.at

Zusammenfassung

Das Institut für erd- und kulturgeschichtliche Dokumentation (Erkudok© Institut) im Stadtmuseum von Gmunden/Oberösterreich hat es sich u. a. zur Aufgabe gemacht, Massenbewegungen im Salzkammergut zu dokumentieren und zu erforschen. Durch die enge Zusammenarbeit mit dem Stadtmuseum Gmunden konnte in vier Schauräumen mit Hilfe von geologischen Großmodellen, geologischen Karten, Luftaufnahmen und Gesteinsgroßproben eine für die Öffentlichkeit und Fachwissenschaftler zugängliche, visuelle Darstellung der geologisch-tektonischen Entwicklung von Alpen-Salzkammergut-Traunseegebiet einschließlich der Dokumentation diverser Rutschungen (z.B. Gschlifgraben) und Bergstürze (z.B. Traunstein-Westwand) verwirklicht werden. Daneben werden vom Institut Untersuchungen an bereits bekannten oder neu kartierten Massenbewegungen des Salzkammerguts getätigt. Zur Grundlagenforschung wurde das Gebiet des Traunstein-Nordwestfußes gewählt, das in dieser Arbeit vorgestellt werden soll.

1. Einführung

Der Fuß der West- und Nordwände des Traunsteinmassivs (1691m) am Ostufer des Traunsees im oberösterreichischen Salzkammergut stellt in den Nördlichen Kalkalpen einen seit dem Spätglazial von Massenbewegungen kontinuierlich und am stärksten heimgesuchten Bereich dar. Das vermehrte Auftreten von Massenbewegungen am Fuße der Traunstein- Nord- und Westabbrüche ist nicht nur aus historischer Überlieferung, sondern auch durch zahlreiche rezente Ereignisse, wie Felsstürze, Erd- und Schuttströme sowie Vermurungen belegt. Ingenieurgeologische Untersuchungen aus der Vergangenheit und Gegenwart belegen einen unmittelbaren Zusammenhang dieser geomorphologischen Aktivitäten mit der geologisch-tektonischen Geschichte resp. mit neotektonischen Vorgängen im Bereich dieser kalkalpinen Überschiebungsfrent. Aber auch klimatische Faktoren spielen eine wesentliche Rolle. Dort, wo sich die Einwohner nicht durch einfachste Mittel schützen konnten, wurde durch bautechnische Eingriffe im Rahmen der Wildbach- und Lawinerverbauung sowie durch forstliche Maßnahmen im Laufe der vergangenen 100 Jahre Abhilfe geschaffen.

2. Geologie im Bereich des Traunstein-Massivs (Geol. B.-A. 1996)

Folgt man dem Traunsee-Ostufers in südlicher Richtung von Gmunden nach Ebensee (Abb. 1), so beginnen die Alpen nach den Sanden der Molassezone und deren eiszeitlicher Moränenüberdeckung mit der Flyschzone (Rhenodanubikum), die den Grünberg (984m) und den Dürrnberg (587m) aufbaut. Südlich der Flyschzone liegt das fensterartig hervortretende (Ultra-) Helvetikum des Gschlifgraben, das größtenteils aus der Buntmergelserie (50) (Alb – Eozän) aufgebaut ist. Über der Mulde des Gschlifgraben ragt im Süden mit einem massiven Felsstock, dem Zirler-Berg, die steile Überschiebungswand des Kalkalpins (Bajuvarikum und Tirolikum)

auf. Zuunterst, noch am Rande des Gschlifgraben, liegt die Kalkalpine Randschuppe („Kalkofenzug“). Über dem Kalkofenzug folgt die sogenannte Reichraminger Decke des Bajuvarikums. Sie ist am Fuße des Traunsteins in Form der Zirler-Berg-Scholle ausgebildet. Über dieser bajuwarischen Decke folgt die Staufen-Höllengebirgsdecke des Tirolikums.

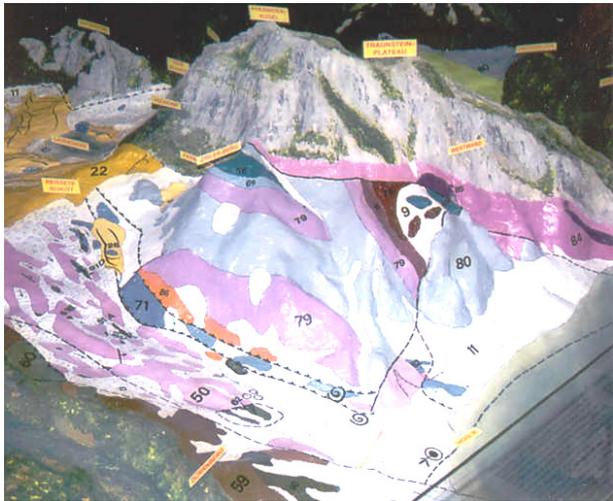


Abb. 1: Geologisches Modell des Traunsteins im Maßstab (1:2000) im Stadtmuseum Gmunden mit Blick auf den in dieser Arbeit fokuzierten Traunstein-Nordwestfuß nach Geol. B.-A. 1996.

3. Die Querverschiebung am Traunsee, ihre Spuren am Fuße der Traunstein-Westwand und ihre Seismizität

Die NNE-SSW verlaufende Querverschiebung entlang des Traunsees, die als ein mindestens über 30 km zu verfolgendes, großes Bruchsystem vom Ischltal über Ebensee zum Gschlifgraben und Grünberg gedeutet wird, bewirkt eine relative Versetzung des Traunstein-Massivs am Ostufer des Sees gegenüber dem südwestlich gelegenen Höllengebirge (Antiklinalbereich) samt Langbathzone von ca. 5 km sowie eine relative Anhebung der letztgenannten Westseite um 1000 m gegenüber der Ostseite (Geyer 1917).

Parallele Ableger dieser Großstörung sind am Fuße der Westwand des Traunsteins aufgeschlossen (Abb. 2), wo eine Störungszone (im Folgenden Brandkogel-Störung genannt) mächtige Felstürme aus Hauptdolomit, die relativ nach Süden geschleppt wurden, wie den Brandkogel (= Große Häfenstelle), vom Traunstein-Massiv trennt. Weitere parallele Störungsscharen von dort in Richtung Westen, zum Traunsee-Ostufer hin, sind nicht nur in der Kaltenbachwildnis aufgeschlossen, sondern manifestierten sich auch im Bereich der fallweise aktiven Schobersteinrutschung (Abb. 3), in deren Ausgangsbereich gleich orientierte Setzungsrisse verzeichnet wurden, die sich vermutlich nach einer vorangegangenen tektonischen Zerrung bildeten (Daurer, Schäffer 1983). Auch vermehrte Seismizität ohne autochthones Beben tritt in diesem Gebiet auf, wobei die N-S-Grenze der Wahrnehmung der Bereich der Wohnhäuser Traunsteinstraße 333 – 335 ist, was das Streichen der Störungszone (Abb. 3) verdeutlicht. So konnte dort 1981 ein Beben verspürt werden, nachdem auch jenes von Friaul 1976 deutlich eingestreuert wurde (Zeugenbericht Familie J. Weidinger).

4. Massenbewegungen am Fuße der Traunstein- Nord- und Westwände

Durch die tektonische Position und das tektonische Kräftespiel, vermehrte seismische Aktivität entlang des Traunsee-Bruchsystems, hohen Überlagerungsdruck und morphologischer Übersteilung (bis in das glazial übertiefte Seebecken) kommt es im Bereich der stark beanspruchten oberostalpinen Überschiebungsfrent der Nördlichen Kalkalpen über Rhenodanubikum und (Ultra-) Helvetikum am Ostufer des Traunsees zu neotektonischen Erscheinungen, wie Bergzerreißungen und Auflockerung im Fest- und im Lockergestein.

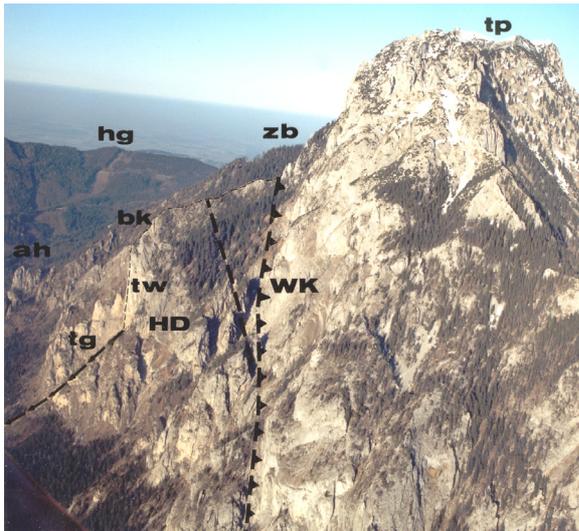


Abb. 2: Traunstein-Westwand mit Blick Rich N (Flughöhe ca. 1300 m); Störungsscharen (parallel zur Querverschiebung am Traunsee) und Bergzerreibungen im Sockel des Berges aus bajuwarischem Hauptdolomit (HD) – Herkunftsgebiet zahlreicher Fels- und Bergsturm Massen – und kompaktem tirolischem Wettersteinkalk (WK); (-.-.-) Deckengrenze, (---) Brandkogelstörung. tp = Traunstein-Plateau, bk = Brandkogel, ah = Adlerhorst, zb = Zirlerberg, hg = Hochschirr, tw – Teufelswand, tg – Teufelsgraben; Foto: M. Wojacek 2001.

Zu diesen Gegebenheiten begünstigen die Eigenschaften der Gesteine, insbesondere deren Veränderung bei Wassereinwirkung durch Starkniederschläge und Schneeschmelze die Entstehung von Massenbewegungen (Daurer, Schäffer 1983). Betroffen sind u. a. der steile Fuß der Traunstein-Westwand mit vermehrter Berg- und Felssturz häufigkeit sowie der mergelige Bereich des Kalkofenzugs (lokale Ausbildung der Kalkalpinen Randschuppe, „Randcenoman“) und des Gschlifgrabens (tektonisches Fenster des Ultra-Helvetikum), wo es in beiden Fällen laufend zu Setzungen, Hangkriechbewegungen und massiven Rutschungen kommt; insgesamt ein Gebiet mit einer Flächenausdehnung von 5 km² (Abb. 3). In mehreren Fällen kann gezeigt werden, dass der unmittelbare Auslöser für Kriechbewegungen in tonigen Materialien eine vorausgegangene sturzartige Massenbewegung im Fels war. In vielen Bereichen gilt also das chronologische Prinzip: Tektonik → Auflockerung → Fels- und Bergstürze → Mobilisierung von Erd- und Schuttströmen.

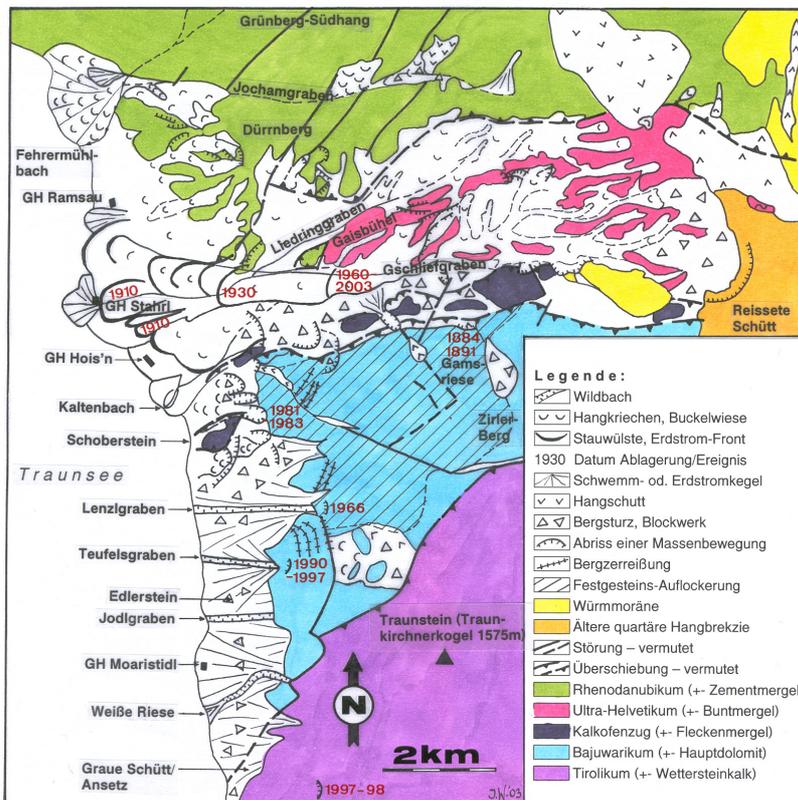


Abb. 3: Das ca. 5 km² große Gebiet mit zahlreichen Massenbewegungen am Fuße der Traunstein-NW-Flanke (nach Daurer, Schäffer 1983, Prey 1983, Baumgartner 1981 und Aufzeichnungen des Autors)

5. Die Erd- und Schuttströme des Gschlif- und des Liedringgraben

Die Gesteine des Gschlifgraben findet man vor allem in mit Altholz und Boden durchmischter und loser Form innerhalb von zehn gletscherähnlich rutschenden Erdströmen, die seit Jahrtausenden von der "Reisseten Schütt", am Fuße des Hochkampriedels, mit Geschwindigkeiten von bis zu 20 m/Jahr in Richtung Traunsee fließen (Abb. 4). Dabei spielen nicht nur Lithologie, Bodenverhältnisse und Waldbestand eine entscheidende Rolle. Hohe Niederschlagsjahressummen (bis 2500 mm), -tagessummen (bis 200 mm), Dauerregenperioden von 2 – 3 Wochen in der Staulage der Traunstein-Nordwand, ein flächenhaftes Versickern des Wassers im Einzugsfächer sowie die Infiltration von Kluftwässern aus den angrenzenden Kalken fördern die Umwandlung der anstehenden, ursprünglich festen Buntmergel zu einem plastischen Tonbrei. Dieser gleitet je nach Durchfeuchtungsgrad an unterschiedlich tiefen Gleitschichten auf dem festen Muttergestein zu Tal. Die Auflasten in Form von Altholz, Fels- und Bergsturzböcken beschleunigen diesen Vorgang, wobei diese im Laufe der Zeit in den Erdströmen versinken. Bereits Mojsisovics und Schloenbach (1868) sahen in der Lithologie des Gschlif die Ursache für die Rutschungen und deuteten die Depression desselben als Folge der Auswaschung der Kreidemergel. Suess (1886) gab vom Traunstein eingepresstes Wasser als Bewegungsmotor im Gschlifgraben an und hielt die Rutschungen für nicht stoppbar. Nach den von Koch (1892) und Pokorny (1894) angefertigten Gutachten, die über 8 Jahrzehnte als Projektgrundlagen zur Wildbachverbauung dienten, machte besonders Prey (1982, 1983) darauf aufmerksam, dass sich Kahlschläge und damit der Wasserentzug durch die Bewaldung äußerst negativ auf den Bodenwasserhaushalt auswirken und sie der Hauptgrund für die Rutschtätigkeit seien. Danach wurden die Arbeiten von Baumgartner (1976, 1981, 1985), Baumgartner et al. (1978, 1981, 1982) sowie jene von Jedlitschka (1990) als Grundlagen für weitere Maßnahmen, wie etwa das Drainagieren weiter Bereiche, herangezogen. Heute nehmen im Gschlifgraben die natürlichen geomorphologischen Prozesse wieder weitgehend ihren Lauf (Weidinger 2001, 2003). Dadurch kann es jederzeit zu einem weiteren Großereignis kommen.

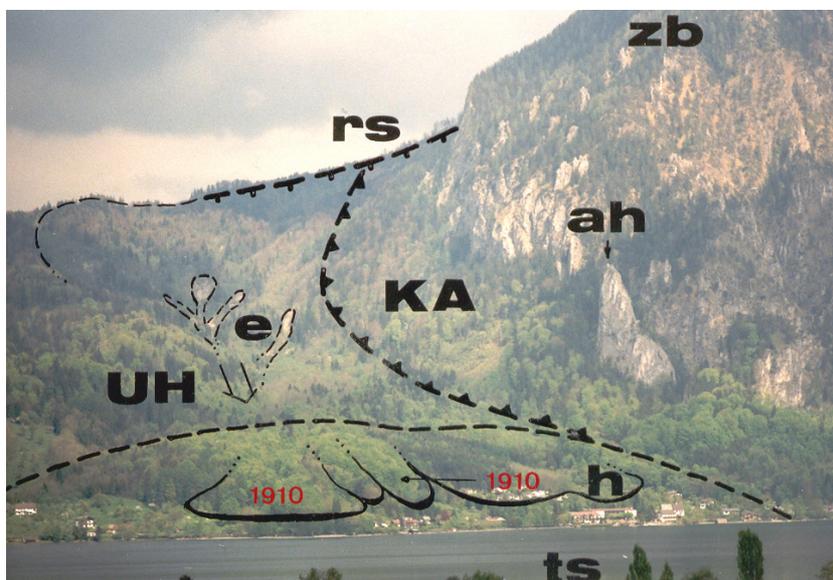


Abb. 4: Der Gschlifgraben vom Traunsee-Westufer: zb – Zirler-Berg, ah – Adlerhorst, (– –) Deckengrenze Kalkalpin (KA)/Ultra-Helvetikum (UH), rs (– –) – Reissete Schütt, e – Erdströme, ⇓ – Massentransport, (----) postglazialer Akkumulationskegel, ∪ – Murfront von 1910, h – GH Hois'n, ts – Traunsee.

MEILENSTEINE DER KATASTROPHENGESCHICHTE IM GSCHLIEF

2. Hälfte des 15. Jahrhunderts – Kulturgründe, Wohn- und Wirtschaftsgebäude werden durch das völlig in Bewegung geratene 200 ha große Einzugsgebiet des Gschlifgraben verwüstet.

1660 oder 1664 – das große „Harschengut“ („Eisenau“, nahe heutiger Sepp Stahrl Talherberge des ÖAV) wird durch einen aufgrund eines Felssturzes in der Reisseten Schütt ausgelösten Murgang in den Traunsee geschoben.

Um 1700 – ein ansehnliches Grundstück wird in den See geschoben, worauf sich eine Bucht bildet.

1734 – ein Murgang lässt einen Großteil des Schwemmkegels des Gschlifgraben im Traunsee verschwinden, wobei 4 Wohnhäuser bzw. landwirtschaftlicher Grund von insgesamt 6 Anrainern in den See geschoben werden bzw. versinken.

1897 – Ein Hochwasserereignis des Gschlifgrabens vermurgt das Gehöft der Eisenau; dies war ein 24 m langes Gebäude samt Stall, das unweit der heutigen Sepp Stahrl Talherberge des ÖAV, die auf den Fundamenten des alten, zur Eisenau gehörigen Kellers errichtet wurde, stand.

1899 – Durch den Ausbruch des Gschlifgraben oberhalb der Eisenau wird die gesamte Liegenschaft samt Stall und Wohngebäude 1 Meter hoch eingeschottert bzw. zerstört.

1910 – Das Gschlif kommt zwischen dem Kalibauern und der Eisenau im Norden über das Gschlifort bis zum Hois'n im Süden stark in Bewegung, wobei neben der Vernichtung von 1000 Lärchen und 100 Obstbäumen beim Hois'n durch einen linken Murseitenarm auch ein etwa 20 – 70 m breiter Waldstreifen niedergewalzt wird. Auch die damals noch ebene Liegenschaft Gschlifort wird von einer 10 – 15 m hohen Murwelle überschoben, die 50 m vor dem gleichnamigen Haus stoppt.

1955 – Vermurung des Campingplatzes (westlich des Kellers der ehemaligen alten Eisenau) bis zu 1 m Höhe.

1987 – Durch eine Verkläuserung im Hals des Schwemmkegels während eines 2-stündigen Gewitterregens wird der gesamte Campingplatz im Zuge des Überlaufens des Gschlifbaches mit einer bis zu 2,5 m hohen Schuttlage vermurgt.

MODERNE STABILITÄTSMASSNAHMEN/VERBAUUNGSGESCHICHTE DES 20 JHDT.

1892 – Geologisches Gutachten von Prof. Dr. Gustav Adolf Koch (BOKU Wien); rät von Verbauung, die 250.000 Gulden gekostet hätte (Koch 1898), ab und empfiehlt eine Ablöse der betroffenen Häuser sowie zur Verlangsamung der Erdströme eine Bannlegung des Gschlif, oberflächliches Ableiten von Wässern und das Fällen von überständigem Holz.

1894 – Technisches Gutachten zur Drainagierung des Gschlif von A. Pokorny.

1897 – Nach der Vermurung der Eisenau wird die Traunsteinstraße als Damm, der ca. 1 Meter über dem Terrain der damaligen Eisenauliegenschaft liegt, errichtet.

1910 Ein jarelang am Schwemmkegelhals des Gschlif den Abfluss hindernder Fels wird gesprengt.

1910 – Durch das Eindämmen des Liedringgraben während des großen Murgangs kann ein Übergreifen der bewegten Massen auf die Liegenschaft Große Ramsau verhindert werden.

1913 – 1923 – Mit den im Jahre 1912 genehmigten 20.000 Kronen wird die Mündungsstrecke in den Traunsee in Form eines Steintal ausgebaut und der Liedringgraben an der Schuttkegelspitze in den Gschlifbach eingebunden.

1948 und 1955 – Abdämmung der Ausbruchsstelle des Liedringgrabens in der Weyereben.

1957–1958 Mündungsstrecke wird als trapezförmiges Schleppgerinne in Bruchsteinmauerwerk ausgebaut.

1961 – 1963 und 1976 – Der Gschlifbach wird am Kopf des Schwemmkegels mit zuletzt insgesamt 21 Betonsperren abgestaffelt.

1974 – 110 Laufmeter hufeisenförmiger Sickerschlitz zur Stabilisierung des Blattanbruches auf einer Seehöhe von 910 m wird gebaut, Uranineinspeisungen und Schlagbohrsondierungen im Schuttgang folgen.

1978 – Detailprojekt zur Untersuchung des Gschlifgrabenphänomens (genehmigt 1979) samt Stabilisierung (finanziell genehmigt 1981).

1979 – 1983 – Grundlagenerhebung, umfangreiche Drainagemaßnahmen, Kontroll- und Wildschutzzäune, Verbiss- und Pflegeschutzmaßnahmen.

Bis dato – Wetterstation zur Erfassung von Klimadaten.

6. Felsstürze in der „Gamsriese“ und der „Reisseten Schütt“

Nach der historischen Überlieferung wird in mehreren Fällen von großen Felsstürzen in der sogenannten „Gamsriese“ sowie in der „Reisseten Schütt“ berichtet, die in nahezu allen Fällen die Auslöser für schwere Murgänge im Gschlif waren (Abb. 5a, 5b). So vom 28.3. – 2. 4. 1884, wo 500 bis 600 Kubikmeter Sturzmasse in der „Gamsriese“ einen Rückstau und eine Verlegung des Gschlifgraben verursachten sowie im Jahre 1891, wo sich im gleichen Bereich ein weiterer Felssturz mit einigen 1000 Kubikmetern ereignete. In seinem Gutachten kartierte G. A. Koch (1892) im unmittelbaren Bereich dieser Felsstürze eine wallartig abgelagerte Sturzmasse mit einem ca. 150 jährigen Waldbestand, das heißt einem Ereignisdatum von ca. 1740.

Bei der „Gamsriese“ handelt es sich um den Bereich an den steilen Nordabbrüchen des Zirler-Berges, der nicht nur aufgrund der darin aufgeschlossenen Deckengrenze Bajuwarikum – Kalkalpine Randzone tektonisch stark beansprucht wurde, sondern auch durch morphologische Übersteilung und geänderte lithologische Verhältnisse (Liasfleckenmergel – Plattenkalk – Hauptdolomit; v. L. z. H.) sowie durch einen markanten, seiger stehenden und NE-SW verlaufenden Bruch für Felsstürze prädestiniert scheint. Die unmittelbaren Ursachen der Stürze sah Koch in der Aufweichung von Mergelzwischenlagen in den steil nach Norden fallenden Liaskalken durch Berg- und Schmelzwässer.

Die im oberen Bereich des Gschlifgraben anstehende, ältere quartäre Hangschuttbrekzie, die durch sich auflösende Partien zu rückschreitender Erosion mit immer wieder sturzartig auftretenden Ereignissen neigt, wird als „Reissete Schütt“ bezeichnet. Ein in den 1990er Jahren erfolgter Abbruch von Blöcken mit einem Volumen von bis zu 200 Kubikmeter verwüstete Teile des angrenzenden Waldbestandes und legte die nicht gebundenen, lockeren Bestandteile des Sediments frei, führte allerdings zu keinem Murstrom-auslösenden Effekt durch Mobilisierung des Bodenwassers!

Jedoch liegen am Fuße der „Reisseten Schütt“ in einem weiten Umfeld bis zu hausgroße Blöcke, die von diesen Katastrophen zeugen. Dieses Blockwerk wandert durch die Bodenmobilisierung weiter talwärts und versinkt allmählich in den Erdströmen. Auch beim „Großen Stein“, dessen jährliche Bewegungen in den Strömen seit 1850 (resp. 1845?), genauer vom 3.9.1884 bis zum 31.8.1892 von k.k. Revierförster Höller aufgezeichnet wurden, handelt es sich um einen derartigen Konglomeratblock mit mehr als 600 m³ Volumen und einer ursprünglich 18 m hohen Stirnfläche (um 1890 ragte der Stein nur mehr 3 m hoch aus dem Schutt). Er wanderte witterungsbedingt im genannten Untersuchungszeitraum zwischen 5,5 und 24 m pro Jahr, nach mündlicher Überlieferung im Katastrophenjahr 1910 ca. 200 m (!!!) weit. Etwa um das Jahr 1931, nachdem er in den vergangenen 86 Jahren ca. 450 m zurückgelegt hatte, verschwand er (?).

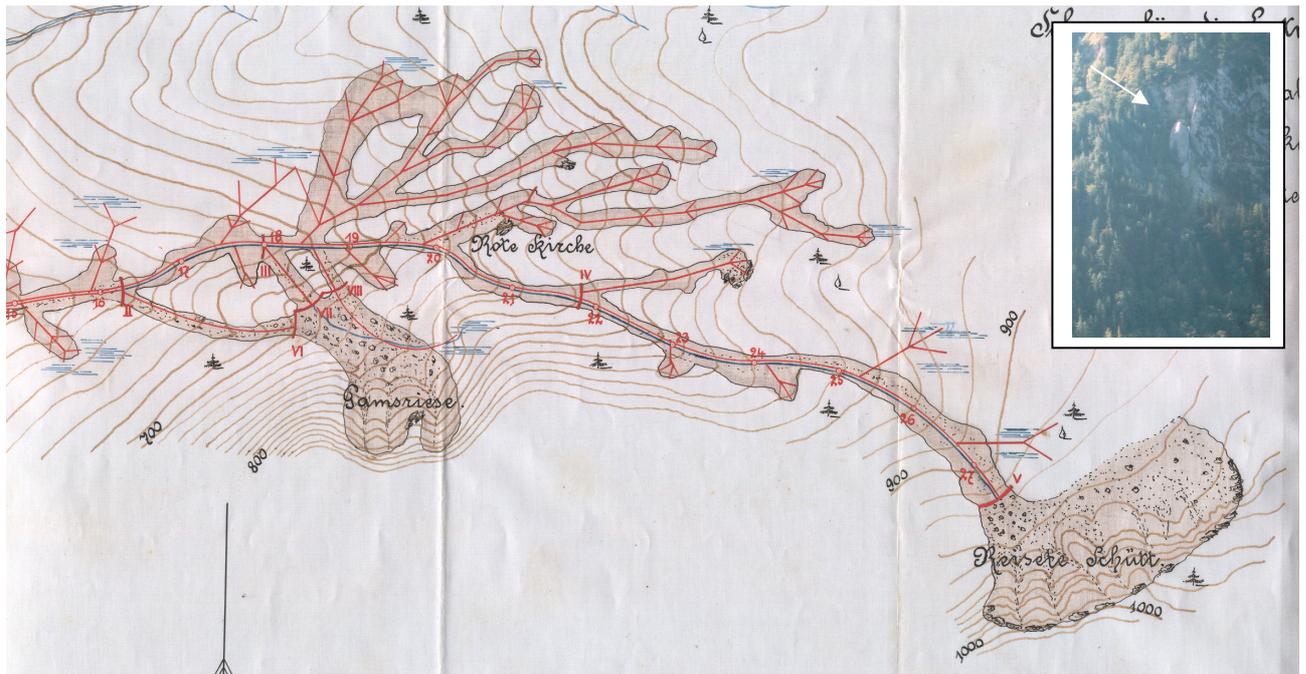


Abb. 5(a, b): Das Felssturzgebiet der „Reiseten Schütt“ (rechts unten) und der „Gamsriese“ (links neben Bildmitte) am Nordfuß des Traunsteins; die Zirler-Berg-Scholle zeigt auch rezent durch Bergzerreißung losgelöste Felstürme (kleines Insert; Volumen $\geq 2000\text{m}^3$); die zu erwartende Sturzbahn in Richtung Gschlifgraben ist mit den durch Steinschlag verursachten Schneisen im Wald vorgezeichnet (Foto: J. Weidinger 2003); die Kartenskizze samt den roten Linien (projektierte Drainagekanäle in den Murströmen) stammt aus dem Gutachten von Pokorny 1894.

7. Gefahrenzonenplan der WLW im Gschlifgraben

Eine Aufschlussbohrung am Schwemmkegel des Gschlifgraben (Jedlitschka 1990) erbrachte den Beweis, dass dieser – aus zahlreichen Schuttgängen aufgebaut – innerhalb der letzten 220 Jahre zweimal von Schuttgängen überfahren wurde (zuletzt 1910 mit geschätzten 200.000m^3), d.h., dass der Umstand einer 150jährigen Wiederkehr des Bemessungsereignisses für die Gefahrenzonenabgrenzung gegeben ist. Das Massenpotential (die am Schwemmkegel seit Jahrzehnten deponierte Verwitterungsmasse) für ein derartiges Großereignis, im Zuge dessen es zu schweren Zerstörungen am gesamten Schwemmkegel kommen könnte, wurde mit 1 Mio. m^3 angegeben. Demzufolge ist dieser Bereich des Gschlifgrabens zwischen dem Kaltenbach im Süden und dem Gasthaus Ramsau im Norden als roter Gefahrenzonenbereich ausgeschieden (Forsttechnischer Dienst f. WLW 2000), jener in dem es in Abhängigkeit von der Topographie zu Randwirkungen eines Murgangs, wie Verschlammungen etc., kommen kann, mit der gelben Gefahrenzone erfasst.

8. Die Schoberstein-Rutschungen

Der gesamte Bereich südöstlich des Kaltenbaches stellt eine alt angelegte Massenbewegung mit einer Flächenausdehnung von knapp 1 km^2 dar (Abb. 3). Die nördliche Grenze dieses Gebietes bildet der über weite Bereiche sehr steile Kaltenbach (Abb. 6), dessen $0,8\text{ km}^2$ großes Einzugsgebiet vom Seenniveau bis in den Gipfelbereich des Traunsteins reicht. Auch er reagiert auf starke Gewitterregen mit Geschiebeschüben. Südlich davon, im Bereich des Kalkofenzugs (oberhalb des ehemaligen Schobersteinbruchs Hl. Petrus, Abb. 6), der im Jahre 1981 vermehrte Hangmobilität zeigte, traten an der Forststraße $0,5$ bis 1 m hohe Setzungen entlang von vermutlich tektonisch vorzerrütteten, seismisch aktiven und parallel zum Trauntalbruchsystem laufenden Störungen auf (Daurer, Schäffer 1983), die sich nach einer spontanen Sanierung

(Aufschüttung, Drainage mit 4 m tiefem Sickerschlitz und beidseitigen Kunststoffrohren, Aufforstung mit Erlen) im Jahre 1982 (nachdem die Rutschung kurzfristig die Traunstein-Bezirksstraße am Traunseeufer erreicht hatte) momentan in einer Ruhephase befinden. Auch dort ging Siegmund Prey (1982) davon aus, dass eine Flächenschlägerung und nicht ein lokal verspürtes Erdbeben der Grund für die vermehrte Hangmobilität war, da in diesem Bereich auch Gips auftritt, der bei erhöhter Wasserzufuhr „... mindestens so gefährlich ist wie der Tonmergel.“.

9. Steinschlag, Fels- und Bergstürze sowie Vermurungen durch Wildbäche am Fuße der Traunstein-Westwände

Der Fuß der Traunstein-Westwand ist zu einem Großteil aus Hauptdolomit der Zirler-Berg-Scholle (Bajuwarikum) aufgebaut (Abb. 6). Die seiger stehende N-S streichende Brandkogel-Störung (ein Ableger der Querverschiebung am Traunsee ?) trennt einen 300 m hohen Felsturm („Brandkogel“) vom Traunstein-Haupt-massiv; Bergzerreißen schufen eine bizarre Landschaft weiter in Richtung Norden zur Kaltenbachwildnis, an deren Fuß seit dem Spät- und Postglazial Berg-, Felsstürze und Steinschlag mächtige Schuttkegel, sogenannte „Schieden“ oder „Schütten“, aufbauten. Im Verhältnis zu großen Blöcken wird der umgebende feinere Schutt rascher abtransportiert. Während der Schutt im Norden relativ geringmächtig auf veränderlich festen Gesteinen liegt, nimmt die Mächtigkeit der Schuttkegel (mindestens 90 m) von Norden gegen Süden (zum Bach der Weißen Riesen) zu (Schmid, Gratzer in diesem Band; Stadtgemeinde Gmunden Wasserversorgung 1999), ehe die Traunstein-Westwände ab der sogenannten Ansetz direkt ohne Schuttüberdeckung in den Traunsee fallen.

Vom spontanen Schutttransport während Starkniederschlägen besonders betroffen sind von Norden nach Süden die murfähigen Wildbäche „Lenzlgraben“, „Teufelsgraben“, „Loidl-“ oder „Jodlgraben“ (Bachbette und Schuttkegel befinden sich in der roten Gefahrenzone, das Gesamtgebiet in der gelben), „Weiße Riesen“ und „Graue Schütt“, deren felsige und meist wenig oder nur schütter bewaldete Einzugsgebiete in allen Fällen zwischen 420 und 1300 m Seehöhe liegen (Abb. 6).

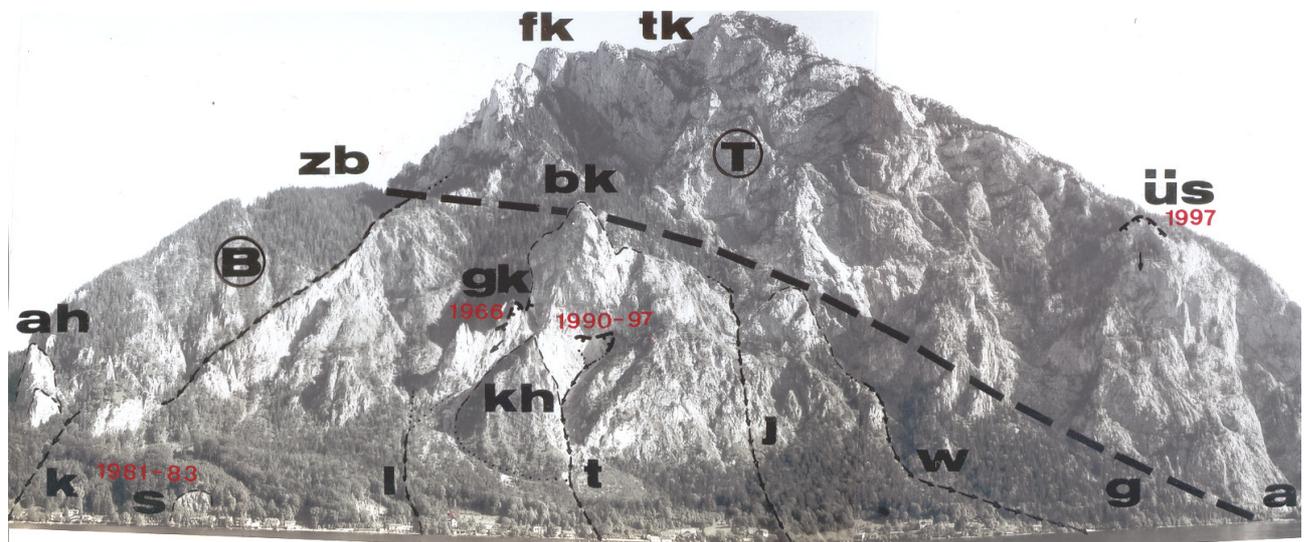


Abb. 6: Die Traunstein-Westwand: fk – Fahnenkogel, tk – Traunkirchnerkogel, üs – Überstieg, zb – Zirler-Berg, ah – Adlerhorst, bk – Brand- und gk – Grieskogel, kh – Kleine Häfenstelle, s – Schorberstein; k – Kaltenbach, l – Lenzl-, t – Teufels-, j – Jodlgraben, w – Weiße Riese, g – Graue Schütt, a – Ansetz; (–) Deckengrenze Bajuwarikum (B)/Tirolikum (T).

Der Lenzlgraben ist eine steile Trockenrunse mit einem Einzugsgebiet von 0,24 km². Er reagiert bei lokalen Starkniederschlägen (Gewitterregen) im Bereich der mächtigen feinkörnigen Schuttdeponie m. Geschiebeeinstoß, Murgängen und Bachverwerfungen (Abb. 7a, 7b).



Abb. 7a, 7b: Während eines Unwetters im Juli 1955 verwüstete ein Schuttgang aus dem Lenzlgraben das Lias'n Haus. Ein an dieser Stelle neu errichtetes Wohnhaus dient heute dem Bergrettungsdienst (Foto 7a: Hannes Loderbauer 1955; 7b: J. T. Weidinger 2003).

Der Teufelsgraben ist eine steile Trockenrunse mit einem Einzugsgebiet von 0,14 km². Durch Felsstürze und Verwitterung akkumulieren sich regelmäßig gewaltige Schuttkubaturen in seinem Oberlauf, am Fuße des „Brandkogels“ (Abb. 6), von wo sie während heftiger Regenfälle und Gewitter stoßartig abgeführt werden, fallweise die darunterliegenden zwei Brücken verklausen und dadurch den nahen Umkehrplatz (Parkplatz am Ende der Traunstein-Bezirksstraße) durch Vermurungen gefährden.

Der Jodlgraben ist eine steile Trockenrunse (Abb. 6) mit einem Einzugsgebiet von 0,1 km². Er ist nur während Starkniederschlägen wasserführend und kann dabei mit heftigen Geschiebestößen reagieren, die im Bereich der Forststraßenbrücke und einer Wegbrücke zu Verklausungen und Ausbrüchen führen können.

Der Weiße Riesen Bach hat ein Einzugsgebiet von 0,23 km². Der gesamte obere Bereich dieses Gebiets liegt in der tektonischen Grenze zwischen tirolischem Wettersteinkalk und Gutenstein-Formation im Hangenden und bajuwarischem Hauptdolomit und Schrambach-Formation im Liegenden. Auch die seiger stehende Brandkogelstörung quert diesen Bereich. Tektonik, Lithologie und Verwitterung (Felsstürze aus der Traunstein-Westwand) begünstigen die Schuttproduktion, die vom Bach während Gewitterregen stoßartig abtransportiert wird. Auch hier besteht die Gefahr der Verklausung der Forststraßenbrücke (Abb. 6).

Die Graue Schütt nördlich der sogenannten Ansetz (ehemaliger Anlegeplatz der Salzschiffe) bezieht ihr Schuttmaterial unmittelbar aus der nahezu senkrechten, stark steinschlaggefährdeten Traunstein-Westwand. Obwohl im massigen Wettersteinkalk gelegen, kommt es an exponierten Stellen nicht selten durch Frostsprengung, Klüftung und Hebelwirkung der frei stehenden Bäume zum Ausbrechen beachtlicher Felsmassen, die im freien Fall den Uferbereich oder direkt den Traunsee erreichen können (Abb. 6). Beim vorzeitigen Aufprall in der Wand, kann es zudem zu sekundär induziertem Steinschlag kommen. Außergewöhnliche Gewitterregen

können in den am Fuße der Wand akkumulierten Schuttkörpern Abflussgräben entstehen lassen, die Schutt unmittelbar am Traunsee-Ufer ablagern.

MODERNE STABILITÄTSMASSNAHMEN/VERBAUUNGSGESCHICHTE DES 20 JHDT.

1893 – 1895 – Der Teufelsgraben am Fuße der Westwand (=Teufelswand) des Brandkogels (= Große Häfenstelle) wird durch eine 260 m lange Steinschale ausgebaut und reguliert.

Ca. 1900 – Der Lenzlgraben wird durch Betonsperren abgestaffelt und mit einer Steinschale verbaut.

1950er – Die Staininger Schied (Schütt), der mächtige Schuttkegel am Fuße der Teufelswand, der Jahrzehnte lang als Rohstofflieferant für die Kalkbrennerei der Staininger Werke diente, wird mit Auffanggräben versehen und im Rahmen des Grünen Planes unter HR DI Franz Winkler (Leiter der Forstverwaltung Traunstein) zur Stabilisierung mit Föhren aufgeforstet.

1967 – 1969 – Der Schuttkegel im Einzugsbereich des Lenzlgraben am Fuße der Kleinen Häfenstelle wird nach dem Felssturz vom 29.4.1966 durch eine Sperrmauer und eine Auffangrinne durch die Wildbach- und Lawinerverbauung verbaut, dadurch die fallweise anfallenden Wässer samt Geschiebe in den Teufelsgraben umgeleitet bzw. eingebunden, was ein flächenhaftes Austreten zwischen Lenzl- und Teufelsgraben verhindern soll (Abb. 8a, b, c).

1970er – Der Hals des Jodlgraben wird durch eine Steinschale verbaut und reguliert.

1970er – Der Unterlauf des Weißen Riesen Graben wird mit einer Steinschale und einer lockeren Staffelung verbaut und reguliert.

1997 – 2000 – Sanierungen der Felssturzstelle beim Überstieg, Errichtung einer Bohlenwand bei der sogenannten Ansetz als Schutzmaßnahme und die Verlegung des Naturfreundesteiges auf den Traunstein an die Südwestseite des Berges.

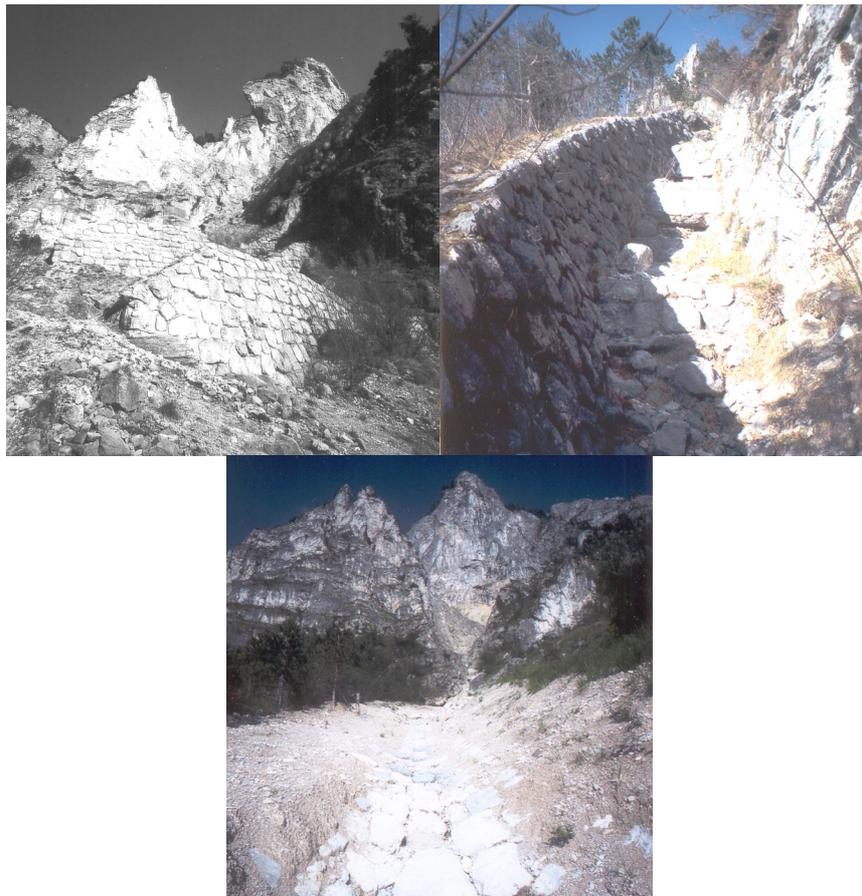


Abb. 8a: Die Sperrmauer unter dem Grieskogel, im Hintergrund die Gr. Häfenstelle (Brandkogel); b: Die künstliche Einbindung um die Kl. Häfenstelle in den Teufelsgraben; c: Die Steinschale im Teufelsgraben; im Hintergrund die Teufelswand sowie Kl. und Gr. Häfenstelle (Brandkogel).

10. Schlussbemerkungen

Der geo-tektonisch stark exponierte Raum im Bereich des seit Jahrhunderten besiedelten Ostufers des Traunsees am Fuße des Traunsteins ist nicht nur ein Eldorado für die Erforschung verschiedenster Phänomene von Massenbewegungen im Locker- und Festgestein, sondern macht auch das Zusammenspiel zwischen derartigen Naturkatastrophen und der kulturhistorischen Entwicklung einer Siedlungsregion deutlich (siehe auch Lehner 1982, Marchetti 1991, Wühl 1980, Zeitschrift Verein DI WLW 1975). Gerade im Bereich geomorphologischer Hinweise und stiller Zeugen von raschen Oberflächenveränderungen sind es oft auch Kapellen, Marterl oder Bildstöcke die ganz allgemein als kulturhistorische Zeugen Hinweise auf Naturkatastrophen liefern können. Solche morphologische Spuren und/oder Sakralbauten stehen oder standen auch an etlichen von Katastrophen heimgesuchten Bereichen des besprochenen Gebietes sowie entlang der Traunsteinstraße am Fuße der Westabhänge des Grünbergs in Richtung Gmunden.

11. Literatur zum vorliegenden Aufsatz

- Aigner J. 1998. Felssturz verwüstete Badeplatz, Wald und Naturfreundeiteig. Salzkammergut Zeitung Nr. 25 (18. Juni 1998) p. 4, Gmunden.
- Baumgartner P. 1976. Die Massenbewegung im Gschlifgraben bei Gmunden (Traunstein, Oberösterreich) – Eine Analyse aus hydrogeologischer und ingenieurgeologischer Sicht. Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck.
- Baumgartner P. 1981. Erd- und Schuttströme im Gschlifgraben bei Gmunden am Traunsee (OÖ) - Zur Geologie, Entstehung, Entwicklung und Sanierung. Mitt. d. Ges. d. Geologie- und Bergbaustud. Österreichs **27**, 19-38, Wien.
- Baumgartner P. 1985. Geologische Massenbewegungen und deren Auswirkungen auf kleine und mittlere Bauvorhaben. Felsbau **3/1**, 43-46, Essen-Kray.
- Baumgartner P., Mostler H. 1978. Zur Entstehung von Erd- und Schuttströmen am Beispiel des Gschlifgrabens bei Gmunden (Oberösterreich). Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **8**, 113-122, Innsbruck.
- Baumgartner P., Sordian H. 1981. Zur geomorphologischen Karte des Erd- und Schuttstromkegels des Gschlifgrabens bei Gmunden (Oberösterreich) mit 1 geomorph. Karte. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **10/8**, 259-262, Innsbruck.
- Baumgartner P., Sordian H. 1982. Zum horizontalen und vertikalen Aufbau des Erd- und Schuttströme-Kegels des Gschlifgrabens am Traunsee bei Gmunden (Oberösterreich). Jb. Oö. Mus.-Ver. **127/1**, 227-236, Linz.
- Daurer A., Schäffer G. (Red.) 1983. Arbeitstagung der Geol. Bundesanstalt 1983, 65p., Wien (Geol. B.-A.).
- Eißner P. 1792-1856. Handschriftliche Gmundner Chronik, Archiv Stadtmuseum Gmunden.
- Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung, Sektion OÖ, Gebietsbauleitung Salzkammergut 2000. Gefahrenzonenplan Gmunden (1. Revision), Gemeinde Gmunden, Bezirk Gmunden.
- Geologische Bundesanstalt (Hrsg.) 1996. Geologische Karte der Republik Österreich (Blatt 66 Gmunden), Wien.
- Geyer G. 1917. Über die Querverschiebung am Traunsee. Verh. d. k.k. geol. Reichsanstalt, 67-102, Wien.
- Gmundner Wochenblatt 1875. Gmunden ..., Wolkenbruch ... 27. Juli 1875, 25. Jg., p. 214, Gmunden.
- Jedlitschka M. 1990. Analyse von Massenbewegungen in Verwitterungsdecken auf Flysch und Buntmergel und deren Stabilitätsverbesserung am Beispiel des Gschlifgrabens bei Gmunden. Unveröff. Diss. Univ. f. Bodenkultur, Wien.
- K.k. Forst- und Domänen Direktion in Gmunden 1630-1634. Waldbüch des Gschüff (Bschlif), Ahonleithen, Farmbgrueb und Khampegg under dem Traunstein, Gmunden.
- Koch G. A. 1892. Geologisches Gutachten über die projektierte Verbauung des Gschlifgrabens bei Gmunden behufs der Hintanhaltung von den bedrohlichen Rutschungen. Unveröff. Gutachten. 50p., 1 Beilage, Wien.
- Koch G. A. 1898. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Gmunden. (Sonderdruck aus Krackowizer F., 1898-1900), Eigenverlag des Verfassers, 26p, Gmunden.
- Krackowizer F. 1898-1900: Geschichte der Stadt Gmunden in Ober-Österreich. Bd. III, p. 282, 457, Habacher in Commission von Verlag-Mähnhardt, Gmunden.
- Lehner N. 1982. Die Wildbach- und Lawinenverbauung in Oberösterreich unter besonderer Berücksichtigung des Bezirkes Gmunden. Salzburg.
- Marchetti H. 1991. Zum Naturraumrisiko im Bezirk Gmunden und seiner Verminderung. In: Verein zur Herausgabe eines Bezirksbuches Gmunden (Hrsg.: Hufnagl, F. - Obmann, Marchetti H. - Schriftleiter) 1991: Der Bezirk Gmunden und seine Gemeinden. Eigenverlag, 183-195, Gmunden.
- Mojsisovics E., Schloenbach U. 1868. Über das Verhalten der Flyschzone zum Nordrand der Kalkalpen. Verh. der k. k. Geol. Reichsanstalt, 212ff., Wien.
- Pokorny A. 1894. Motivenbericht zum Projekte über die Verbauung des Gschlif oder Gschlifgrabens bei Gmunden. Handgeschriebenes Gutachten, 12p., 1 Beilage, Linz.

- Prey S. 1982. Abholzung rief Erdbeben „unterm Stein“ hervor. Salzkammergutzeitung (zitiertes Leserbrief) Nr. 32 (12.08.1982), p.5, Gmunden.
- Prey S. 1983. Das Ultrahelvetikum - Fenster des Gschlifgrabens südsüdöstlich von Gmunden (Oberösterreich). Jb. Geol. B. A. **126**, 95 -127, Wien.
- Schultes J. A. 1809. Reisen durch Oberösterreich in den Jahren 1794, 1795, 1802, 1803, 1804 und 1808, Th. 1, Verlag J. G. in der Cotta'schen Buchhandlung, Tübingen.
- Sueß E. 1886. Gutachten in der Wasserversorgung der Stadt Gmunden. Beilage zum Gmundner Wochenblatt, Nr. 46, 1886, 7p., Gmunden.
- Stadtgemeinde Gmunden-Wasserversorgung (Hrsg.) 1999. Wasserwerk Traunstein-West.-Festschrift anl. Eröff. d. Wasserwerks Traunstein-West, 39p., Gmunden.
- Weber F. 1960. Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Traunsee und Almtal. Mitt. Geol. Ges. Wien **51**, Jg. 1958, 295-352, Wien.
- Weidinger J.T. 2001. Das Institut ERKUDOK© im Stadtmuseum Gmunden und die bisherigen Projekte von 1998 – 2001. Ber. d. Geol. B. A. **56**, 117-119, Wien.
- Weidinger J.T. 2004. Das Institut ERKUDOK© im Stadtmuseum von Gmunden – eine geowissenschaftliche Forschungsstätte im Salzkammergut. Ber. d. Geol. B.A. **57**, Wien (in print).
- Wühl A. 1980. Die Wildbäche und Lawinen Oberösterreichs. In: Amt der OÖ Landesregierung Abt. Wasserbau (Hrsg.); Hochwasserabwehr (Hrsg.), 157 – 168, Linz.
- Zeitschrift Ver. Diplomingenieure Wildbach- u. Lawinenverbauung Österreichs 1975. Sommerstudienreise in Oberösterreich vom 14.-18. Okt. 1974. Sdh. Mai 1975, Salzburg.

12. Literatur zu den Aktivitäten des Instituts (nicht als Zitate im Text)

- Weidinger J.T. 1999. Wege in die Vorzeit des Salzkammerguts. Studienverlag (Edition Löwenzahn), 200p., Innsbruck.
- Weidinger J.T. 2001. Rund um den Traunsee vom Urknall zur Moderne. Studienverlag (Edition Löwenzahn), 148p., Innsbruck.
- Weidinger J.T. 2002a. Das Institut Erkudok© (Gmunden, OÖ) – Basisstation für geowissenschaftliche Forschung und Lehre im Traunseegebiet. In: Tagungsband „Erdwissenschaften in Österreich 2002“ (Pangeo Austria I), 28.-30.06.2002, p. 189, Salzburg.
- Weidinger J.T. 2002b. Geowissenschaftliche Schulexkursionen, Lehrerseminare und Universitätslehrveranstaltungen als Projekte des Instituts Erkudok im Stadtmuseum Gmunden. Tagungsband Workshop Geowissenschaften, Schule und Öffentlichkeit-Stand 2002, 22-23, Kremsmünster.
- Weidinger J.T. 2002c. 13 Jahre Bergsturzforschung auf drei Kontinenten – Rückblick und Analyse. In: Weidinger, J.T. (Hrsg.), Gmundner Geo-Studien geologisch, angewandt, interessant 1, 7-28, Gmunden.
- Weidinger J.T. 2003a. Erkudok© Institut – Kombinierte Erdgeschichtliche Übung für Allgemeinbildende Höhere Schulen. Bioskop – Zeitschrift der Vereinigung Österreichischer Biologen ABA 1/03, 6. Jahrgang (Proceedings Workshop Geowissenschaften, Schule und Öffentlichkeit-Stand 2002, Kremsmünster), 10-13, Kitzbühel.
- Weidinger J.T. 2003b. Massenbewegungen und Gebirgsgefahren am Fuße der Traunstein-Nord- und Westwände, Gmunden, Oberösterreich. In: Weidinger J.T., Lobitzer H., Spitzbart I. (Hrsg.) 2003. Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts, Gmundner Geo-Studien 2, 375-394, Gmunden.
- Weidinger J.T. 2003c. Der Bergsturz vom Toten Gebirge ins Almtal – Ablagerungen einer Massenbewegung ohne Herkunftsgebiet? In: Weidinger J.T., Lobitzer H., Spitzbart I. (Hrsg.) 2003. Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts, Gmundner Geo-Studien 2, 395 - 404, Gmunden.
- Weidinger J.T., Spitzbart I. 2003. Erkudok© Institut/Stadtmuseum Gmunden – ein Ausgangspunkt für Geo-Forschung und Geo-Wissensvermittlung im Salzkammergut, Oberösterreich. In: Weidinger J.T., Lobitzer H., Spitzbart I. (Hrsg.) 2003. Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts, Gmundner Geo-Studien 2, 455-460, Gmunden.

Rosiggengasse Pfons - eine dramatische Entwicklung bei Hangbewegungen

Maßnahmen zur Stabilisierung, Herbst 2003

Von DI Dr. Jörg Henzinger

GEOTECHNIK HENZINGER, Plattach 5, 6094 Grinzens

1. Einführung

Vom Jahr 1999 bis Herbst 2003 ist es in der Rosiggengasse in Pfons, im Einhang zur Sill, zu einer dramatischen Entwicklung gekommen. 3 Wohnhäuser waren von einer schnell ablaufenden Hangbewegung betroffen, zwei Gebäude waren in der Zeit der größten Bewegung bewohnt.

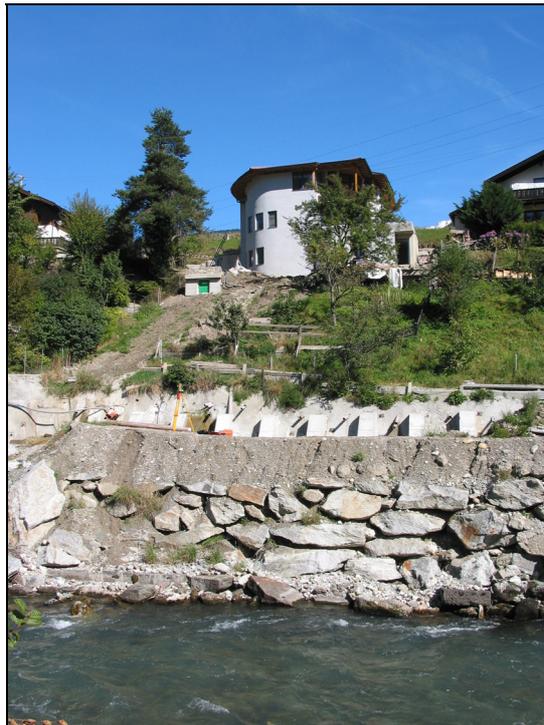


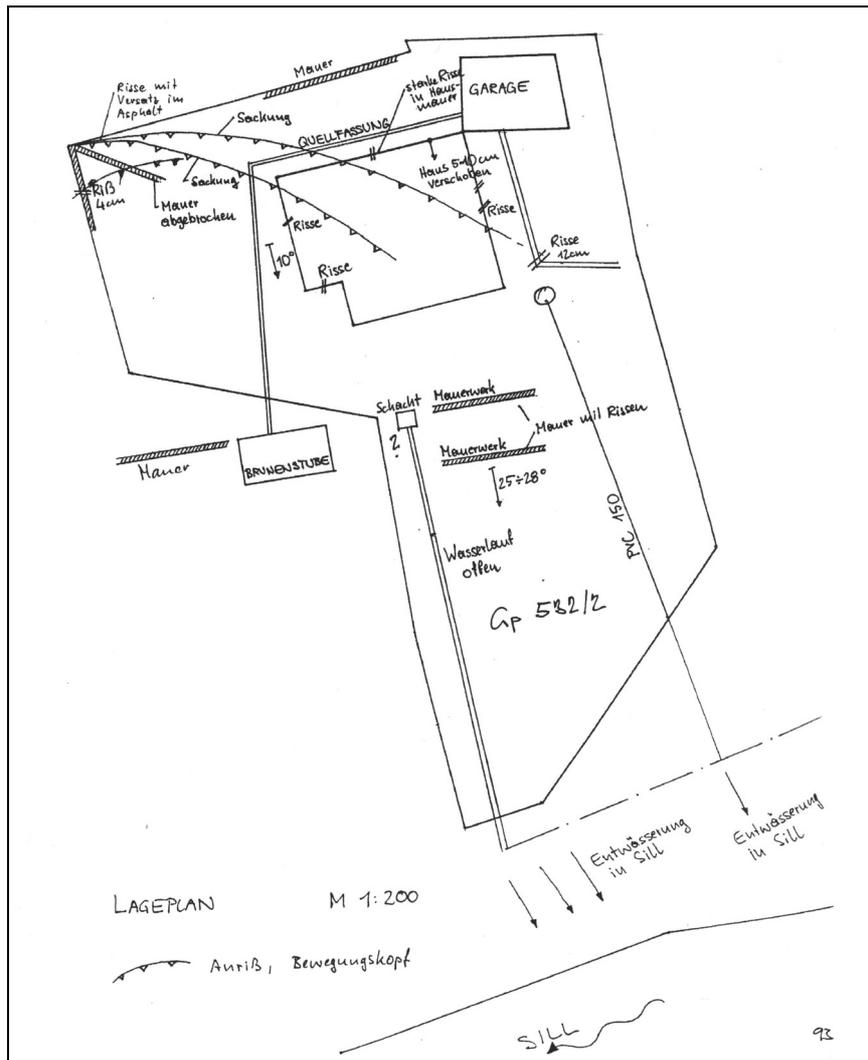
Abb.1) Situation, Sicherung fertiggestellt

2. Entwicklung der Hangbewegung

Im Jahre 1994 konnte im Rahmen eines Rechtsstreites das Haus Hörtnagl in Pfons, Rosiggengasse 9, begutachtet werden. Bei der Begutachtung ging es um die Erhebung der Ursache, die zu großen Risschäden am Gebäude geführt hat. Laut Aussage der Eigentümerin des Hauses Rosiggengasse 9, Frau Hörtnagl, entstanden feine Risschäden am Haus schon in den Sechzigerjahren. 1991 sind bei einem Weihnachtswetter schlagartig große Risse entstanden. 1992 und 1993 waren die Verformungen und Rissbildungen beim Haus Hörtnagl bereits so groß, dass eine Bewohnbarkeit des Hauses nicht mehr gegeben war. Auch eine Sanierung war nicht möglich, da die Bausubstanz und die Gründung tiefgreifend geschädigt waren. 1996 wurde das Haus abgerissen.

Schon zu dieser Zeit war klar, dass die Ursache der Bewegungen große Hangwasseraustritte an der Böschungskante der Einschnittsböschung zur Sill waren. Zahlreiche Quellen und Dränagen wiesen auf diesen Umstand hin. Als Ursache der Verformungen wurden auch unzureichende Quellfassungen bergseitig des Hauses Hörtnagl vermutet.

Die nachfolgenden Bilder zeigen Rissbildungen am Haus Hörtnagl und die aufgenommenen Rissbildungen im Gelände 1994 (Abb. 2).



Auswertung der Rissbildungen beim Haus Hörtnagl und Darstellung der Anrisse im Gelände, 1994



Abb. 2: Rissbildungen am Haus Hörtnagl, 1994

Im Frühjahr 2001 musste bei einer Begehung des Geländes im Auftrag der WLV, Gebietsbauleitung Mittleres Inntal, festgestellt werden, dass auf dem ehemaligen Grundstück Hörtnagl ein neues, im Rohbau fertiggestelltes Haus – das Haus Grünbacher – mit großer Schiefstellung bestand. Dieses Haus wurde von 1997 bis 1998 errichtet. Anfänglich traten nur kleine Bewegungen auf, die Schiefstellung betrug bis 1999 ca. 8 cm, im Jahr 2000 wuchs die Schiefstellung stark an und betrug im Frühjahr 2001, in der Diagonale gemessen, über 70 cm. Aber nicht nur das Haus und das Grundstück Grünbacher (früher Hörtnagl) waren von diesen großen Bewegungen betroffen, auch die benachbarten Grundstücke Hirn und Völlenklee, sowie besonders das orografisch rechte Sillufer bewegten sich im Zeitraum 1999 bis 2001 mit großer Geschwindigkeit in Richtung Sill.

Noch im Sommer 2001 wurden durch den Fortstechnischen Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung Maßnahmen zur Stabilisierung der Böschung zur Sill durchgeführt. Auf Vorschlag des Büros Dr. W. Tropper wurde direkt oberhalb des Sillufers eine Hangverdübelung mit dauernd korrosionsgeschützten GEWI-Pfählen hergestellt. Insgesamt wurden 162 Pfähle in 23 Reihen eingebaut und im Fels verankert. Die Verbindung der Pfähle an der Geländeoberfläche erfolgte mittels Stahlbetonbalken.

Seit dem Herbst 2001 wurden nur mehr geringe Bewegungen im Hang direkt unter dem Haus Grünbacher gemessen. Ab diesem Zeitpunkt wirkte die Hangverdübelung. Seitlich des Hauses Grünbacher, also beim Haus Hirn und am südwestlichen Eck des Hauses Völlenklee, haben sich die Bewegungen verlangsamt, sind aber nicht abgeklungen. Parallel zu den Bewegungen konnten im Gelände besonders auf dem Grundstück Hirn Wasseraustritte beobachtet werden.

Die nachfolgenden Bilder zeigen den Lageplan mit Bewegungsvektoren (Abb. 3), einen Geländeschnitt (Abb.4), ein Diagramm mit dem Geschwindigkeitsverlauf (Abb. 5) und Fotos von Schäden am Haus Hirn (Abb. 6 und 7).

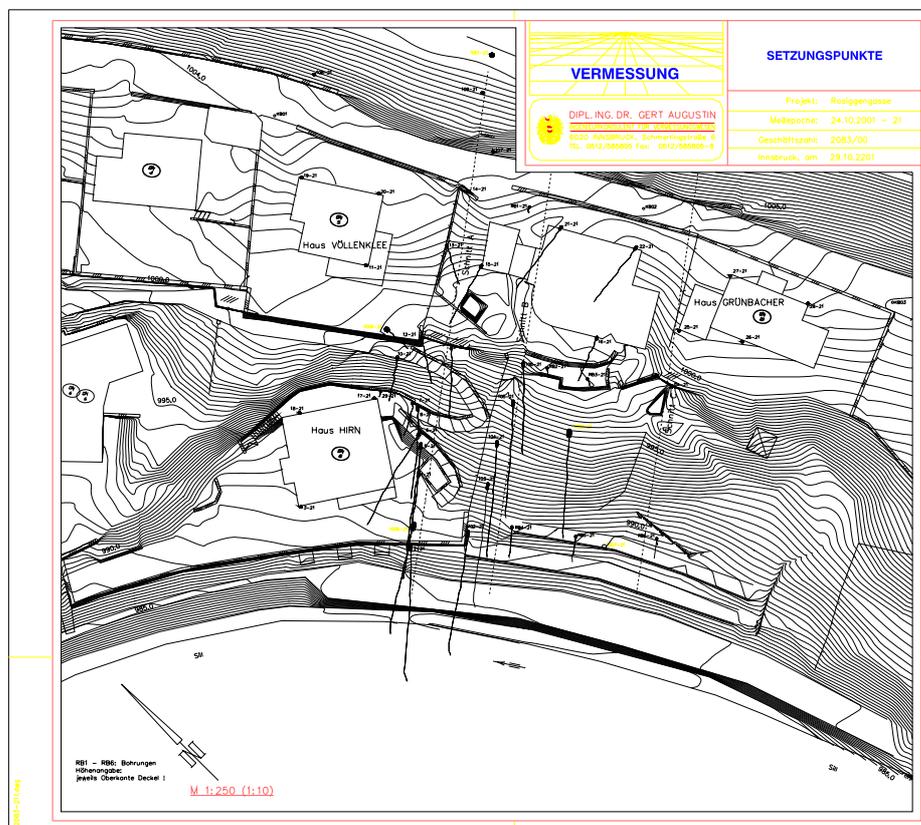


Abb. 3: Lageplan mit Bewegungsvektoren

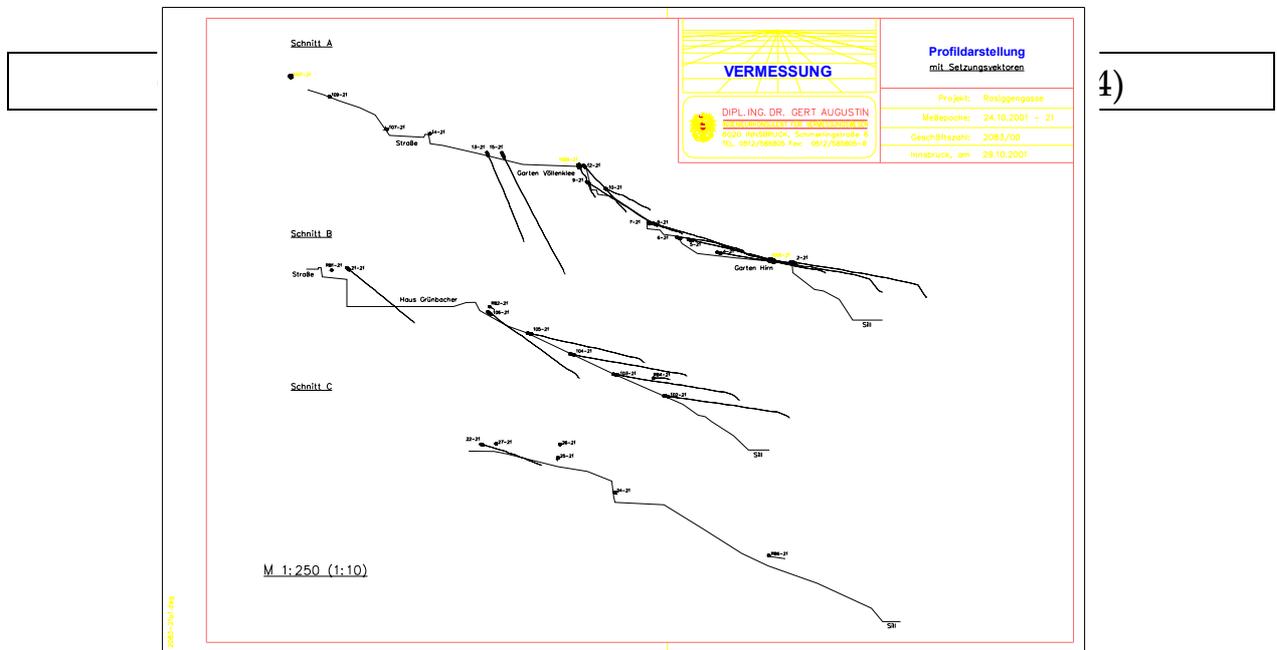


Abb. 4: Profile mit Bewegungsvektoren

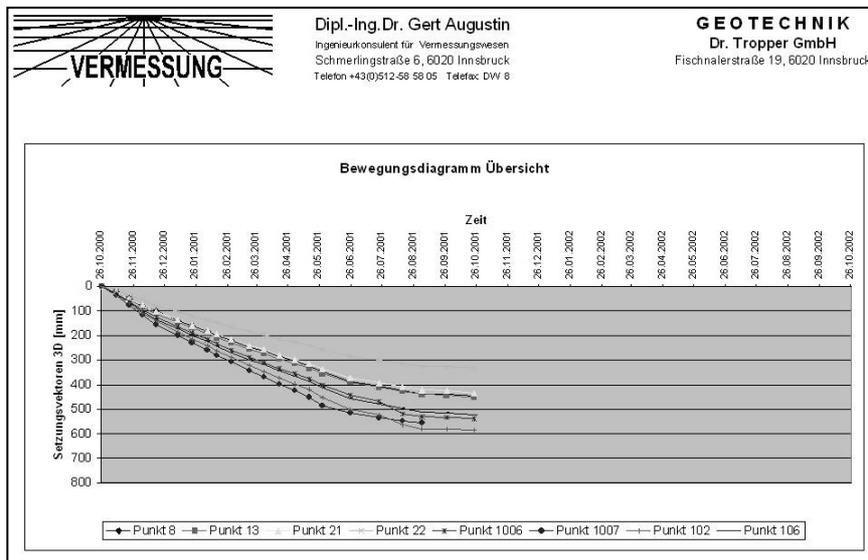
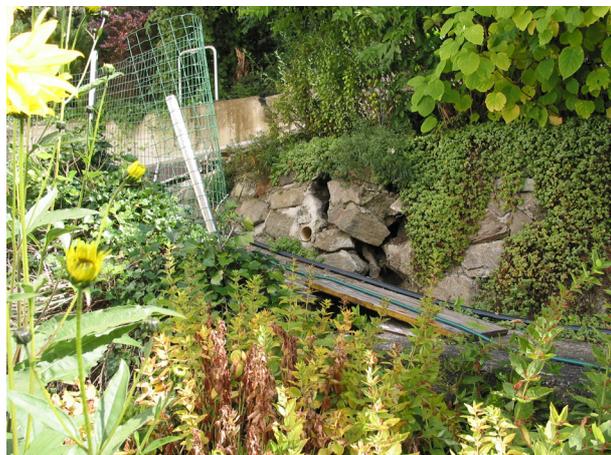


Abb. 5) Diagramm mit Geschwindigkeitsverlauf

Abb. 6) Schäden im Garten, Haus Hirn

Abb. 7) Schäden im Garten, Haus Hirn



3. Boden- und Hangwasserverhältnisse, Ursache der Hangbewegungen

Das Wissen über die Boden- und Hangwasserverhältnisse gründet sich auf 6 Aufschlussbohrungen und auf Erkenntnisse, die bei Baumaßnahmen gewonnen wurden, sodass sich heute ein zusammenhängendes Bild von den Bodenverhältnissen darstellen lässt. Besonders die Herstellung der tiefreichenden Dränage an der Ostseite des Hauses Grünbacher und die Anbindung der Dränage an die Sill haben gezeigt, wie es zum Hangwasserstau bergseitig des Hauses Grünbacher gekommen ist.

Die geologische Situation ist auf dem Lageplan in Abbildung 8 und im geologischen Schnitt in Abbildung 9 dargestellt. Talseitig des Hauses Grünbacher steht dichte, feinteilige, zum Teil auch weiche Grundmoräne an. Örtlich ist diese Moränenschicht, die den Einhang zur Sill bildet, mit nachträglichen Auffüllungen überlagert. Die Felsoberfläche fällt hangparallel zur Sill, also steil nach Westen und gering nach Süden ein. Unter der bergseitigen Hauswand Grünbacher liegt der Fels lediglich 3 bis 4 m unter der Gebäudesohle, talseitig des Hauses befindet sich der Fels 10 bis 12 m unter dem Gelände.

Bergseitig des Hauses Grünbacher konnte keine Moräne angetroffen werden. Die Herstellung des Entwässerungsgrabens und die Aufschlussbohrungen ergaben, dass bergseitig des Hauses Grünbacher horizontal geschichtete, stark wasserführende Sillablagerungen in einer Wechsellagerung von stark durchlässigen Kiesen und gering durchlässigen Schluffen anstehen. Flächig und örtlich konzentriert strömen große Hangwassermengen aus diesen Schichten und treffen auf die Felsoberfläche und die gering durchlässige Moränenauflage. Besonders bei Starkregenereignissen und nach Regenperioden ist es zum Aufstau des Hangwasserspiegels und zu örtlich konzentrierten Abflüssen gekommen. Im Zuge solcher Ereignisse in den Jahren 1991 und 1999/2000 sind große Hangbewegungen schubartig entstanden.

Neben den Hangbewegungen sind auch Erosionen im Boden zu beobachten. Auf beiden Seiten des Hauses Grünbacher sind tiefe Erosionsrinnen sichtbar. Dieser Geländeabtrag im Untergrund ist nicht allein durch die Hangbewegung erklärbar. Besonders im Nahbereich bestehender Wasserleitungen wurde die Moräne im Untergrund abgetragen.

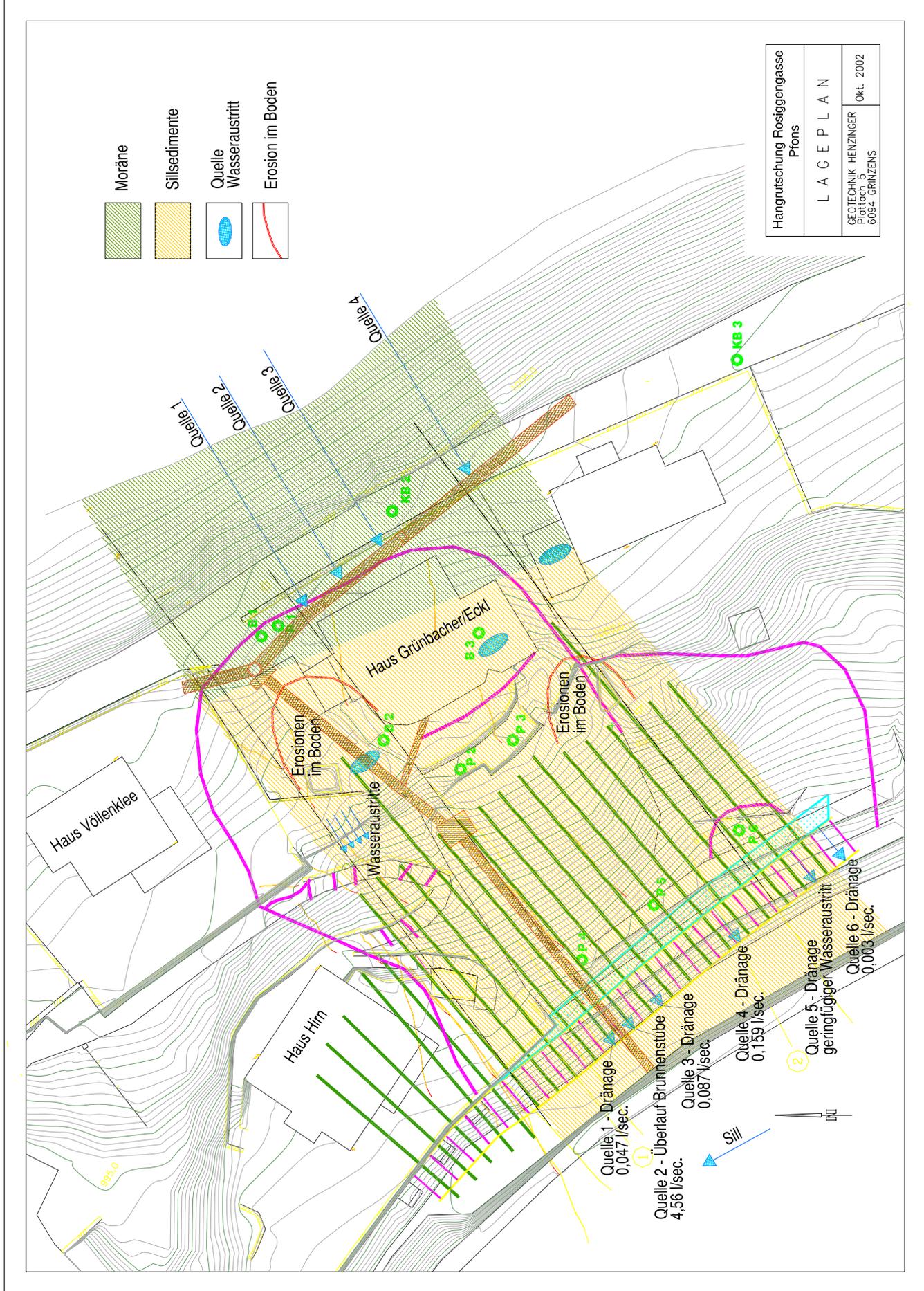


Abb. 8) Geologischer Lageplan

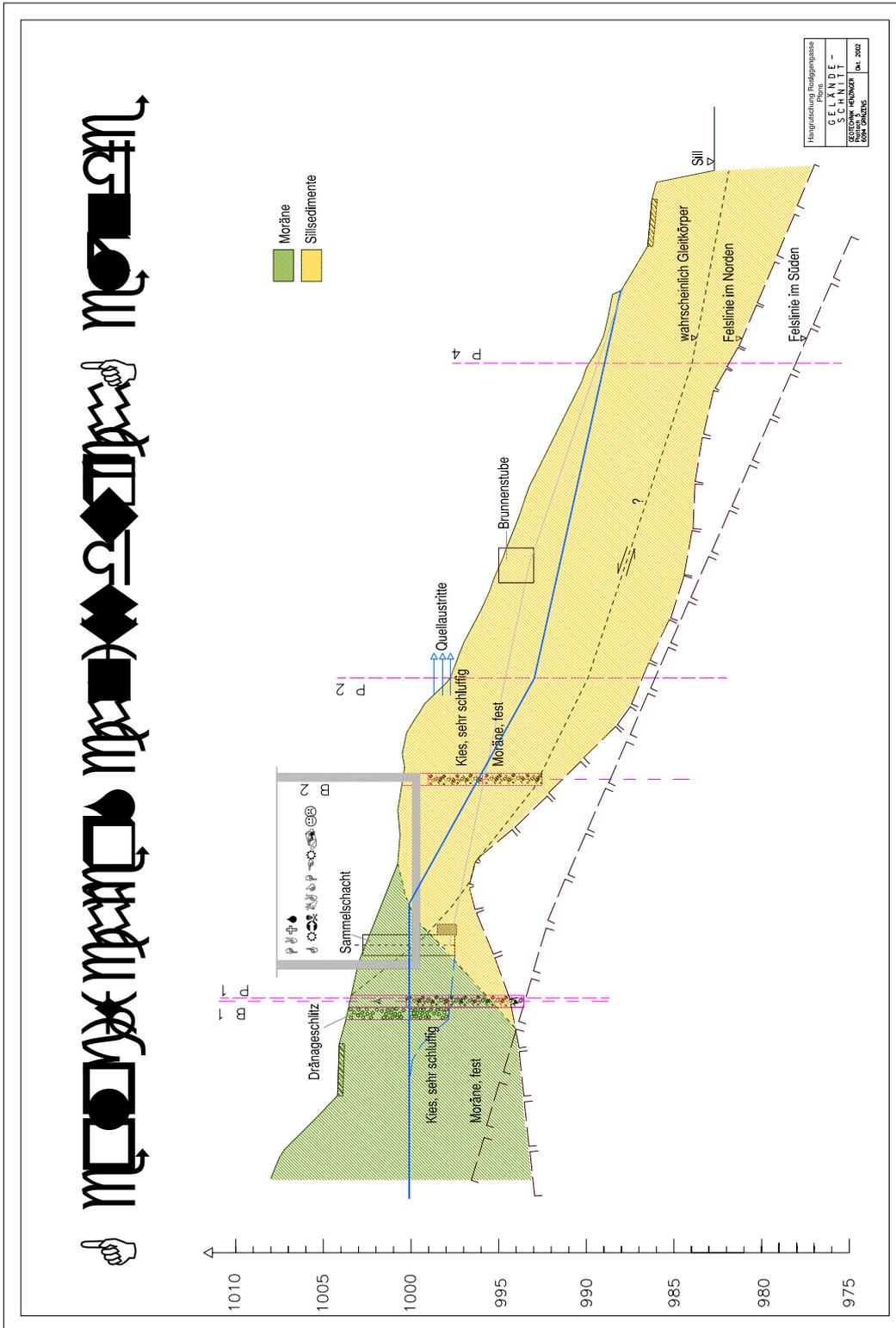


Abb. 9) Geologischer Schnitt durch das Gelände

Die Abbildungen 10 bis 14 zeigen Bilder von der Herstellung des Dränagegrabens.



Abb. 10) Entwässerungsgräben zur Sill



Abb. 11) Feinkörnige Moräne als Wasserstauer



Abb. 12) Große Wasseraustritte oberhalb der Schluffschichten



Abb. 13) Dünne Schluffschichten zwischen durchlässigen Kiesschichten

4. Stabilisierung des Einhanges zur Sill

Im Frühjahr 2001 wurde Herr Dr. W. Tropper mit der Ausarbeitung von Sicherungsmaßnahmen für die stark bewegte Böschung unterhalb des Hauses Grünbacher von der WLW, Gebietsbauleitung Mittleres Inntal, beauftragt. Mehrere Varianten wurden geprüft. Die Überlegungen konzentrierten sich auf die Herstellung einer Filterbetonpfahlwand bergseitig des Objektes Grünbacher und auf die Verdübelung des Hangfußes knapp oberhalb der Sill.

Eine Verdübelung des Hangfußes mit GEWI-Pfählen, doppelt-korrosionsgeschützt, zusammen mit zahlreichen Drainagebohrungen wurde ausgeführt.

Insgesamt wurden 23 Pfahlreihen mit je neun 12 bis 17 m langen Pfählen gebohrt. Sofort nach der Fertigstellung der Pfähle hat sich die Geländebewegung unterhalb des Hauses Grünbacher stabilisiert. Leider nicht zur Ruhe gekommen ist das Gelände im Bereich der Häuser Hirn und Völlenklee. Auch im Winter 2002 traten Bewegungen (max. 2,5 cm/Monat) auf, die Verformungen im Mauerwerk fanden weiterhin statt, es musste sogar eine vorübergehende Sperre eines Teilbereiches des Geländes verfügt werden. Zudem sind während des gesamten Winters die Wasseraustritte am orografisch rechten steilen Sackungsbereich nicht ausgeblieben. Damit hat vor allem die Absenkung des Hangwasserspiegels nicht ausreichend funktioniert, nur örtlich in geringem Ausmaß ist es zu einer geringen Wasserspiegelabsenkung gekommen. Der große Teil der Drainagebohrungen förderte kein Wasser. Im Frühjahr und Sommer 2002 hat sich die WLW, Gebietsbauleitung Mittleres Inntal, entschlossen, die Dränagiermaßnahmen zu verbessern. Unser Büro arbeitete eine tiefreichende Grabendränage aus, die nördlich des Hauses Grünbacher vorbeiführt und bergseitig des Grundstückes Grünbacher die gesamte Länge erfasst. Die Tiefenlage wurde so gewählt, dass möglichst viel Wasser gefangen und abgeleitet werden konnte. Im Bereich des Sammelschachtes, der in die Moräne einbindet, liegt das Entwässerungssystem 7,5 m unter der Rosiggengasse, am südlichen Ende liegt der Entwässerungsgraben noch 4 m unter Straßenniveau. Ein großer Teil des in diesem Abschnitt anfallenden Hangwassers konnte gefangen und einer Quellstube zugeleitet werden. 4,6 l/s werden durch diese neue Quellfassung genutzt.

Folge dieser Entwässerung war, dass auf dem Grundstück Hirn keine Hangwasseraustritte mehr zu beobachten waren und dass die Verformungen abgeklungen sind.



Abb. 14) Ortbetonbalken oberhalb der Pfahlköpfe



Abb. 15) Brunnenstube für Quellwassernutzung

5. Sanierung der betroffenen Bauwerke

Drei Objekte können als stark beeinträchtigt bezeichnet werden:

- Das fertiggestellte Haus Grünbacher, das eine Schiefstellung von 70 cm in der Diagonale aufwies und damit als nicht bewohnbar einzustufen war. Im Haus selbst sind aufgrund der guten Bauweise des Kellers kaum Risse aufgetreten. Die Herstellungskosten des Hauses betragen ca. 363.365,00 EUR.
- Die Stützmauern bergseitig des Hauses Hirn auf einer Länge von ca. 10 m sowie der Zugangsweg. Die Kosten für die Neuerrichtung betragen ca. 72.670,00 EUR.
- Die talseitige Stützmauer des Hauses Völlenklee mit einem Sanierungsbedarf von ca. 36.335,00 EUR.

Sanierung Haus Grünbacher, heute Haus Eckl:

Aufgrund der noch intakten Bausubstanz und vor allem aufgrund des bereits fertiggestellten Hauses wurde die Hebung des Hauses überlegt und geplant. Bedingung für die Geradestellung des Hauses war, dass die Entwässerungsmaßnahmen und sonstigen Sicherungsmaßnahmen nicht beeinträchtigt werden. Damit schieden Injektionen, HDBV- Unterfangungen oder einseitige Boden-entnahmen aus. Geplant wurde die Hebung des Hauses mittels hydraulischer Pressen und die Lagerung des Hauses auf insgesamt 17 GEWI-Pfählen mit einer Gebrauchslast von 570 kN. Zwei dieser Pfähle sind Schrägpfähle, um auch eine geringe Horizontalbelastung aufnehmen zu können. Nach der Hebung des Gebäudes, sie ist inzwischen abgeschlossen, wurde der freigewordene Zwischenraum zwischen Sohlplatte und Boden mit Beton verfüllt. Die anschließenden Bilder zeigen die Pressenfundamente, den Hebevorgang und die nun fertiggestellte Gründung.

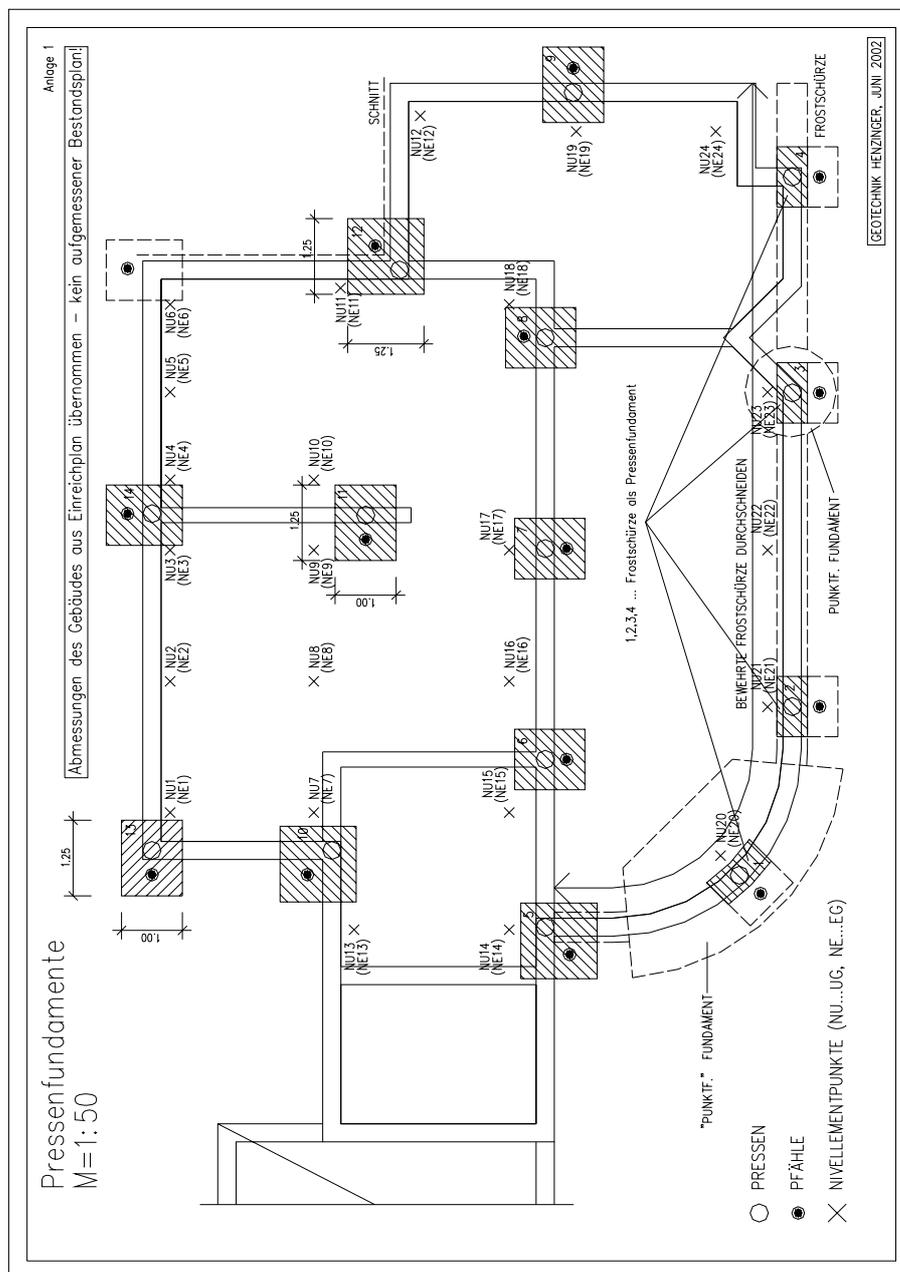


Abb. 16) Grundriss Kellergeschoß, Pressenfundamenten, Pfähle



Abb. 17) Außenfundament



Abb. 18) Innenfundament



Abb. 19) Hydraulische Anlage

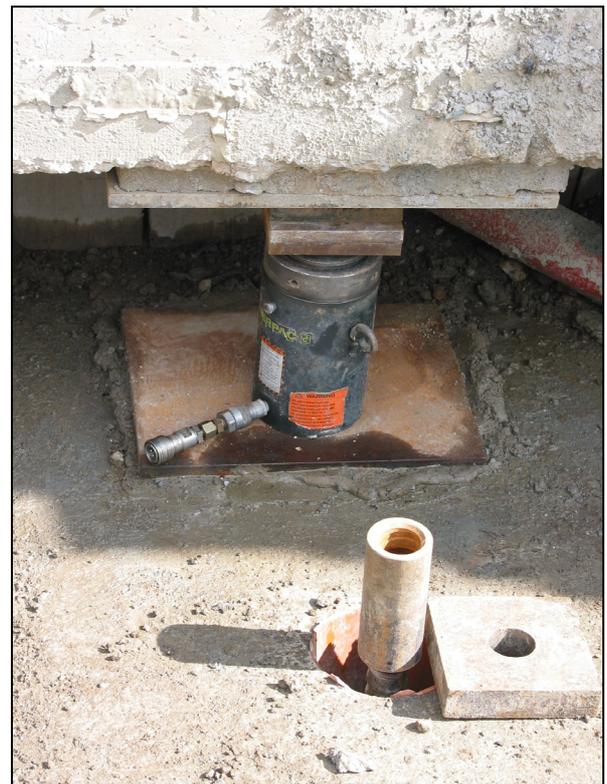


Abb. 20) Gehobenes Fundament



Abb. 21) Gehobenes Innenfundament



Abb. 22) Haus gehoben

Die nachfolgenden Bilder zeigen die Gebäudevorderseite vor und nach dem Herstellen des Fundaments (Abb. 23 und Abb. 24).



Abb. 23) Vor der Herstellung des Fundamentbalkens



Abb. 24) Nach der Herstellung des Fundamentbalkens

Sanierung Stützmauern Hirn und Völlenklee:

Die Sanierung der Stützmauern Hirn und Völlenklee wird derzeit geplant. Die Ausführung der Arbeiten ist im Herbst 2002 bzw. im Frühjahr 2003 vorgesehen.

6. Quellen

TROPPEL W. (2001): Technischer Bericht, Vorabzug, Hangrutschung Rosiggengasse

Bergstürze: Vielfalt der Mechanismen

T. H. Erismann +

Ich übernehme hier die Darbietung des letzten Vortrags von Erismann, dessen Entwurf er Anfang Juli dieses Jahres in einer letzten großen Anstrengung niederschrieb und mit zwei neuen Zeichnungen ausstattete. Er hatte die Einladung des Geoforums Umhausen dazu als Todkranker nur unter der Bedingung angenommen, dass ich den Vortrag an seiner Stelle präsentieren solle, falls er sich physisch dazu nicht in der Lage fühle. Wir besprachen alles noch kurz miteinander. Am 8. August erlag Erismann seinem Krebsleiden, knapp vor dem 81. Geburtstag. Sein ungekürzter Textentwurf steht unter Anführungszeichen in Fettdruck. Die minimalen formalen Änderungen hätte Erismann mit Sicherheit selber gewünscht, wäre uns mehr gemeinsame Zeit geblieben.

H. Heuberger

„Wollte man das Thema dieses Vortrages nach charakteristischen Mechanismen ordnen, müsste man wohl eine dreiteilige Struktur wählen mit den Abschnitten:

- 5 Kilometer Bananenschalen,
- der kluge Bauarbeiter, und
- der Sprung von der Schaukel

Der Ernst von Ereignissen, die zum Teil Tausende von Menschenleben vernichtet haben, verbietet aber wohl solch einen spielerischen Umgang schon in der Überschrift. Trotzdem mag es nützlich sein, das Spielerische nicht links liegen zu lassen, da es wesentlich zum Verständnis beizutragen vermag.

Es handelt sich im Folgenden um drei Bergstürze“ (Erismann/Abele 2001, 12-25, 49-59, 80-101):

- „Pandemonium Creek in Kanada,
- Val Pola in Italien und
- Huascarán in Peru.

Auf den ersten Blick sind deutliche Ähnlichkeiten nicht zu übersehen:

- Alle drei Bergstürze führen mit hoher Geschwindigkeit aus steilen Ausbruchgebieten nieder,
- alle drei reichten weiter als der Durchschnitt anderer Bergstürze gleichen Kalibers, so dass eine gemeinsame Ursache dieser großen Reichweite auf der Hand zu liegen schien. Eine genauere Untersuchung der ursächlichen Zusammenhänge zeigt aber das eindeutige Gegenteil einer solchen Übereinstimmung, und jeder dieser Bergstürze entpuppt sich als eingefleischter Individualist.“

Zu Pandemonium-Creek:

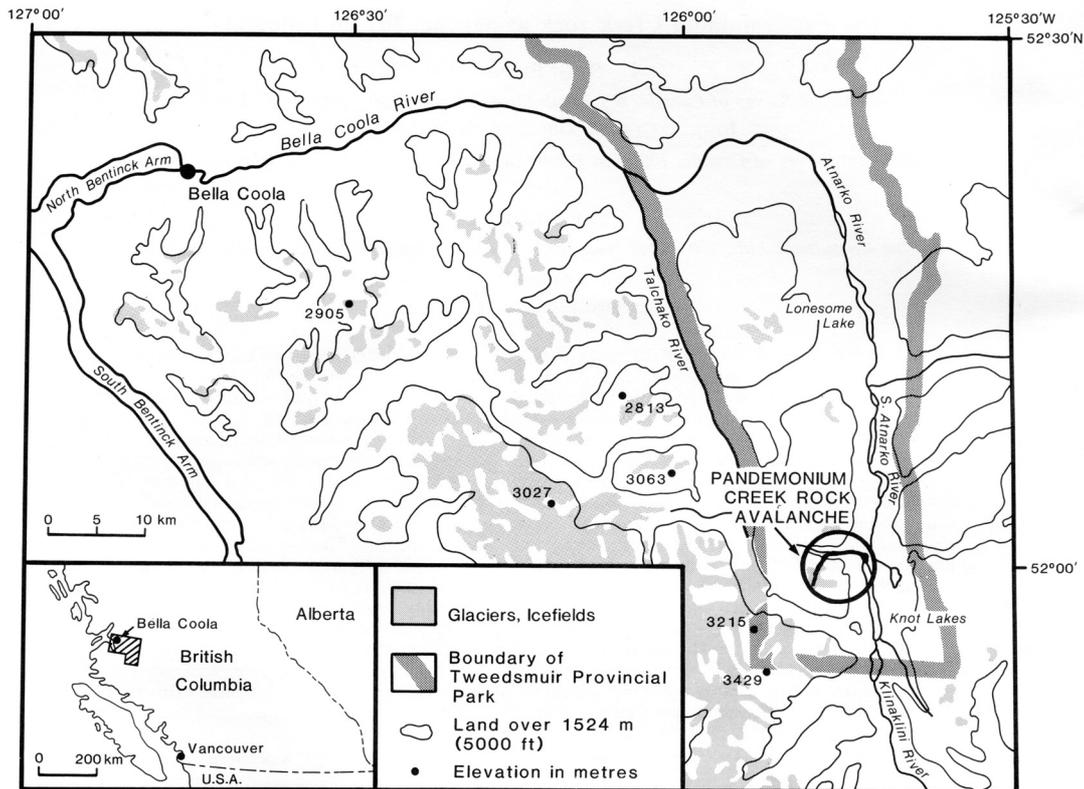
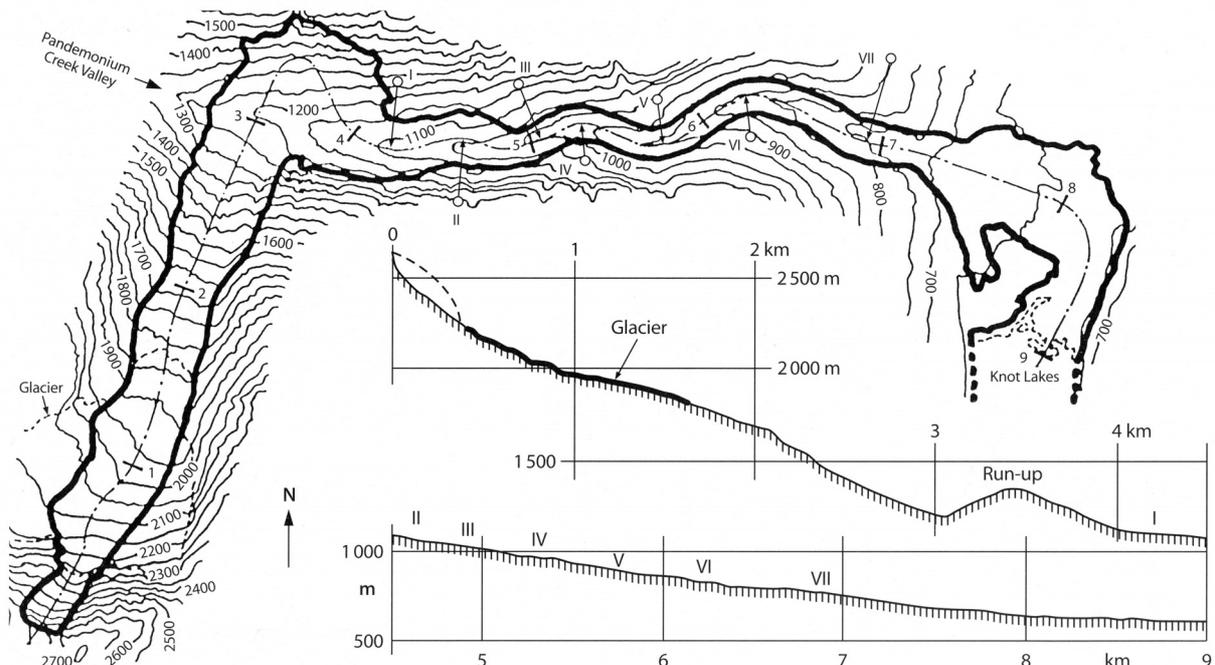


Abb. 1 Pandemonium-Creek-Bergsturz 1959, Lage (Evans 1989, 428).

Der Bergsturz ereignete sich 1959. Da das Gebiet unbesiedelt ist, wurde er nicht beobachtet. Aussagen von Leuten, die damals in diese Gegend kamen, ergaben als wahrscheinlichste Zeit des Ereignisses Juli 1959. Auslösende Ursachen wie Erdbeben oder Starkniederschläge konnten für diese Zeit nicht festgestellt werden. Genauere Untersuchungen (Evans et al. 1989;) ergaben folgende Rekonstruktion des Ereignisses:



Ab. 2: Pandemonium-Creek-Bergsturz: Karte, Profile (Erismann/Abele 2001, 17)

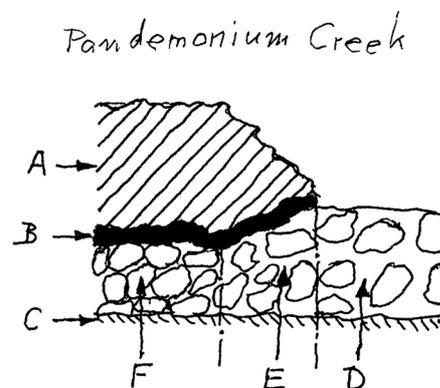
Von einem namenlosen, 2.709 m hohen vergletscherten Gipfel brach mit einer Obergrenze von 2.625 m eine Gneismasse von rund 5 Mio m³ ab, fuhr auf einen Gletscher nieder und nahm

dabei zweifellos Wasser auf. Die Trümmermasse erreichte 1.425m tiefer das Pandemonium-Tal, raste durch dieses weiter bis ins Haupttal, das Atnarko-Tal, und kam erst im größten der Knot-Seen zum Stehen.

Die Bergsturzmasse ist mit 5 Mio. m³ verhältnismäßig klein. Der Tschirgant-Bergsturz an der Öztalmündung hat gut das 40-fache Volumen, der Bergsturz von Köfels das 600-fache. Dass die Bergsturzmasse über die Hänge bis zum Pandemonium-Tal hinab mit einer Durchschnittsneigung von 24° ein Tempo von fast 140 km/h erreichte, ist nicht verwunderlich. Dass die Trümmermasse aber dann auf einer ziemlich flachen Talsohle noch weitere 5 km bis ins Haupttal hinausfuhr, war zunächst ein Rätsel. Nach einer bewährten Formel wäre bei dieser Masse die dreifache Neigung der Talsohle zur Überwindung einer solchen Strecke nötig gewesen. Wie war das möglich?

„Was einem passiert, der auf eine Bananenschale tritt, ist jedermann vertraut und kann von einem harmlosen Rutscher bis zu einem Sturz reichen. Der dabei wirksame Mechanismus ist weniger bekannt: Der Druck des Körpergewichtes auf die Schuhsohle setzt auch das unweigerlich vorhandene Wasser der Schale unter Druck, das in der Folge einerseits seitlich zu entweichen sucht, andererseits aber seinen Druck teilweise auf die Schuhsohle überträgt und damit die Reibung bis zum Rutschen reduzieren kann.

Etwas Ähnliches kann zwischen einer Sturzmasse und der wassergesättigten Kiesfüllung einer Talsohle geschehen. Durch die Bergsturzmasse wird auch hier Wasser unter Druck gesetzt und übt – sofern es nicht seitlich entweicht,“ (und das kann es in dem relativ engen Pandemoniumtal nicht) „eine mittragende und folglich reibungsvermindernde Kraft auf die Sturzmasse aus.



- A = Masse des Bergsturzes
- B = Unterste Schicht von A, meist impermeabel
- C = Unterlage (Gleitbahn)
- D = Locker liegende Füllung
- E = Füllung im Kompressionsvorgang
- F = Komprimierte Füllung (Raum für Wasser verengt; Druck erhöht, wirkt zum Teil mittragend und damit Reibung massiv reduzierend)

Abb. 3: Prozess der „Wasserschmierung“ eines Bergsturzes (Originalentwurf Erismann)

Die Bergsturstrümmermasse von Pandemonium Creek „reiste“ auf diese Weise 5 km weit auf einer Talsohlenneigung von knapp 7¹/₂° (siehe Abb. 2), die der Neigung eines

Murschwemmkegels entspricht. „Dabei behielt sie (wie Überhöhungsmessungen in weiten Kurven belegen) eine fast konstante Geschwindigkeit von knapp 100 km/h bei – ein Beweis für wenig veränderte Reibungsverhältnisse unterwegs. Die „Bananenschale“ leistete es sich, eine Länge von 5 km anzunehmen...“



Abb. 4: Tal des Pandemonium Creek: Seitliche Schwingungen des Bergsturzes (Erismann/Abele 2001, 16, nach Foto Evans 1989, 437)

Zu Val-Pola:

Diesen Bergsturz studierte Erismann persönlich im Gelände gemeinsam mit italienischen Geologen. Über der Val Pola, einem kleinen rechten Seitengraben des Veltlin, also des Adda-Tales, erhebt sich der Monte Zandila 2.936 m hoch, von dem der Bergsturz 1987 niederbrach.

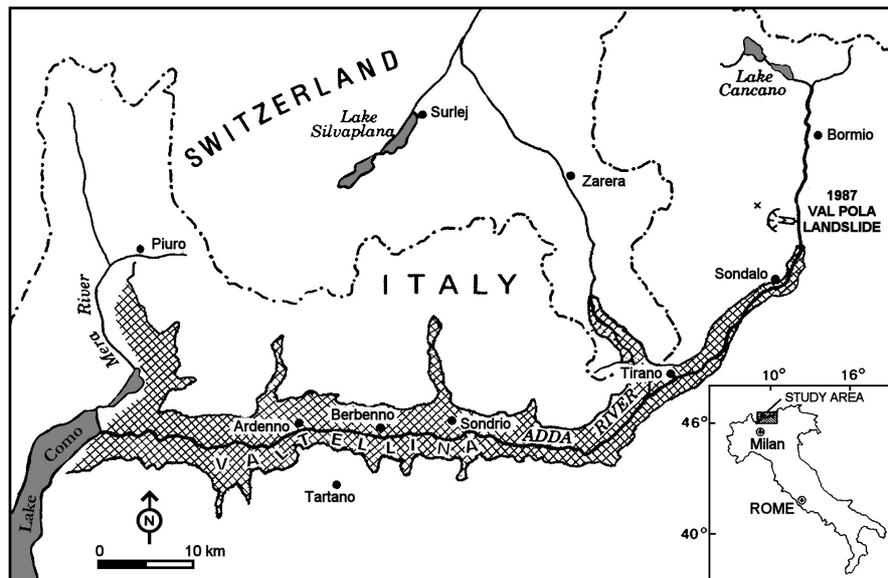


Abb. 5: Val-Pola-Bergsturz 1987, Lage (nach Costa 1991, 17)

In den zehn Tagen zuvor waren vier Tage lang außergewöhnliche Niederschläge gefallen, die im Einzugsgebiet der Adda über 500 Massenbewegungen ausgelöst hatten. Eine davon aus der Val Pola hatte als Murkegel begonnen, die Adda zu einem See aufzustauen. Drei Tage vor dem Bergsturz meldeten Geologen 700m unter dem Gipfel des M. Zandila eine 600 m lange Felsspalte, die sich wahrnehmbar vergrößerte. Steinschlag und kleine Felsstürze nahmen hier zu. In Erwartung des Bergsturzes wurden zum Schutz der Bevölkerung und der Kulturlandschaft vorbildliche Maßnahmen ergriffen.

Am Morgen des 28. Juli brach von der Ostflanke des M. Zandila der erwartete Bergsturz nieder.



Abb. 6: Der M. Zandila mit der Abbruchnische, Val Pola (Foto Erismann 1995 in Erismann/Abele 2001, 50)

Es stürzten rund 32-40 Mio. m³ Fels herab, also mit knapp dem achtfachen Volumen der Bergsturzmasse des Pandemonium Creek.

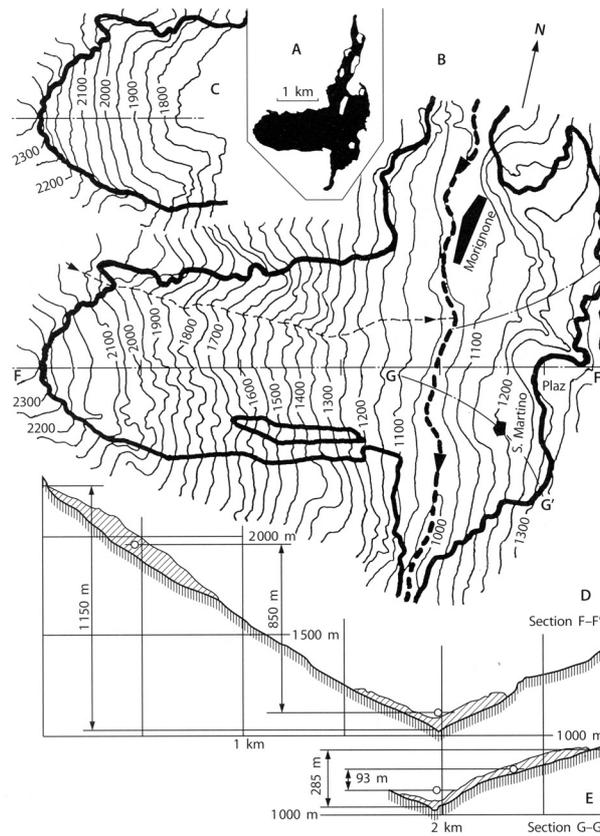


Abb. 7: Val-Pola-Bergsturz: Karten, Profile (Erismann/Abele 2001, 52)

„Hier handelt es sich um den kompliziertesten Fall, der mit Vorteil etwas näher beschrieben wird. Die Sturzmasse wurde nämlich durch einen sehr massiven Felsklotz“ („Plaz“) „im Gegenhang regelrecht entzwei geschnitten, so dass ein linker (nördlicher) und ein rechter (südlicher) Arm entstand.“



Abb. 8: Val-Pola-Bergsturz, Teilung der Trümmersmasse durch den Felssporn Plaz; rechts der neue Adda-Stausee (Erismann/Abele 2001, 51: Schweizer Luftwaffe)

In der Folge wird nur vom linken Arm die Rede sein, der praktisch das ganze Schadenspotenzial in sich trug. Die Sturzmasse dieses Arms stieg auf der linken Haupttalseite etwa 300 m hoch, machte dann aber kehrt, überfuhr – gewissermaßen von hinten her - das evakuierte Dorf Morignone und tauchte in den See, der sich eben dort gebildet hatte. Die Folgen dieses Überfahrens waren katastrophal.

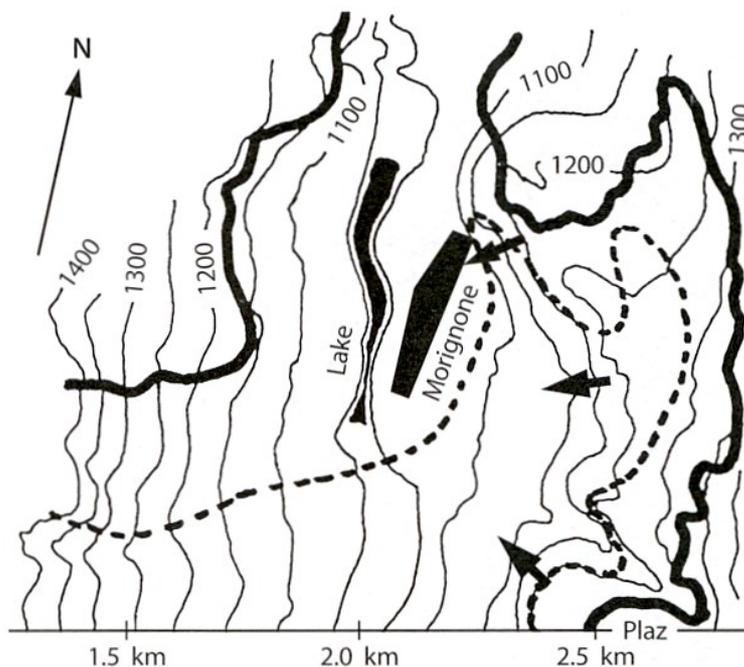


Abb. 9: Neuer Adda-Stausees bei Morignone, Karte (Erismann/Abele 2001, 54)

Wenn ein kluger Handwerker den Auftrag erhält, eine größere Menge Mörtel (oder anderes halbflüssiges Material) gleichmäßig auf eine horizontale Fläche zu verteilen, dann schaufelt er nicht wild drauf los, sondern wendet eine wesentlich rationellere Methode an: Er schiebt den Mörtel vor seiner Schaufel her und beschleunigt diese so, dass der Mörtel durch seine Trägheit ein hübsches Stück an der Schaufel empor klettert, bis ein abschließender (nicht einmal besonders energischer) Stoß der Schaufel der im Hochsteigen des Mörtels gespeicherten potentiellen Energie noch eine Portion von kinetischer Energie beifügt. So kann bei relativ geringem Kraftaufwand fast die doppelte Energie in das Medium gelangen, hier also in den Mörtel. Etwas ganz Ähnliches geschah mit dem Bergsturz von Val Pola: Indem die Sturzmasse in den angestauten See tauchte, hob sie dessen Wasser und vermittelte ihm damit potentielle Energie, die sich im Lauf der weiteren nieder gleitenden Bewegung in kinetische Energie wandelte. Anders wäre es nicht leicht zu erklären gewesen, dass die Vegetation bis gut über 150 m über der damaligen Talsohle (immer noch mehr als 100 m über der heutigen) die Vegetation vernichtet werden konnte.

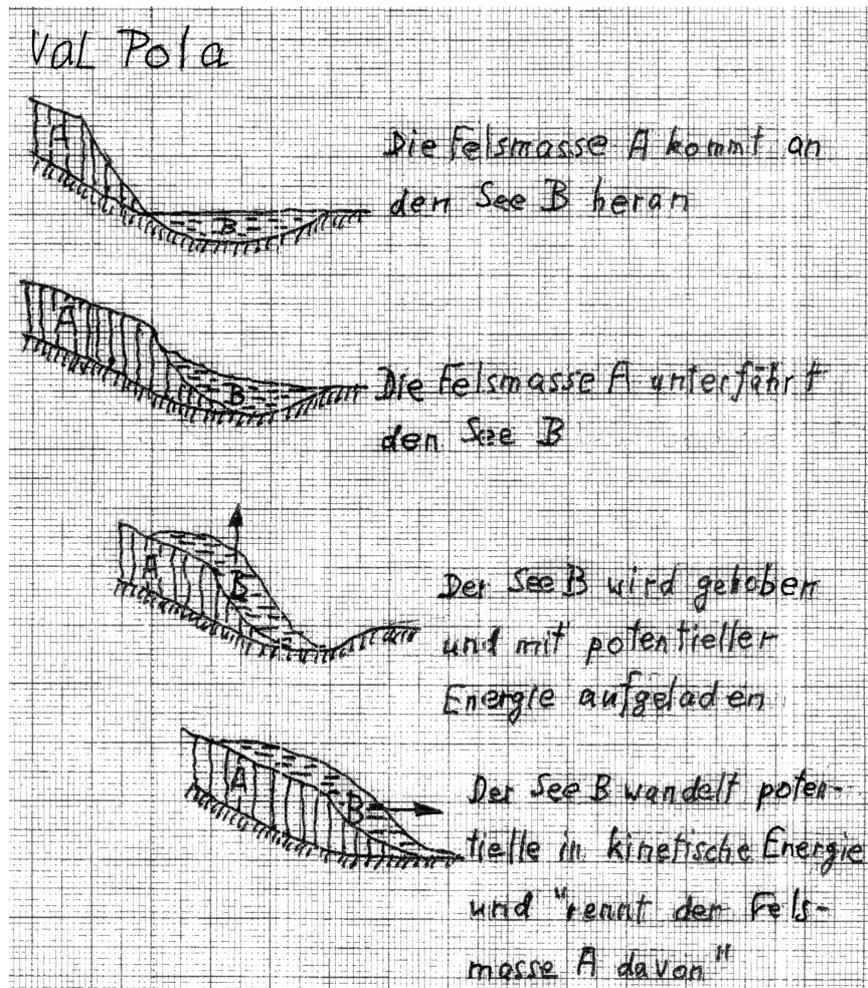


Abb. 10: Prozess der Verdrängung des Bergsturz-Stausees bei Morignone durch die Sturzmasse (Originalentwurf Erismann)



Abb. 11: Durch Wasserdruck vernichtete Vegetation über dem verdrängten Bergsturz-Stausee von Morignone (Foto Erismann in Erismann/Abele 2001, 57)

Wichtiger noch: dass eine Welle von etwa 150 m Höhe entstand, deren Ausläufer gut zwei Kilometer talaufwärts bis Aquilone liefen, wo dadurch 20 schwer vorhersehbare Todenopfer zu beklagen waren.

Es darf an dieser Stelle nicht unerwähnt bleiben, dass insgesamt durch z. T. erzwungene Evakuierungen“ von 3.500 Personen „Hundertern von Menschen das Leben bewahrt werden konnte. Einzig sieben Arbeiter wurden direkt vom Bergsturz erfasst, als sie einen Entwässerungsgraben auszuheben versuchten. Diese tapferen Männer wussten um die Gefahr, die sie bedrohte, und gehen als Helden der Arbeit in die Geschichte der Bergstürze ein.“

Zum Huascarán:



Abb. 12: Übersichts-Aufnahme des Berg- und Gletschersturzes vom Huascarán 1970, Panoramafoto vom Hang der Cordillera Negra von W. Welsch

„Das Ereignis vom Huascarán 1970, mit über 18.000 Todesopfern das schrecklichste in der Geschichte der Bergsturzkatastrophen, setzt neue Maßstäbe in Höhendifferenz (4.000 m) und zurückgelegter Strecke (16.000 m).“

Der Doppelgipfel des Huascarán krönt in Peru die Cordillera Blanca. Eis- und Felsabbrüche vom etwas niedrigeren Nordgipfel (6.654 m) verursachten 1962 und 1970 gewaltige Katastrophen.

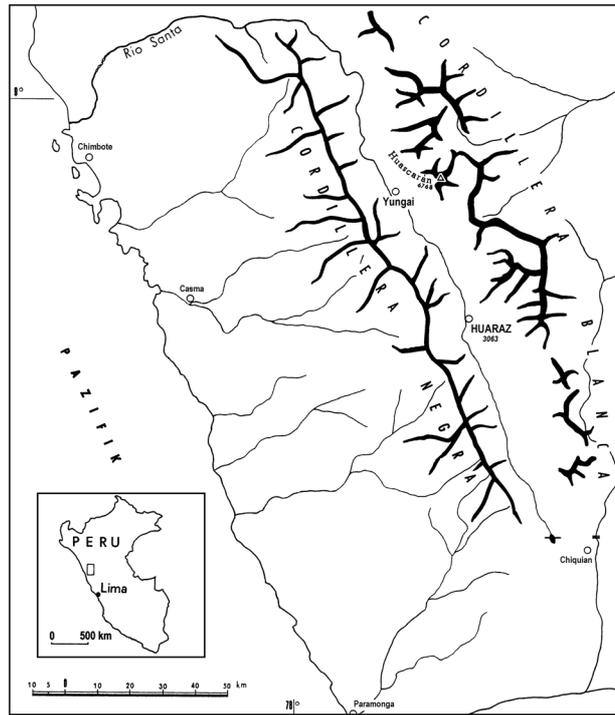


Abb. 1: Skizze der Cordillera Blanca und der Cordillera Negra, Peru. — Karte 1:200 000, - - - Karte 1:100 000 Nordblatt, - · - · - Karte 1:100 000 Südblatt, - - - - Karte 1:25 000 der Huascarán-Gruppe.

12

Abb. 13: Lage des Huascarán (nach Hofmann 1983, 12)

Das breite Santa-Tal trennt die Weiße und die Schwarze Kordillere von einander .

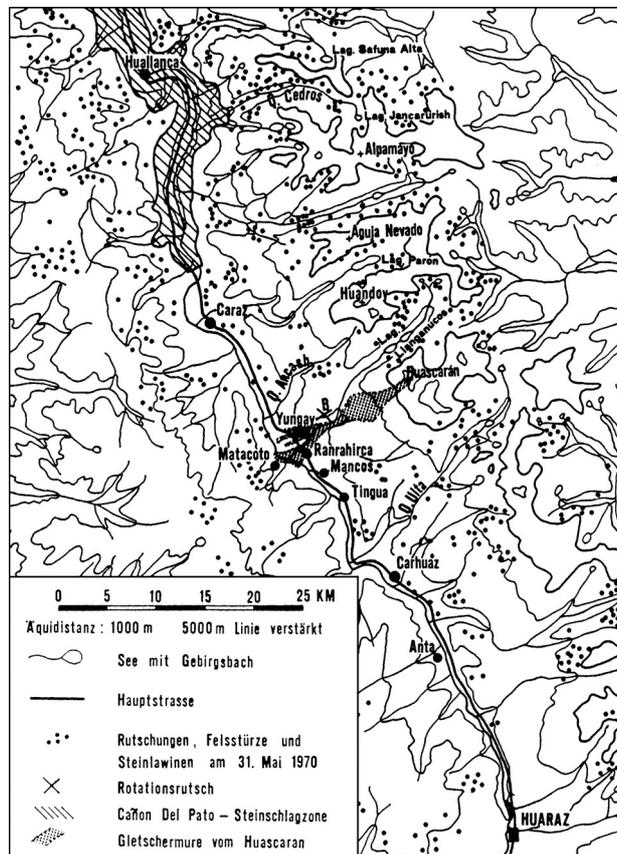


Abb. 14: Santa-Tal im Bereich des Huascarán (nach Stadelmann 1983, 55)

Wir betrachten das jüngere Massenbewegungs-Ereignis. Auf Abb. 14 erkennt man die Lage des Unglücksdorfes Ranrahirca, das durch die erste Katastrophe 1962 mit acht weiteren Dörfern und insgesamt 4.000 Bewohnern ausgelöscht wurde. Ein Bergrücken schützte damals die Stadt Yungay. Doch nach dem Ereignis von 1970 lag auch sie mit dem größten Teil der gesamten 18.000 Todesopfer der Katastrophe unter den Sturzmassen begraben. Abb. 14 zeigt am Gegenhang, dem Fuß der Cordillera Negra, auch das Dorf Matacoto. 1962 blieb es außer Gefahr (Abb. 16). Doch 1970 brandeten hier die Sturzmassen gut 80 mempor und raubten dem Ort 60 seiner Bewohner.

Für die Katastrophe von 1962 wurde keine auslösende Ursache bekannt. Den noch größeren Berg- und Gletschersturz von 1970 löste jedoch die größte bekannte Erbebenkatastrophe der westlichen Hemisphäre aus mit insgesamt 70.000 Todesopfern (Stadelmann 1983, 51f.).

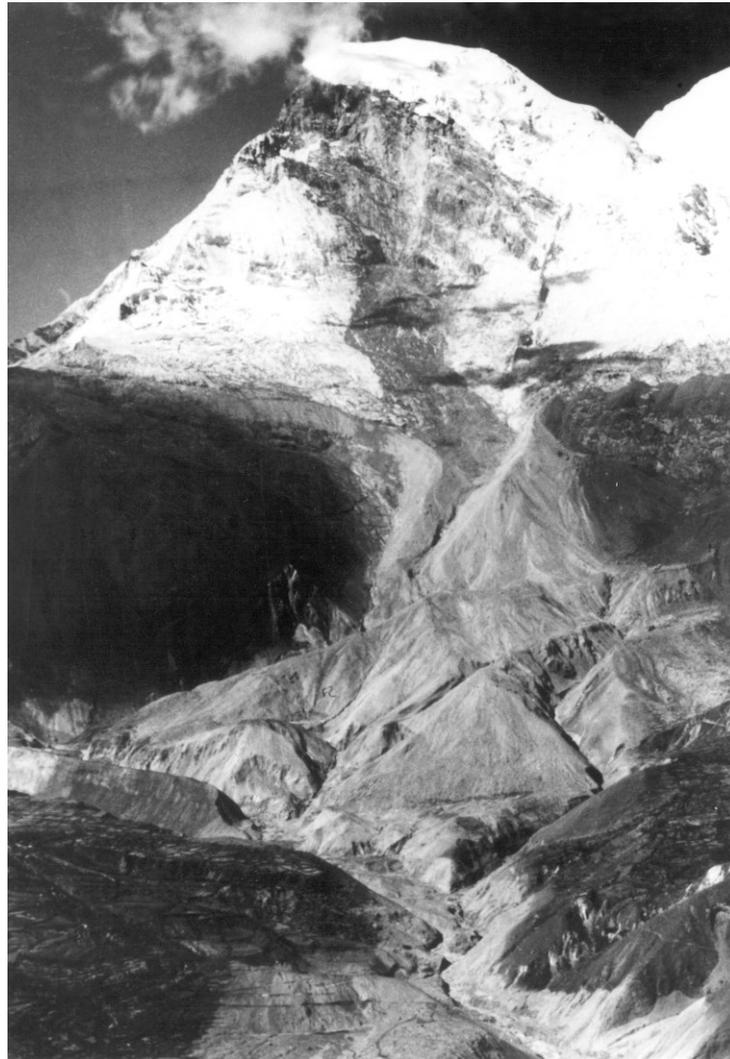


Abb. 15: Berg- und Gletschersturz vom Huascarán 1970. (Foto W. Welsch in Erismann/Abele 2001, 86)

Infolge dieses Erdbebens am 31. Mai 1970, 15.23 Uhr, brachen Felsteile vom Pico Norte des Huascaráns ab samt dem darauf liegenden Eis mit wesentlich geringerem Volumen. Die Gesamtmasse schätzte Erismann auf 50 Mio m³ – das ist gut die Größenordnung des Val-Pola-Bergsturzes. Nach fast 800m in nahezu freiem Fall prallte die Sturzmasse auf den Gletscher Nr. 511 und nahm durch dessen Eis und Firn zweifellos noch weitere Wassermengen auf. Das verminderte die innere Reibung, bedeutete also eine Schmierung. Auf dem Gletscher verwandelte sich die Sturzmasse in einen Schlammstrom, der in der Literatur als Gletschermure

bezeichnet wird. Abb. 15 zeigt ihren Weiterweg über die neuzeitlichen Moränenwälle des Gletschers hinweg bis zu dem Punkt, wo die kleinen Täler trichterförmig im Shacsha-Tal zusammenlaufen. Bis dahin hatte die Sturmzone horizontal achteinhalb Kilometer zurückgelegt, zugleich aber auch die gewaltige Sturzhöhe von 3.600m. Sie schoss weiter durchs Shacsha-Tal, hinweg über das glücklicherweise noch kaum wiederbesiedelte Unglücksdorf Ranrahirca (Stadelmann 1983, 63).

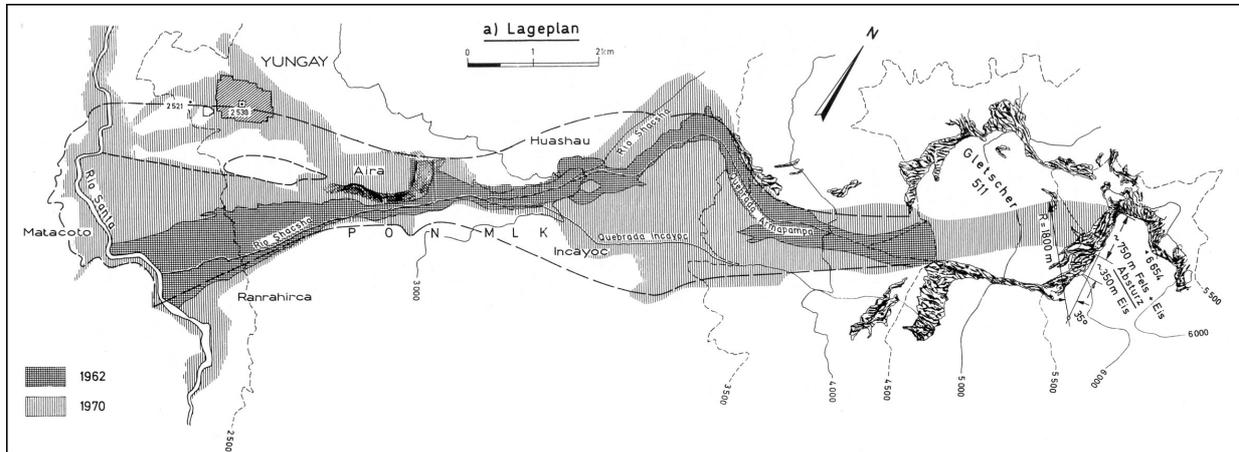


Abb. 16: Die Berg- und Gletscherstürze vom Huascarán 1962 und 1970 (nach Körner 1983, 74)

Sie staute den Santa-Fluss zu einem 2 km langen See. Dieser durchbrach bereits nach einer halben Stunde den 20 m hohen Bergsturziiegel und raste mit einer in der folgenden Schlucht 20 m hohen Flutwelle talabwärts (Stadelmann 1983, 64) – ein bedrohliches Beispiel für die Beziehung Wasser / Massenbewegungen, das Tagungs-Kernthema. Zum Glück aber begriffen dort die Bewohner, durch das Erdbeben bereits aufgeschreckt, was das vorübergehende Austrocknen des Flussbettes bedeutete. Sofort flohen sie an den Talhängen empor. So gab es glücklicherweise im unteren Santatal durch diese Flutwelle nur wenige Tote.

Doch wie kam es zur Entstehung des zweiten Armes der Bergsturzmasse, der nach Überwindung eines fast 120 m hohen Berghanges das Dorf Aira und die Stadt Yungay vernichtete? Voraussetzung dafür sind die Geschwindigkeitsberechnungen für die Sturzmasse. Worauf gründen sie sich?

Das auslösende Erdbeben ist durch die Seismographen sekundengenau festgehalten. Außerdem liegen ziemlich präzise Zeitangaben von Augen- und Ohrenzeugen über den Ablauf der Katastrophe vor. Anhaltspunkte liefern auch die Aufstiegshöhen der Sturzmassen an den seitlichen Hängen und am Gegenhang. Daher gab es bereits umfangreiche Berechnungen und ein Modell für die Geschwindigkeit der Sturzmassen in den verschiedenen Phasen. Erismann überprüfte erneut dieses gesamte Material minutiös, rechnete als brillanter Mathematiker und Physiker jede Einzelheit nach (auch noch weiterhin nach Erscheinen seines Buchs) und kam zu abweichenden, besser gesicherten Werten. Sie lagen fast durchwegs unter den bis dahin veröffentlichten Geschwindigkeitsangaben. Hier die Ergebnisse:

- Die Sturzmasse kam beim Absturz über die Gipfelwand des Huascarán-Nordgipfels mit rund 335 km/h der freien Fallgeschwindigkeit von 382 km/h nahe.
- In der Verengung der Sturzbahn im Shacsha-Tal und dann weiterhin lag die Geschwindigkeit bei etwa 145 km/h.
- Beim Überfahren von Yungay betrug das Tempo der Sturzmasse weniger als 145 km/h.
- Bei Erreichen des Gegenhangs unterhalb von Matakoto lag die Geschwindigkeit unter 95 km/h.

Ein Beispiel für Zeugenberichte als Berechnungsgrundlagen betrifft in Yungay eine Stelle von besonderer Dramatik: Dort konnten sich 93 Menschen noch rechtzeitig auf den Friedhofshügel retten. Unter ihnen befanden sich zwei Geophysiker. Dem einen von ihnen verdanken wir genaue Zeitangaben.



Abb. 17: Der aus den Sturzmassen ragende Friedhofshügel von Yungay (Erismann/Abele 2001: Flugfoto Welsch 1983, 45)

Unmittelbar nach den letzten Erdbebenstößen vernahmen sie ein tiefes Grollen vom Huascarán her und sahen dort den Gipfel von einer grauen, rasch sich verdunkelnden Wolke verhüllt. Das tiefe Grollen kam vom Aufprall der Sturzmasse auf den Gletscher 511 – mit den 40 Sekunden Verzögerung, die der Schall von Gletscher 511 bis Yungay brauchte. Die Geophysiker – der eine mit seiner Frau - sprangen aus ihrem Pritschenwagen und rannten zum rund 150m entfernten Friedhofshügel. Bei Erreichen der untersten Friedhofsterrasse schaute der Berichtende nach oben: Er sah die Schlammflut über den Rücken von Aira schwappen und auf Yungay zurasen. Und als sie die 3. Terrasse erreicht hatten, brandete die Schlammflut mit lautem Knall bis zu dieser 3. Terrasse empor – 5m von ihnen entfernt. Der Berichtende hat später seinen Lauf wiederholt und mit 100 Sekunden gestoppt. So ergibt sich eine Mindestzeit von 150 Sekunden für den Weg der Sturzmasse von der Aufprallstelle auf Gletscher 511 bis zur Überwindung des Rückens von Aira.

Nun aber kommen wir zum Kernstück: Die von Erismann berechneten rund 145 km/h der Sturzmasse unter dem Bergrücken von Aira lagen beträchtlich unter den Geschwindigkeitswerten früherer Berechnungen. Sie reichten allein nicht aus für die Überwindung des rund 120 m hohen Bergrückens von Aira durch die Sturzmasse. Wie konnte diese trotzdem über den Sattel von Aira hinwegrasen?

„Ist schon der Unterschied der Mechanismen zwischen den Ereignissen von Pandemonium Creek und Val Pola frappierend, so führte die Sturzmasse vom Huascarán 1970 ein regelrechtes Kabinettstück der Wegverlängerung vor. Und ausgerechnet dieses Kabinettstück bewirkte das unerhörte Ausmaß der Katastrophe.“

Wenn ein Kind die Absicht hat, nach einigen Schwüngen auf einer Schaukel in möglichst weitem Bogen abzuspringen, dann wird es natürlich dem „Schwung-Holen“ unmittelbar vor dem Abspringen besondere Aufmerksamkeit widmen und wird den letzten Schwung möglichst genau synchron mit dem bis dahin Erreichten an Schwung ausführen.

Nun gingen beim Huascarán-Ereignis dem alles entscheidenden Überfahren des Sattels von Aira mehrere hin- und her gehende Schwünge der Sturzmasse voraus. So lag es nahe, das“ nachträglich an den Talhängen noch erkennbare „Schwungsverhalten der Masse in diesem Bereich unter die Lupe zu nehmen.

In der Regel konnte keine Korrelation zwischen dem Gang der Hin- und Herbewegung und der Eigenfrequenz der als Pendel in ihrer „Bobbahn“ schwingenden Masse festgestellt werden. Aber siehe da: Ausgerechnet beim letzten Schwung bestand eine starke positive Korrelation, so dass die Masse – wie die oben erwähnte Kinderschaukel – eine besonders wirksame Beschleunigung erhielt, gerade genug, um einen kleinen Teil der Sturzmasse über den Sattel von Aira zu treiben; leider aber auch genug, um ein blühendes Städtchen dem Erdboden gleich zu machen..... Physikalisch betrachtet, handelte es sich dabei um ein Resonanzproblem.

Da stehen also die Drei:

- ein exotisches Druck-Wasser-Schmiersystem,
- eine vertrackte „Manipulation“ von potentieller und kinetischer Energie, und
- eine Resonanzwirkung, gleichsam Davids Schleuder im Großformat.

Wer wird behaupten wollen, es bestünden wesentliche physikalische Ähnlichkeiten zwischen den dreien, und wer wird vergleichbare Wegverlängerungen vermuten? Natürlich sind diese Fragen schon mit ihrer Stellung beantwortet.

Das hat mehr als nur akademische Bedeutung. Seit es GPS und ähnliche Systeme gibt, mit denen Punkte rasch und positionsgenau erfassbar sind, wird einfacher und schneller an Gefährdungskarten gearbeitet, bei denen freilich für Bergstürze als wichtigster Parameter nur die Neigung zwischen Abriss und Schadstelle verwendet wird. Die GPS-Gläubigen werden sich noch einiges Wesentliche einfallen lassen müssen, bis ein wirklich brauchbares System der Schadensvorhersage zur Verfügung stehen wird.“

Dank

Für die freundliche Bewilligung der Wiedergabe der Abbildungen sei bestens gedankt: den Herren Kollegen C. E. Costa (Abb. 5), S. G. Evans (Abb. 1, 3), H. J. Körner (Abb. 16), J. Stadelmann (Abb. 14), W. Welsch (Abb. 12, 15, 17), dem Kommando Fliegerbrigade der Schweizer Luftwaffe (Abb. 8); der Schweizerbartschen Verlagsbuchhandlung, Stuttgart (<http://www.schweizerbart.de>) für die Zeitschrift für Geomorphologie (Abb.5) und dem Universitätsverlag Wagner, Innsbruck, für die Reihe „Hochgebirgsforschung“ (Abb. 13, 14, 16, 17).

Erwähnte Literatur

- Costa C. E. 1991: Nature, mechanics, and mitigation of the Val Pola landslide, Valtellina, Italy, 1987-1988. Zeitschrift für Geomorphologie, NF, 35, 15- 38
- Erismann T. H. – Abele G., 2001: Dynamics of rockslides and rockfalls. Springer, Berlin, Heidelberg, New York etc. , 316 Seiten
- Evans S. G., Clague John J., Woodsworth G. J., and Hungr O., 1989: The Pandemonium Creek rock avalanche, British Columbia. Canadian Geotechnical Journal 26, No. 3, 427-446
- Hofmann W., 1983: Zur Aufnahme und Bearbeitung der Huascarán-Karte 1: 25 000, 11-16
- Körner H. J., 1983: Zur Mechanik der Bergsturzströme vom Huascarán, Perú. Hochgebirgsforschung 6, Innsbruck, 71-110
- Stadelmann J., 1983: Zur Dokumentation der Bergsturzereignisse vom Huascarán. Hochgebirgsforschung 6, Innsbruck, 51-70
- Welsch W., 1983: Begleitworte zum Höhenlinienplan 1:25 000 der Bergsturmure vom Huascarán am 31. Mai 1970. Hochgebirgsforschung 6, Innsbruck, 31-50

Vortrag am 18.10.2002

11:20 – 11:50

**„Beitrag der Forstwirtschaft zum Erosionsschutz
am Beispiel eines Praktikers“ Maßnahmen zur Stabilisierung, Herbst 2003**

DI Siegfried Tartarotti, Leiter der Bezirksforstinspektion Hall

Münzergasse 14, 6060 Hall

Vortrag vor dem Geoforum 2002 in Umhausen am 18. Oktober 2002 mit Dias

Seit 21 Jahren Leiter der Bezirksforstinspektion Hall, östlich von Innsbruck, umfaßt 20 Gemeinden. Vom ersten bis zum heutigen Tag habe ich immer wieder auch mit Erosionsproblemen in diesem dicht besiedelten Raum mit seinen steilen Tälern zu tun.

Etwa 40 %, das sind ca. 500.000 ha der Landesfläche von Tirol, bestehen aus Wald.

Von den Auwäldern in den Tälern bis zu den meist ausgedehnten Wäldern in der Hochlage, die bis über 2.000 m Seehöhe reichen, werden diese Wälder seit vielen Jahrhunderten in irgendeiner Weise bewirtschaftet, vielfältig genutzt, z. B. beweidet, und in letzter Zeit auch immer intensiver benutzt.

Dieses Bewirtschaften reicht von steten Eingriffen, vor allem auch Nutzungen, die noch vor wenigen Jahrzehnten Anlass zur Sorge gegeben haben, weil sie auch in Form von Überschlägerungen und Großkahlhieben erfolgten, bis zu Unterlassungen, die man gerade in heutiger Zeit immer öfter antrifft.

Als Beispiele von Unterlassungen in der Waldbewirtschaftung darf ich mangelnde Pflegemaßnahmen, das Liegenlassen von Holz in Bachläufen oder Abzugsgräben oder auch Mindernutzungen, v.a. auch in den Hochlagen-Schutzwäldern erwähnen.

Letztere können dann zu Überalterungen, Vitalitätsverlusten, Fäulezunahme, Zusammenbrechen, Abnahme der Fruchtbarkeit der Bäume und damit auch zum Ausbleiben der Verjüngungsfähigkeit bzw. der notwendigen Verjüngungen führen.

Beides, Eingriffe im weitesten Sinne wie Unterlassungen sowie Fahrlässigkeiten können Störungen hervorrufen, die zu Instabilitäten der Wälder als solches aber auch zu Instabilitäten der Hänge, auf denen diese Hölzer wachsen, führen.

Mannigfaltige Erosionen können dann die Folge sein.

Dies umso mehr, als in Tirol die Wälder ja sehr häufig auf erosionsgefährdeten Unterlagen wie Steil- und Nasshängen, Geröll- und Feinschuttstandorten, flachgründigen Böden stocken, und dies oft in Kombination.

Solche Instabilitäten dauern oft Jahrzehnte und das können wir uns eigentlich in einem so dicht besiedelten Industrie-, Fremdenverkehrs- und Transitland immer weniger leisten.

Wir haben oft genug – auch 2002 wieder – miterlebt, was Naturereignisse anrichten können und welche enormen monetären Schäden und Beeinträchtigungen sie mit sich bringen.

Nun zum Thema im engeren Sinne: 2 Fragen sind da zu beantworten erstens:

Was leistet der Wald zum Erosionsschutz? und zweitens:

Was kann die Forstwirtschaft zum Erosionsschutz beitragen?

Grundsätzlich kann man davon ausgehen, dass intakte, natürliche Wälder, dazu gehören auch die Waldböden, a priori einen sehr großen Beitrag zum Erosionsschutz leisten und zwar

- ↳ durch die Interzeption, also den Kronenauffang der Niederschläge und die gleichmäßige Schneeverteilung
- ↳ durch die Aufprallminderung bzw. das Brechen der kinetischen Energie von Starkregen oder gar Hagel; dadurch u.a. weitgehende Verhinderung der Entstehung von Erosionsstellen
- ↳ durch den verzögerten und geringeren Oberflächenwasserabfluß entsteht ein positiver Einfluß auf die Hochwasserspitzen
- ↳ durch die Verdunstung, die „pumpende Wirkung“, also die Wasseraufnahme aus dem Boden und dadurch die laufende Wasseraufnahmefähigkeit während der Vegetationsperiode
- ↳ durch das Bodenleben wie Wurzelaktivitäten, Bodenflora und –fauna laufend Schaffung von Bodenporen und dadurch günstiger Einfluss auf das Versickerungs-, Speicher- und Retentionsvermögen
- ↳ durch den Halt der Wurzeln im Bodenbereich (z.B. Umklammerung von Steinen durch die Wurzeln)
- ↳ durch die Bodenbeschattung (Schutz vor aushagerndem Windeinfluss und vor Austrocknung durch Besonnung, verzögerte Schneeschmelze)
- ↳ durch das relativ hohe Speichervermögen von Wasser, v.a. bei grobporigem Bodenaufbau oder auch bei Waldmooren
- ↳ durch Steinschlagschutz – (Stoppen, Zerkleinern der Steine durch den Aufprall, dadurch häufig Verhinderung von Bodenwunden
- ↳ durch die hohe Plastizität (Verformungsfähigkeit) der Stämme und Wurzeln (z.B. Säbelwuchs, Schrägstehen) gewissermaßen „Einbremsen“ von Boden- und Hangbewegungen und auch von Schneebewegungen

Die meisten dieser aufgezählten Leistungen des Ökosystems Wald stehen gegenseitig in Beziehung, sind also komplex zu betrachten *und selbstverständlich gibt es auch natürliche Überlastungen, die auch zu Erosionen führen können.*

Als Wasserbilanz im Wald gilt grundsätzlich:

$$\text{Niederschlag} = \text{Abfluss} + \text{Verdunstung} + \text{Rücklage im Boden} \\ + \text{Bindung in der Pflanzenmasse}$$

Nun zur Forstwirtschaft.

Zuerst kurz ein paar Zahlen. Österreich ist mit 46 % ein Waldland mit einem jährlichen, nachhaltigen Holzeinschlag von gut 20 Mill. fm. In Tirol kommen im Jahr knapp über 1 Mill. fm Holz zu Boden, nachhaltig genutzt könnte überall weit mehr werden, vor allem im Privatwald. Eingeschnitten werden in unserem kleinen Land etwa 2,6 Mill. fm. Etwa 70% davon gehen in den Export. - Tendenz steigend!

In der Österreichischen Handelsbilanz liegt die Holzwirtschaft knapp hinter der Tourismuswirtschaft an 2. Stelle. - Holz ist also in!

Wobei wir bei den **Nutzungen** als erste sehr wichtige waldbauliche Maßnahme angelangt sind, die großen Einfluss auf den Erosionsschutz haben können.

Was müssen Forstleute bzw. Waldbesitzer dabei beachten?

Übergeordnetes Ziel ist, so in den Wald einzugreifen, dass der Waldboden möglichst nie kahl ist, bzw. generell so zu nutzen, daß immer ein optimaler Erosionsschutz gegeben ist.

- Vorrichtungen, sodass sich unter dem Altholz Naturverjüngung einstellen kann.
- Vorhandene Jungwüchse freistellen, damit sozusagen ein fliegender Wechsel vom Altholz zum Jungwuchs erfolgen kann.
- Möglichst standortsangepasste, kleinflächige Nutzungen.
- Jüngere Hölzer, v.a. Laubbäume im Schlag stehen lassen.
- Belassen von Bäumen als Überhälter bei den Lichtbaumarten Lärche, Kiefer, Birke und eines Schirmes bei den schattenertragenden Buchen und Tannen zur Windbremsung, Beschattung des Bodens, als Samenbäume u.a.m..
- Totholz oder Äste verteilt liegen lassen – zur Beschattung, Erhaltung der Bodenfeuchte und als Aufprallschutz.
- Umwandlung standortswidriger, unnatürlicher labiler Bestände (z.B. Fi-Monokulturen) in Mischwälder auch mit tiefwurzelnden Bäumen.

- Hochabstockungen und Querfällungen auf sehr steilen Hängen.
- Fällung – oder wo angebracht nur Zurückschneiden - von offenkundig „gefährdenden“ Stämmen, z.B. überhängende oder stark schrägstehende Bäume entlang der Einhänge oder Ufer von Bächen und Gräben zur Verhinderung von Verklüftungen, die verheerende Erosionen bewirken können.
- Stehenlassen der nicht gefährdenden Bäume als uferbegleitende Gehölze, als Uferschutz, unbedingt auch der Windmängel, also der Bäume, die an den Wald-rändern einen Windschutz gewährleisten. Vor allem im Föhngebiet sehr wichtig!
- Bei Gefahr von untragbaren Bodenverwundungen, z.B. Fahrillenbildung in der Falllinie durch Schlepper, nur bei gefrorenem Boden bzw. bei Schnee arbeiten.
- Im Zusammenhang mit Nutzungen müssen unbedingt die sogenannten „stummen Zeugen“ wie Stammschäden, Wurzelteller-Erosionen, „betrunkene Wälder“, Bodenwunden u.a.m. eruiert und beachtet werden.

All dies ist oft leichter gesagt als getan!

Nun zu den Verjüngungen, Aufforstungen

Überall, wo gute Mutterbäume vorhanden sind, soll man möglichst mit der Naturverjüngung arbeiten. Dies beginnt wie bereits erwähnt schon bei den Nutzungen.

Hier kann ich von meinem eigenen Wirkungsbereich berichten: wir haben innerhalb der letzten 25 Jahre die jährliche Aufforstungszahl mehr als halbiert! Von 250.000 Stück Pflanzen auf heute 120.000 Stück und das bei steigendem Einschlag!

Natürlich spielen dabei auch andere als waldbauliche Maßnahmen eine Rolle: wie gutes Pflanzenmaterial, Aufforstungstechniken, das Nachlassen von Waldweide und Streunutzung, ein Umdenken bei den Waldeigentümern u.a. m..

Aufforstungen sollen immer unter Berücksichtigung der natürlichen Wuchsgebiete und auch der lokalen, standortsbedingten Ansprüche der Pflanzen erfolgen.

Hier gilt in der Regel das Gebot der Vielfalt, der Mischbaumarten.

Wird das nicht berücksichtigt, legt man unter Umständen bereits den Grundstein für spätere Schwierigkeiten wie hohe Ausfälle, Windwurf- und Krankheitsanfälligkeit, mangelnde Frostresistenz sowie Fruchtbarkeit und anderes mehr.

Ferner ist zu achten, daß keine schädigenden Beeinträchtigungen wie Schneeschub, Waldweide oder Wildeinfluß auf die Jungwüchse einwirken.

Häufig sind die Pflanzen temporär auch entsprechend technisch zu schützen.

Wichtig auch überlegte Präventivaufforstungen, dort wo früher einmal Wald war.

Bis zur Sicherung der Verjüngungen und natürlich auch später müssen diese Bestände gepflegt werden bis sich der Kreislauf bei der Nutzung wieder schließt.

Forstwegebau

Bei kaum einem Waldeingriff kann m.E. so viel daneben gehen - was Erosionen anbelangt – wie beim Forstwegebau.

Tirol weist eine sehr große Erschließungsdichte auf.

Auch ich persönlich habe laufend sehr viel mit forstlichen Wegebauten zu tun:

Mit Projektierung, Begutachtung, Durchführung und Bauaufsicht.

Die Millionen Festmeter Holz müssen ja aus dem Wald abtransportiert werden, zumindestens eine Grundausrüstung mit Wegen muß dazu vorhanden sein.

Es beginnt bei der wohl zu überlegenden Planung und reicht vom qualifizierten Bau bis zur ständigen Kontrolle und Erhaltung der Weganlage.

Gründliche Felderhebungen, auch weit oberhalb der Wegtrasse sind notwendig. Unbedingt auch die Beachtung der „stummen Zeugen“.

Nun die wichtigsten zu beachtenden Punkte beim Forstwegebau vor allem in Steilhängen, damit möglichst keine Erosionsprobleme entstehen. die es ja unbedingt zu verhindern gilt:

- Möglichst flache Trasse. Ab 12 % Neigung gewinnt das Wasser rasant an Energie.
- Genügend und groß genug dimensionierte sowie gut angelegte Wasserausleitungen (Rohre, Rinnen, Mulden, Furten), die nie in labiles Gelände führen dürfen!
- Unbedingt auf Kolkenschutz beim Ein- und Auslauf der Wässer achten.
- Fließgewässer bei Querungen in der Regel immer ins ursprüngliche Bett leiten.
- Stabile Böschungen errichten, Ausrunden der Böschungsoberkanten.
- Falls nötig, Böschungen mit technischen Maßnahmen (Krainerwände, Grobsteinschichtungen, Holzunterzüge, Einbauen von Wurzelstöcken u.ä.m.) stützen.
- *Böschungsunterseitig stabilen Fuß ausheben und dann Böschung aufbauen, nicht nur schütten, das führt immer wieder zu problematischen Erosionen.*
- Abgezogene Vegetation auf Böschungen auftragen; Begrünen und wo sinnvoll Aufforsten der Böschungen.
- Bindiges nicht flüchtiges Material einbauen, Abdeckschicht auf das Wegplanum.
- Verdichten des Wegplanums durch laufendes Befahren und Walzen.

Sonstiges

Waldmoore, Naßgallen u.ä. **nicht drainagieren**, nur um einige Hektare besseren Wald zu gewinnen.

Entsprechende „erosionsverhindernde“ Auflagen v.a. bei größeren Rodungen wie Wald/Weidetrennungen, Schipisten, Schottergruben u.ä.m. vorschreiben.

Dazu **unbedingt** umfassende Information der bauausführenden Firmen und begleitende Bauaufsicht.!

Papier ist nämlich geduldig, wie wir alle wissen! Prinzipiell gilt hier Ähnliches wie beim Wegebau.

Abschließend darf ich aus meiner ganz persönlichen Sicht erwähnen, daß keinem Forstmann ein Stein aus der Krone fällt, wenn er vor schwierigen Entscheidungen auch den Kontakt mit Vertretern anderer Disziplinen sucht und deren Meinung einholt und verwertet.

**Gilt doch der Grundsatz einer möglichst ganzheitlichen Sicht
zum Schutze unserer Heimat.**



Bild 1: Sistrans – Patscherkofel – geschlossene, intakte Wälder bieten einen sehr guten Erosionsschutz



Bild 2: Rinn – „fliegender Wechsel“ Naturverjüngung im vorgelichteten Altholz – der Waldboden wird nie kahl !



Bild 3: Wattenberg – „Betrunkene Wälder“ als gefährzogene stumme Zeugen sind unbedingt zu beachten



Bild 4: Absam – tiefe den Lebensraum bedrohende Runsen - Erosion nach einem Waldbrand



Bild 5: Absam – die Runse ist verbaut – die Gefahr gebannt



Bild 6: Absam – durch Stahlbügel geschützte Aufforstung im Steilhang nach Waldbrand



Bild 7: Schiabfahrt – an Verkarstung reichende Erosionen – Kommentar überflüssig



Bild 8: Patsch – Dorfbachl – schwere Tiefen – und Seitenerosionen mit Hangentlastung und Holzstaffelung (WLV)



Bild 9: Thaur – technisch und landschaftlich gelungener Forstwegebau im schwierigen Gelände

Vortrag am 6. 11.2003 11:00 – 11:15

MASSENBEWEGUNG STEINLEHNE – GRIES IM SELLRAIN
Mechanik der Sturz- und Gleitvorgänge, Sommer und Herbst 2003

Von DI Dr. Jörg Henzinger

GEOTECHNIK HENZINGER, Plattach 5, 6094 Grinzens

1) Aktuelle Bewegungen – Juli bis Dezember 2003

Ende Juni 2003 traten im Bereich der Steinlehne in Gries im Sellrain massive Blockstürze und Steinschläge auf. Aufgrund der Reichweite der Blockstürze und der damit verbundenen Gefährdung der Siedlung Rechenhöfe und der Landesstraße nach Praxmar waren Sofortmaßnahmen wie die Sperre der Landesstraße und die Evakuierung von Wohngebäuden erforderlich. Schon bei der ersten Befliegung des Geländes wurde klar, dass es sich bei den Vorgängen an der Südseite des Jöchleggs nicht um einzelne Blockabstürze, sondern um eine Massenbewegung größeren Ausmaßes handelt. Die Blockabstürze selbst waren und sind nur Folge der Zerlegung und Zerrüttung des bewegten Bodens.

Im Zusammenhang mit der Einschränkung der Bevölkerung durch Evakuierung und Straßensperre mussten sofort folgende Fragen beantwortet werden:

- Welche Gefährdung liegt vor ?
- Von welcher Bewegungsform muss ausgegangen werden ?
- Wie schnell bewegt sich die Erdmasse, warum entstehen die Blockstürze und wie weit reichen sie ?
- Verlangsamt oder erhöht sich die Bewegungsgeschwindigkeit?

Natürlich lässt sich durch die visuelle Beurteilung einiges feststellen und erklären. Wenn es um die Beantwortung der Frage der weiteren Gefährdung geht, ob also Evakuierungen bestehen bleiben bzw. ob sie ausgedehnt werden müssen, ist die Messung der Verformung unumgänglich. Das Wissen von der Geschwindigkeitsentwicklung in einer Hangbewegung ist wesentliche Grundlage der Gefahrenbeurteilung. Im gegebenen Fall konnte mit Hilfe des Messsystems Dibat sehr schnell der Geschwindigkeitsverlauf und der Umfang der Massenbewegung festgestellt werden.

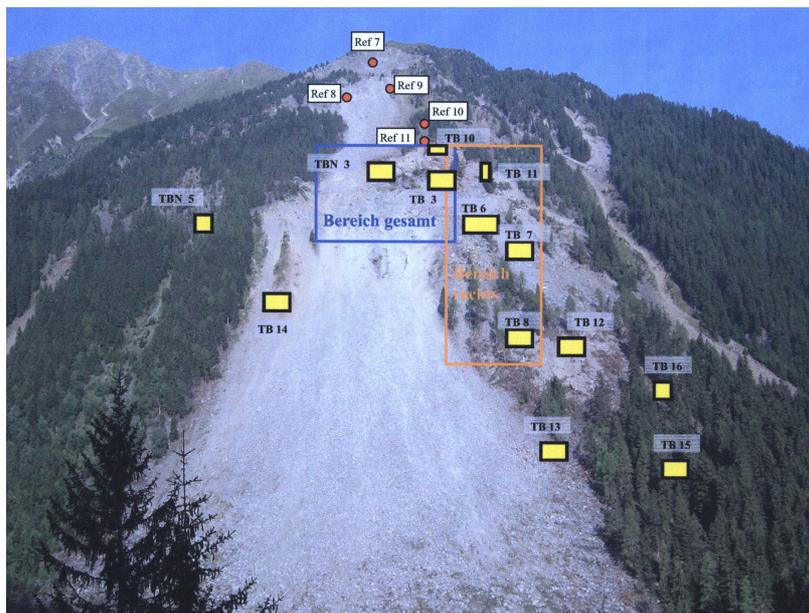


Abbildung 1: Ort der gewählten Messpunkte

Die nachfolgenden Bilder (Abb. 2 bis 7) zeigen den Geschwindigkeitsverlauf.

- DX, ges.: blau - horizontal, in Richtung der Schichtenlinien
- DY, ges.: pink - horizontal, aus dem Hang
- DZ, ges.: gelb – vertikal

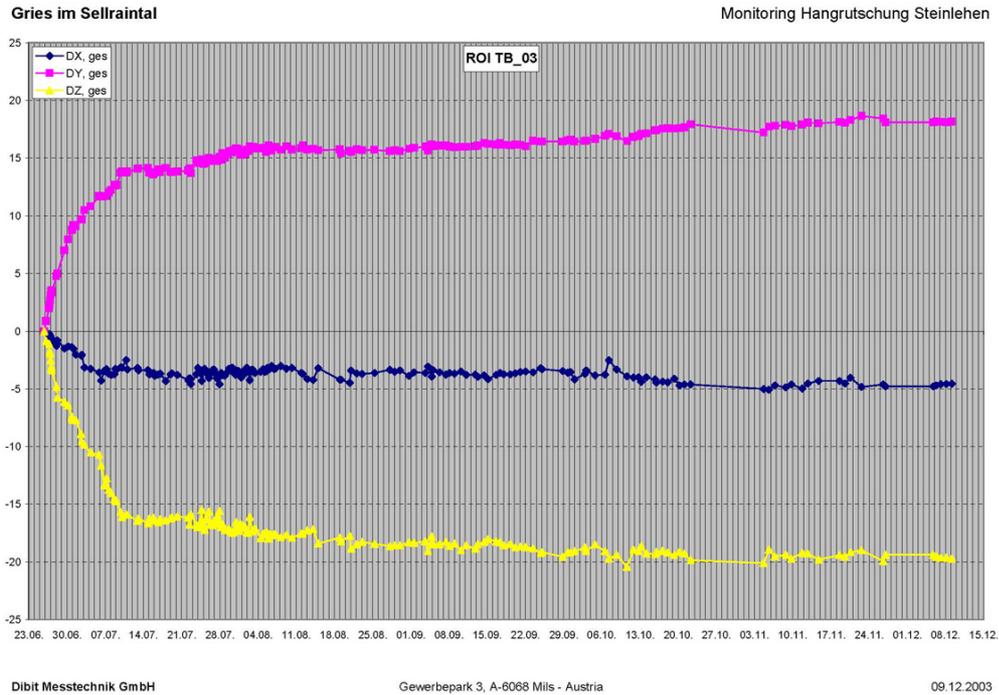


Abbildung 2: Bewegungsverlauf Messfeld TB_03

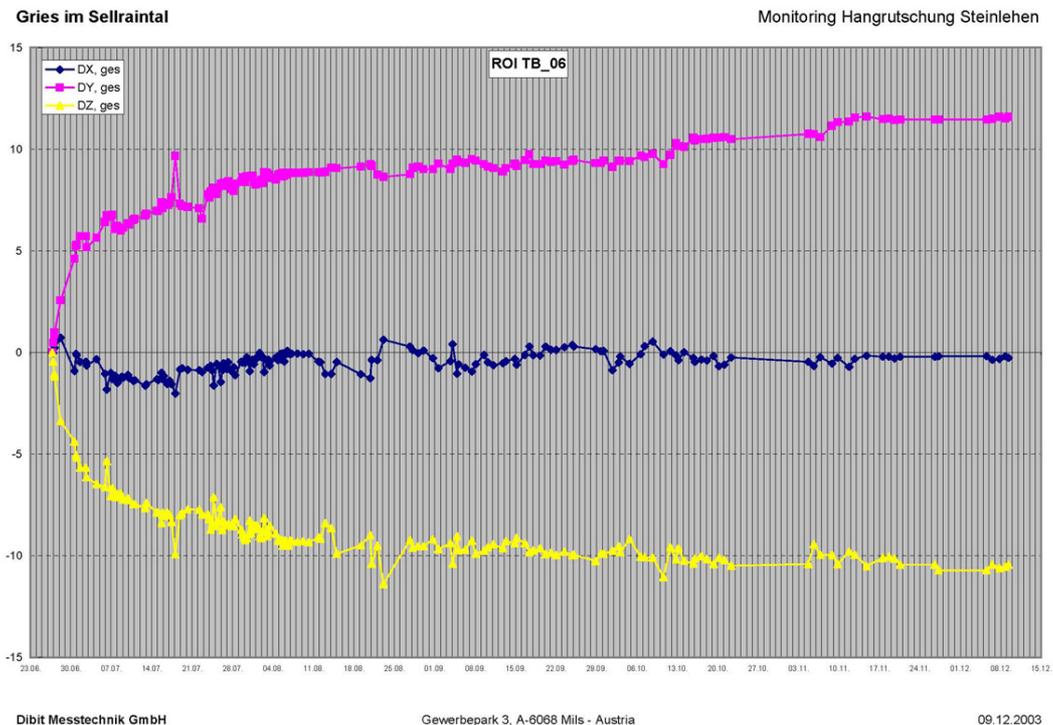


Abbildung 3: Bewegungsverlauf Messfeld TB_06

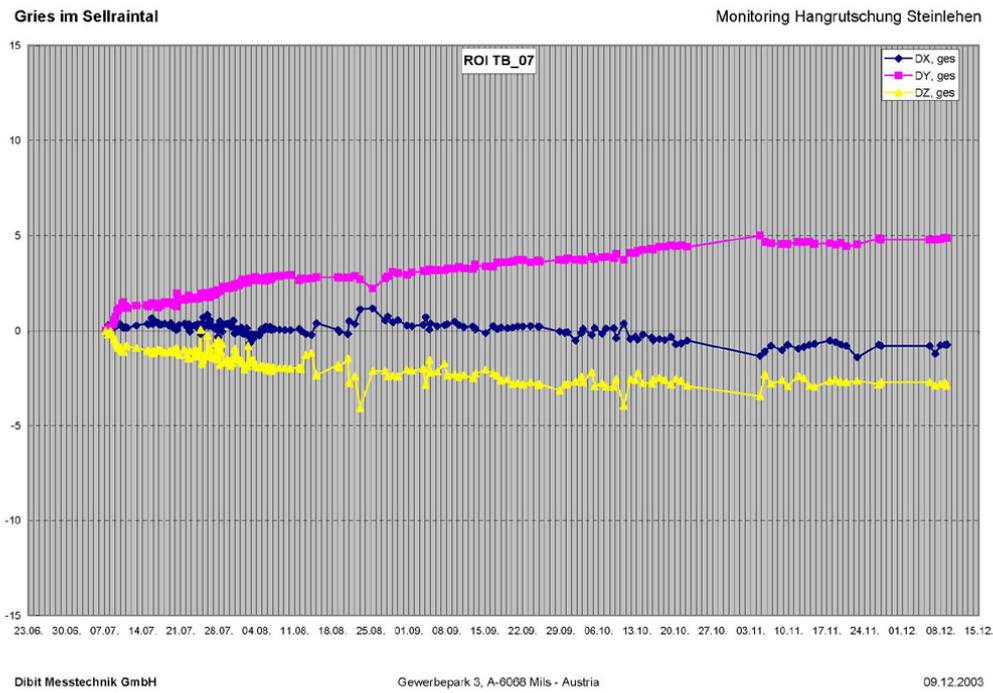


Abbildung 4: Bewegungsverlauf Messfeld TB_07

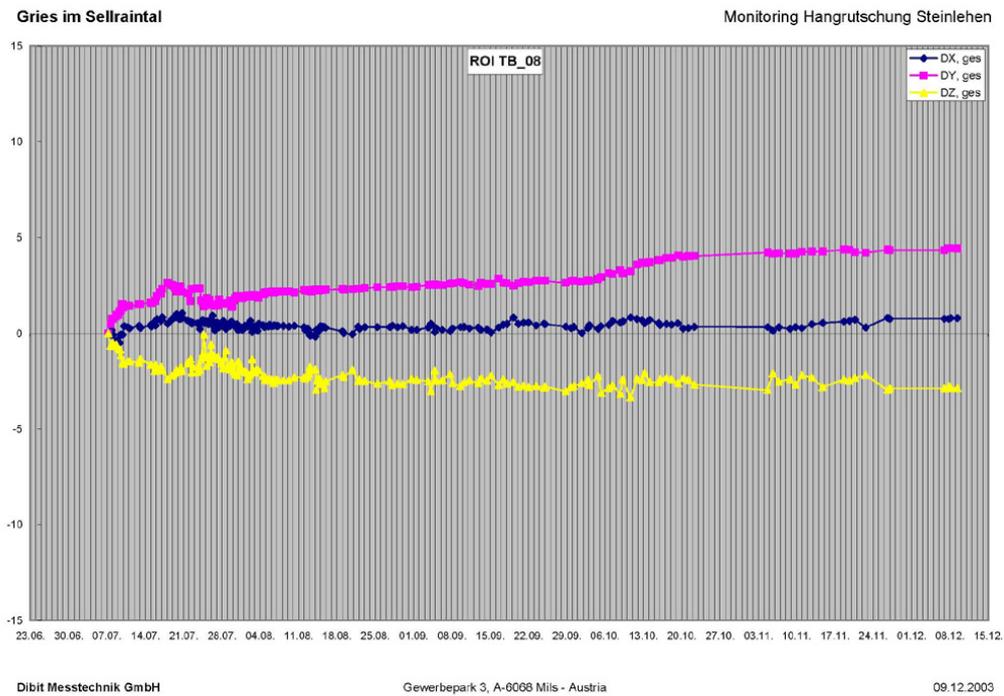


Abbildung 5: Bewegungsverlauf Messfeld TB_08

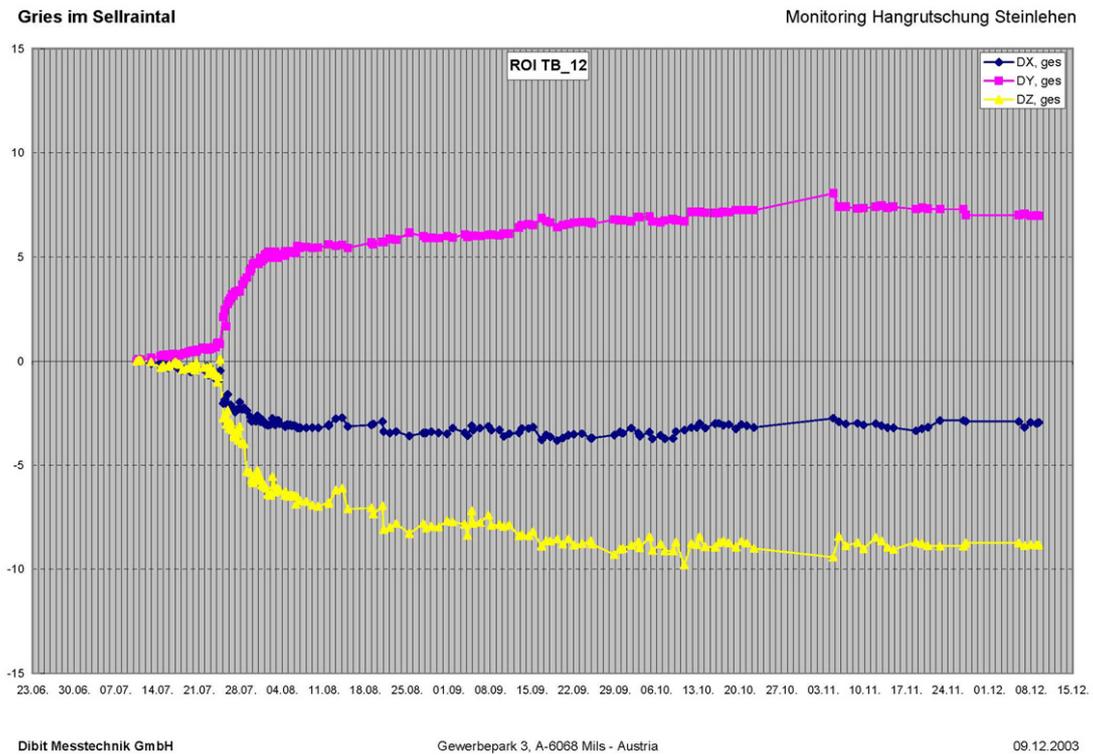


Abbildung 6: Bewegungsverlauf Messfeld TB_12

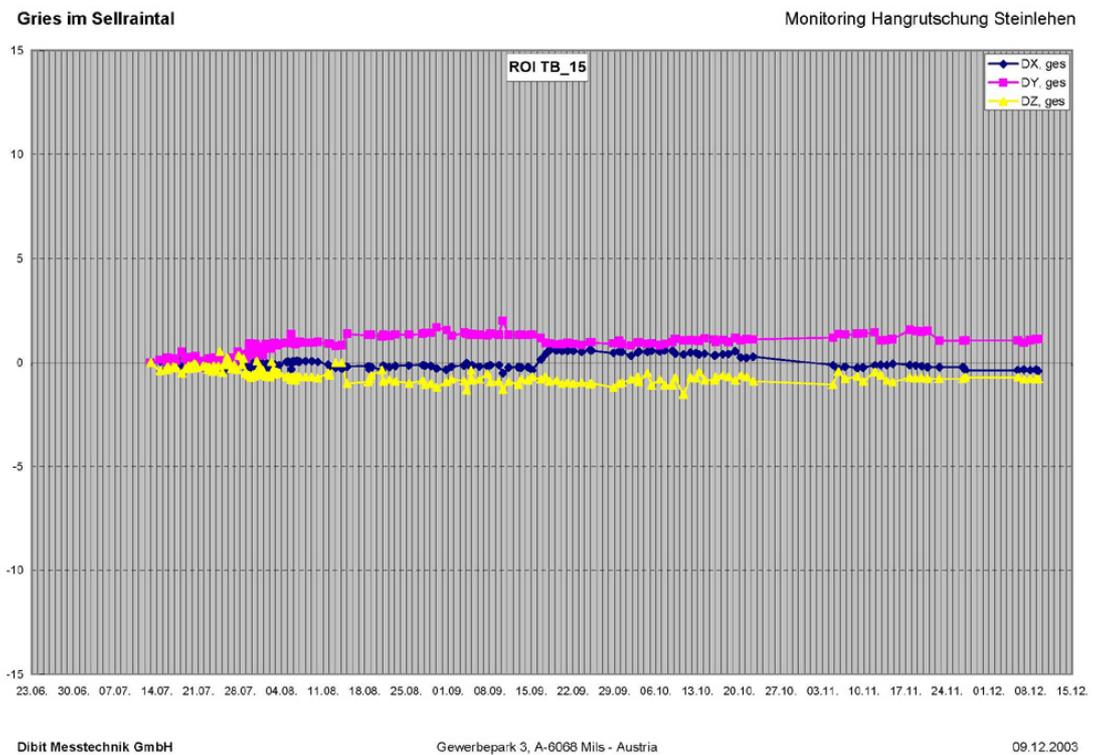


Abbildung 7: Bewegungsverlauf Messfeld TB_15

2) Verformungsgrößen, Verformungsgeschwindigkeiten

Nachfolgend sind die gemessenen Verformungen im Juni und Juli 2003 zusammengestellt. In der Anfangsphase, also noch vor dem Beginn der Vermessung, traten am Top der Rutschung noch größere Verformungsraten je Tag auf.

Punkt	Zeitraum	Tage	Verformung	Geschwindigkeit
TB_3	26.6. – 30.6.03	4	10,2 m	2,5 m/d
	30.6. – 10.7.03	10	11,3 m	1,1 m/d
	10.7. – 28.7.03	18	2,3 m	0,1 m/d
	Gesamtverformung		ca. 24,0 m	
TB_6	27.6. - 1.7.03	4	7,8 m	2,0 m/d
	1.7. – 10.7.03	9	2,6 m	0,3 m/d
	10.7. – 28. 7.03	18	0,8 m	0,04 m/d
	Gesamtverformung		ca. 11,2 m	
TB_12	11.7. – 24.7.03	13	3,5 m	0,3 m/d
	24.7. – 27.7.03	3	3,5 m	1,2 m/d
	Gesamtverformung		ca. 7,0 m	

Abbildung 8: Verformungsgrößen

Bewegungsgeschwindigkeit

Die Abbildungen 2 bis 7 zeigen den Verlauf der Bewegungsgeschwindigkeit. Im August 2003 hat sich die Hangbewegung verlangsamt, im September und Oktober sind die Bewegungen in ein gleichförmiges Gleiten und Kriechen mit einer Bewegungsgeschwindigkeit von 0,5 bis 1 m/Monat übergegangen. Niederschlagsereignisse erzeugen ein kurzfristiges Anwachsen der Bewegungsgeschwindigkeit. Die Häufigkeit der Blockstürze ist geringer geworden. Die großen Bewegungen am Fuß der Sackung sind zeitverzögert zu den Bewegungen am Top der Massenbewegung aufgetreten.

Zusammenfassend kann zu den Verformungsverläufen festgestellt werden, dass die Bewegungen derzeit nicht abgeklungen sind und dass besonders bei Regenereignissen mit einer Beschleunigung der Bewegungen zu rechnen ist.

3) Umfang und Richtung der Massenbewegung

Mit Hilfe der Vermessung einzelner Punkte lässt sich auch der Bewegungsvektor ermitteln. Abbildung 9 zeigt die ermittelten Gesamtverformungen im August 2003 und deren Vektoren im Grundriss. Aus dieser Darstellung und den Beobachtungen im Feld konnte ein Bild von der bewegten Masse und den dazugehörigen Geschwindigkeiten gewonnen werden.

Die Abbildung 9 zeigt auch, dass die Massenbewegung in zwei Teile mit unterschiedlichem Tiefgang gegliedert werden kann. Der nördliche Teil mit einer Fläche von ca. 73.000 m² weist eine geschätzte Mächtigkeit der bewegten Masse von 10 m bis 30 m auf. Dieser Teil zeigt einen ausgeprägten Anriss mit rotierenden Rutschmassen am Top der Massenbewegung und einem Stauchwall am nördlichen Rand und an der Stirn der bewegten Masse mit übersteilen Böschungen. Der südliche Teil ist wesentlich kleiner und

seichter, das Potential an absturzgefährdeten Blöcken ist besonders im südlichen Teil groß. Die Blöcke können nicht in einer bewegten Masse mitschwimmen.

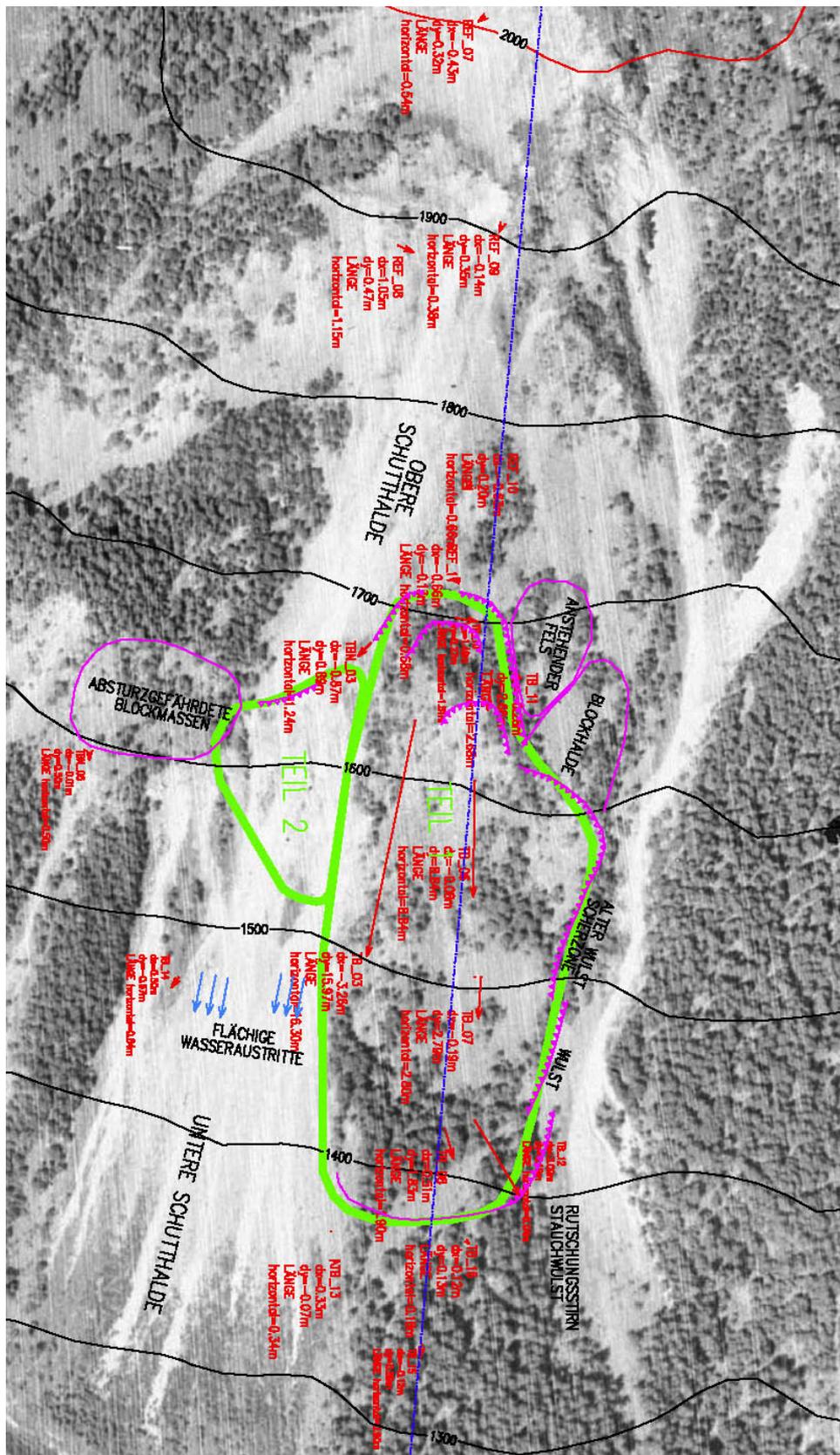


Abbildung 9: Orthofoto mit Massenbewegung und Vektoren der Hangrutschung

4) Art und Ursache der Bewegung



Zu diesem Punkt sind einige Fotos (Abbildung 10 bis 15) von der Hangbewegung von Bedeutung.

Abbildung 10: Talflanke Jöchlegg, Steinlehne



Abbildung 11: Anriss, rotierende und gleitende Scholle



Abbildung 12: Nordseitiger Rand des Anrisses, Anrissfläche zeigt Lockergestein, Blockschutt mit hohem Schuttanteil



Abb. 13) Bewegte Masse mit rotierendem Bewegungsanteil



Abbildung 14: Stirn der Massenbewegung mit übersteiler Böschung



Abbildung 15: Südlicher Teil der Massenbewegung mit absturzgefährdeten Blöcken

Unter Zugrundelegung der Messergebnisse und der Beobachtungen im Feld kann zusammenfassend zu den nachfolgenden Punkten Folgendes festgestellt werden:

- Bewegungsform
- Ursache der Massenbewegung
- Umfang der bewegten Masse
- Schutzmaßnahme

5) Bewegungsform

Folgende Skizze (Abbildung 16) zeigt die wahrscheinliche Bewegungsform der Massenbewegung.

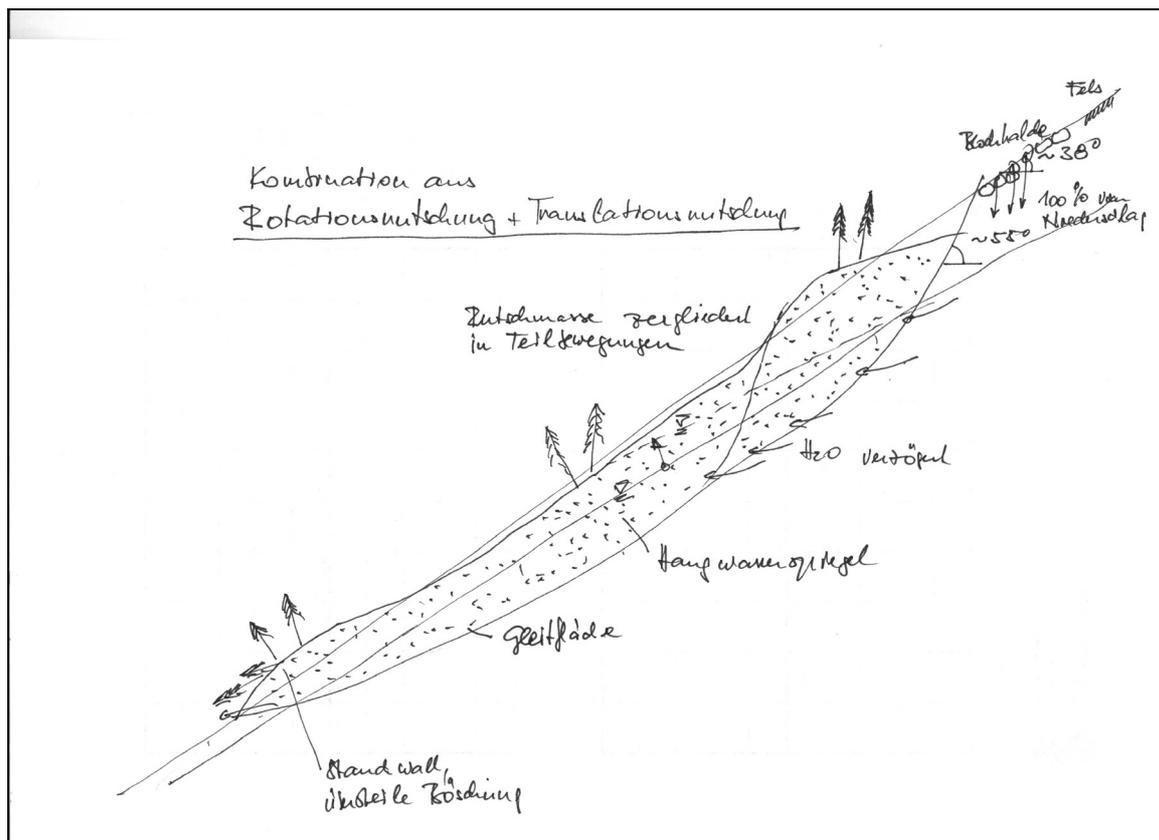


Abbildung 16: Systemskizze Rutschung

Es handelt sich um eine Hangrutschung im Lockergestein mit einer mehr oder weniger klar definierten Gleitebene. Das Lockergestein besteht aus alten Rutschmassen, völlig aufgelöstem Festgestein und aus Hangschutt.

Im Zusammenhang mit der Rutschung treten Blockstürze und Steinschläge in großem Umfang und mit großen Blockkubaturen auf. Die Energien der abstürzenden Blöcke sind besonders im südlichen Teil sehr groß. Dies zeigen die Einschläge im bestehenden Damm bzw. das Überspringen des ca. 12 m hohen Dammes.

6) Ursache

Als Ursache der Hangbewegung gelten primär die großen Niederschläge im Mai und Juni 2003 und damit zusammenhängend das Ansteigen des Hang- und Bergwasserspiegels. Die Geländeoberfläche oberhalb der Rutschung ist stark durchlässig. Sie besteht aus Block- und Steinhalden. Es dringt praktisch 100 % des Niederschlagswassers in den Boden ein und staut sich im zerlegten Fels bzw. bei feinkörnigeren Zerreißungszonen.

Bei den ersten Beobachtungen und auch später zeigte sich ein Horizont von Wasseraustritten auf Höhe 1450 m bis 1500 m. Auch das jüngste Ansteigen der Bewegungen ist Folge der starken Niederschläge in der Woche von 6. zum 10. Oktober 2003.

7) Gleitkreisuntersuchung

Die Rutschung wurde sehr vereinfacht mit einem Gleitkörperprogramm (Gleitkreisprogramm Bishop) nachgerechnet. Auch wenn der tatsächliche Bewegungsvorgang komplexer ist als mittels Gleitkreisberechnung darstellbar, lässt sich doch zeigen, wie schnell die rechnerische Sicherheit bei einem Ansteigen des Hangwasserspiegels absinkt. Abbildung 17 zeigt die Rückrechnung der Scherparameter bei einer Sicherheit 1, ohne hohen Hangwasserspiegel (Zustand vor den großen Bewegungen). Aus dieser Analyse ergeben sich mit einem Reibungswinkel von 39° und einer Kohäsion von 20 kN/m^2 durchaus plausible Scherfestigkeiten.

Bodenkennwerte (zu Abb. 17) aus $\eta=1$ Analyse:

- $\gamma = 23 \text{ kN/m}^3$
- $\varphi = 39^\circ$
- $c = 20 \text{ kN/m}^2$

GEOFORUM Umhausen TAGUNGSBAND III (2001-2004)

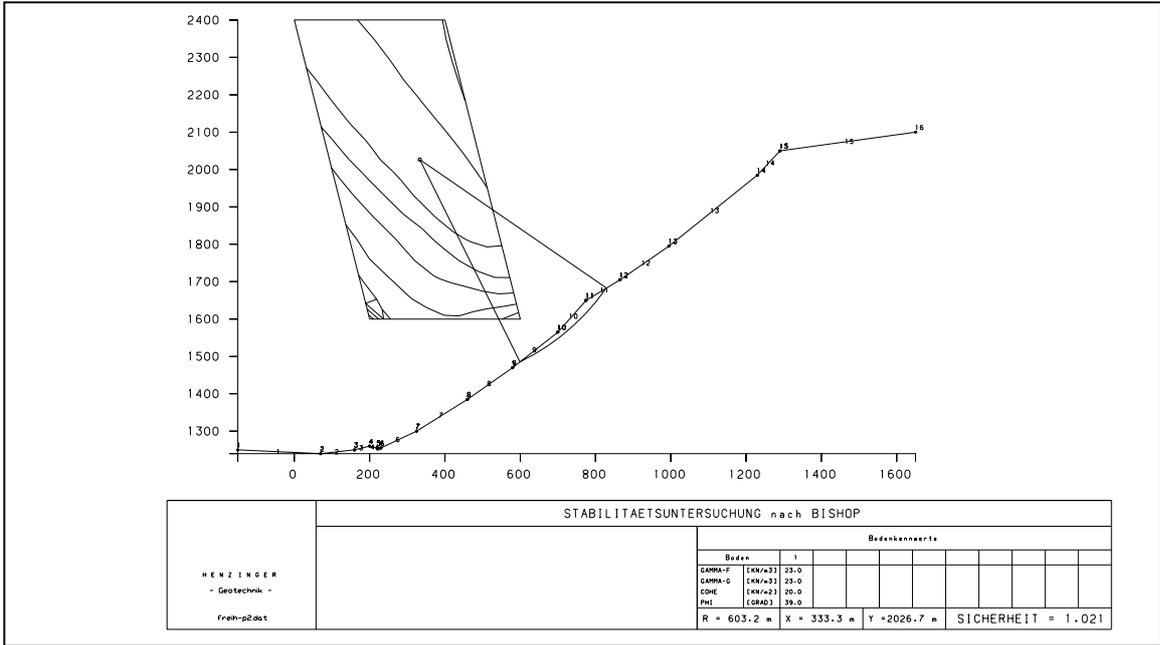


Abbildung 17: Gleitkreisberechnung, $\eta=1$ Analyse

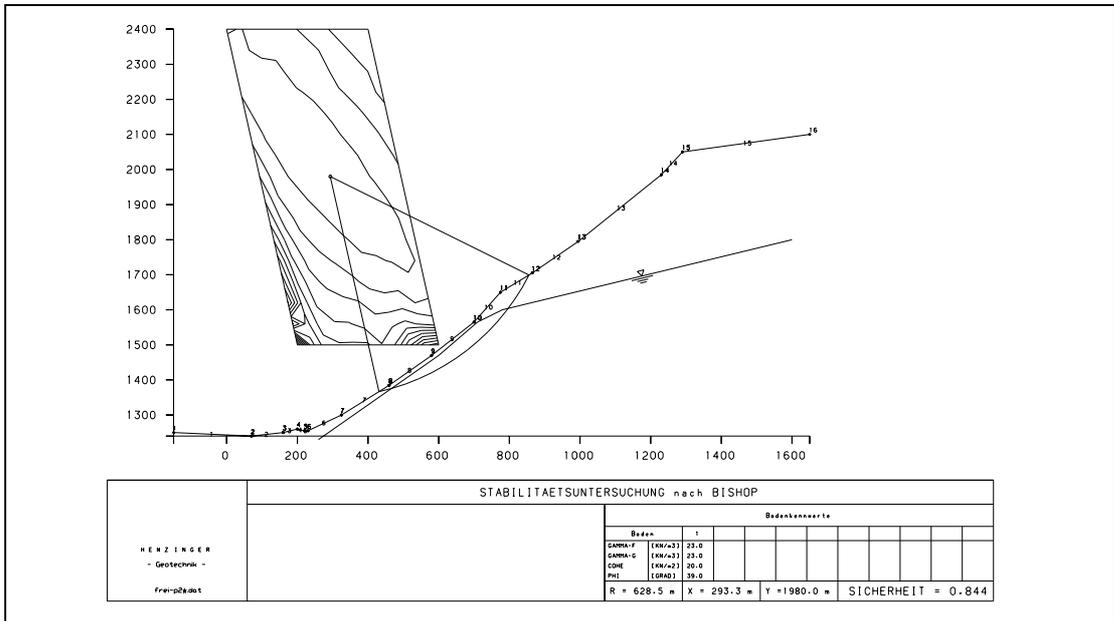


Abbildung 18: Gleitkreisberechnung mit hohem Hangwasserspiegel

Die Abbildung 18 zeigt, dass beim Ansteigen des Hangwasserspiegels sofort das Grenzgleichgewicht verloren geht. Dieser bekannte Zusammenhang bedeutet, dass auch in Zukunft bei Starkregenereignissen mit einem Anwachsen der Bewegungsgeschwindigkeit zu rechnen ist.

8) Umfang der Massenbewegung

Diese Frage ist ohne genaue Kenntnis der Mächtigkeit der Gleitmasse nur näherungsweise zu beantworten. Der nördliche Teil der Gleitmasse weist eine Fläche von ca. 73.000 m² auf. Unter der Annahme einer mittleren Mächtigkeit von 10 m ergibt sich eine bewegte Masse von ca. 700.000 m³, unter der Annahme einer mittleren Mächtigkeit der Gleitmasse von 16 m ergibt sich eine Masse von 1.100.000 m³. Es ist also mit einer bewegten Masse zwischen 700.000 m³ und 1.100.000 m³ zu rechnen.

9) Dammbauwerk

Im Rahmen der wöchentlichen Besprechungen in Gries im Sellrain wurde schon sehr früh überlegt einen Schutzdamm zu errichten. Die Aufgabe eines Schutzdammes ist neben dem Schutz vor Blockstürzen auch die Aufnahme von abgleitenden Massen aus der Stirn der Rutschung. Dieser Überlegung liegt die Annahme zugrunde, dass auch plötzliche Massenbewegungen schrittweise erfolgen und nach einem Teilabgang ausreichend Warnzeit zur Verfügung steht.

Die gesamte derzeit bewegte Masse kann auch durch einen 18 bis 20 m hohen Damm nicht aufgenommen werden. Die dauernde Beobachtung des Geländes ist deshalb Inhalt des Sicherheitskonzeptes und zusätzlich zu den derzeit getätigten Baumaßnahmen auch in Zukunft erforderlich.

Vortrag am 6. 11.2003 16:30 – 17:00

**Alpenkonvention – Errichtung von Schipisten in „labilen Gebieten“ aus geologischer Sicht;
Checkliste „labile Gebiete“**

Von Dr. Gunther Heißel

Amt der Tiroler Landesregierung

Abt.: Allgemeine Bauangelegenheiten; Fachbereich Landesgeologie

A-6020 Innsbruck; Herrengasse 1-3

Alpenkonvention – labile Gebiete – geogene Naturgefahren

Bewilligung für Bau und Betrieb von Schipisten

Geologie – Hydrogeologie – Geotechnik – Wildbachkunde

Abschnitt 1: Checkliste Planungsunterlagen

Abschnitt 2: Planungsgrundlagen

Die nachfolgende Checkliste gliedert sich in zwei Abschnitte.

Abschnitt 1 ist die eigentliche Checkliste. Diese Checkliste gibt den Untersuchungsumfang und Untersuchungsablauf für den Projektanten, sowie den Beurteilungs- und Prüfungsumfang für die Sachverständigen der Behörde vor.

Abschnitt 2 besteht aus den Erläuternden Bemerkungen zur Checkliste. Abschnitt 2 ist in 3 Teile untergliedert.

Teil 1 (Präambel) soll grundsätzliche Anmerkungen zu der durch die Bestimmungen der Alpenkonvention/Protokoll Bodenschutz – Artikel 14 entstandenen Problematik im Hinblick auf den Bau und Betrieb von Schipisten aus Sicht der Fachleute für Geologie, Hydrogeologie, Geotechnik und Wildbachkunde darlegen.

Teil 2 bildet die eigentlichen Erläuterungen zur Checkliste für das Bewilligungsverfahren für Schipisten. Die erläuternden Bemerkungen sollen dem Benutzer der Checkliste die Projektierungsarbeit, aber auch die Kontrolle und Prüfung durch die Behörde erleichtern (vgl. Bundesumweltsenat 22.03.2004). Die Vorgangsweise erfolgt in unmittelbarer Übereinstimmung mit den Standards des Seilbahngesetzes 2003.

Teil 3 erläutert die fachlichen Aspekte, die die Arbeitsgruppe bestehend aus den Fachbereichen Geologie/Hydrogeologie, Geotechnik, Wildbachkunde und Recht zur Definierung „Boden“ und „labiles Gebiet“ in der vorliegenden Weise erarbeitet hat. Dies war nötig, da in der Alpenkonvention weder der Begriff „Boden“, noch der Begriff „labil“ definiert ist.

Die gesamte Checkliste ist mit der Sektion Tirol des Forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinenverbauung abgestimmt.

Folgende Personen haben an dieser Liste mitgewirkt:

Dr. Gunther Heißel (Geologie), Amt der Tiroler Landesregierung, Landesgeologie, Innsbruck;

DI Dr. Jörg Henzinger (Geotechnik), Technisches Büro für Geotechnik, Grinzens;

Dr. Gerhard Liebl (Rechtswissenschaften), Abteilung Umweltschutz, Amt der Tiroler Landesregierung, Innsbruck;

Univ. Prof. Dr. Helfried Mostler (Geologie), Institut für Geologie und Paläontologie der Universität, Innsbruck;

DI Alexander Ploner (Wildbach- und Lawinenkunde), i.n.n.-ingenieurgesellschaft mbH & Co KG, Innsbruck;

DI Siegfried Sauer Moser (Wildbach- und Lawinenkunde), Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung, Sektion Tirol, Innsbruck;

Mag. Peter Sönser (Rechtswissenschaften), i.n.n. risk management recht, Innsbruck;

Mag. Thomas Sönser (Geologie), i.n.n.-ingenieurgesellschaft mbH & Co KG, Innsbruck.

Abschnitt 1 - Checkliste

I) Vom Projektanten im Projekt zu erbringen:

a) ERHEBUNG IST-ZUSTAND (Befund):

1. Auswertung vorhandener Unterlagen
2. Übersichtskartierung Prozesse (in einem für die Fragestellung geeigneten Maßstab)
 - Umgrenzung (Emission, Immission)
 - geologische Beschreibung Gestein und Strukturen
 - Beschreibung von Boden und Vegetation
 - Beschreibung der Erosionserscheinungen
 - Beschreibung der Hangbewegungen
 - Grund- und Bergwasserführung, Hangwasserführung, Quellen
 - wildbachfachliche Beschreibung (Gerinnetyp, Geschiebeherde)
3. Detailkartierung (in einem für die Fragestellung geeigneten Maßstab) der Pistenflächen und möglicher Einwirkungs- und Auswirkungsbereiche
 - Darstellung und Beschreibung der Detailprozesse, Darstellung und Beschreibung der Bewegungsrichtung in den Prozessbereichen,
 - Darstellung und Beschreibung der Bewegungsgeschwindigkeit (Messungen, Schätzungen)Darstellung und Beschreibung des Gewässernetzes, welches durch den Pistenbau betroffen ist, bzw. beeinträchtigt werden kann
4. Hydrogeologie - Quellbeobachtung – Quellmessungen (anzustreben ist hierfür die gemäß internationalem Standard eine Mess- und Beobachtungsdauer von mindestens 1 hydrologischen Jahr/min. 14 Monate)
 - Quellschüttung
 - elektrische Leitfähigkeit
 - Quelltemperatur
 - Lufttemperatur und Angabe der Witterung
 - ev. Quellchemismus
 - Erhebung der geologischen Parameter der Quellaustritte (woraus entspringt die Quelle, welches/wo ist ihr für das Projekt relevante Einzugsgebiet)

b) BEURTEILUNG DER IST-SITUATION (Schlussfolgerungen aus der derzeitigen Situation vor Durchführung der Maßnahmen)

Prozessbeurteilung

Eingrenzung in Bewegungsart, Ursache

- Beurteilung des Gesamtgebietes (z.B. Talzus Schub)
- Beurteilung von (möglichen) Sekundärbewegungen
- Beurteilung von Erosionsprozessen
- Beurteilung der Bewegungsgeschwindigkeiten (aktiv erkennbar, aktiv wahrscheinlich aber nicht erkennbar, inaktiv, kriechend, gleitend, Hangexplosion, stürzend usw.)

c) AUSWIRKUNG VON BAUMASSNAHMEN AUF GELÄNDE

1. Kann das Gelände instabil werden, ist eine Erhöhung der Bewegungsgeschwindigkeit zu erwarten oder möglich, können Sekundärbewegungen entstehen
2. Welche Maßnahmen sind im Rahmen des Pistenbaus notwendig (Entwässerungen, Wegbauten, Abheben der Humusschicht, Sprengungen, etc)?
3. Auswirkungen in der Errichtungsphase
 - Standsicherheit bei Baumaßnahmen
 - Abflussvorgänge ändern (Oberflächenwasser, Hangwasser)
4. Auswirkung in der Betriebsphase (für alle Betriebszustände)
 - Beschneigung
 - Oberflächenwasserableitung (unter Berücksichtigung der damit einhergehenden Vegetationsveränderungen)
5. Störfall
6. Nachsorge
 - Dränagen (unter Berücksichtigung der damit einhergehenden Vegetationsveränderungen)
 - Böschungssicherungen
 - Dämme
7. Welche Stabilisierungsmaßnahmen sind notwendig bzw. geplant
 - Auswirkung auf Hangstabilität, Erosionen, Bewegungsablauf, Bewegungsgeschwindigkeit (Dränagen, Ankerungen, Aufschüttungen)
8. Kontrolle der Wirkungsweise der Maßnahmen
 - Messung der Dränagewässer, Oberflächenpunkte messen, visuelle jährliche Kontrolle

d) RISIKOABSCHÄTZUNG/, Siedlungsraum, Verkehrswege und GEFÄHRDUNGSABSCHÄTZUNG, SICHERHEITSANALYSE

Besteht ein Risiko für Gelände, Pistenbenützer andere Nutzungen?

II) Beurteilung der Projektunterlagen durch den Amtssachverständigen für Geologie und bei Bedarf durch einen SV für Bodenmechanik bzw. Geotechnik, sowie einen AS für Wildbach- und Lawinenkunde

Zu prüfen:

- a. ist die Beschreibung des Ist-Zustandes richtig und ausreichend
- b. liegt ausreichende Kenntnis der geologisch-hydrogeologischen Verhältnisse des Projektgebietes vor (Beobachtung/Messung an Quellen, etc.)
- c. ist eine Beurteilung der Hangstabilität vorhanden (Gefährdung Mensch und Natur)
- d. sind die Auswirkungen der Baumaßnahmen für Betrieb, Bau und Nachsorge ausreichend beschrieben und beurteilt
- e. liegt eine ausreichende Sicherheitsanalyse/Risikobeurteilung vor

Zu beurteilen:

- f. besteht die Gefahr der Geländeinstabilität bei Bau, Betrieb und Nachsorge
- g. sind die Auswirkungen der Baumaßnahmen auf die Stabilität des Geländes abschätzbar
- h. Risikoeinschätzung

Abschnitt 2 – Erläuternde Bemerkungen zur Checkliste

Teil 1 - Präambel

Schlipisten stellen Nutzungsänderungen in alpinen Einzugsgebieten dar. Durch Bau und Betrieb von Schlipisten in Schigebieten kann es zu nachhaltigen Veränderungen im Wasserhaushalt und in weiterer Folge im Abtragsgeschehen mit vor allem lokalen, allerdings auch regionalen Auswirkungen kommen.

Aus diesem Grund ist bereits bei der Planung eine **prozessorientierte Vorgangsweise** unter Einbeziehung einer **fachübergreifenden Bearbeitung** der Themenbereiche **Geologie, Hydrogeologie, Geotechnik und Wildbachkunde** vorzunehmen. Diese prozessorientierte Vorgangsweise trägt dazu bei, nachvollziehbar die Bewertung der Veränderungen, die sich durch Bau und Betrieb einer Schlipiste auf das Projektgebiet ergeben, darzustellen. Unter prozessorientierter Vorgehensweise ist die Analyse zu verstehen, die abklärt, welche Prozesse bei der Entstehung des Projektgeländes bis zum aktuellen Zustand entscheidend waren, um –darauf aufbauend – den Einfluss der Baumaßnahmen für und durch die Schlipiste und den Einfluss durch ihren Betrieb (inklusive Störfall und Nachsorge) zu beurteilen.

Mögliche schadbringende Veränderungen im Wasserhaushalt und Abtragsgeschehen sind durch entsprechende forstlich-biologische, forsttechnische und/oder technische Maßnahmen auszugleichen, welche langfristig wirksam sind. Die Wirkungsweise dieser Maßnahmen muss nachvollziehbar bewertet werden.

Bereits im Rahmen der Planung müssen Vorkehrungen für alle Projektphasen bis hin zur Nachsorge hinsichtlich Kontrollen und Maßnahmen berücksichtigt werden, welche eine langfristige und nach Möglichkeit selbstregulierende Wirkung besitzen.

Teil 2 – Checkliste - Erläuterungen

Die Zielsetzungen und Vorgaben des Bodenschutzprotokolls verlangen eine klare Auseinandersetzung von Projektanten und Sachverständigen und letztlich der Behörde mit der Frage der Bewilligungsfähigkeit von Schlipisten im Sinne der Alpenkonvention.

Da eine ganzheitliche system- und prozessorientierte Betrachtung mehrere Fachdisziplinen beinhalten muss, werden nachfolgend die geologischen, hydrogeologischen, geotechnischen und wildbachkundlichen Aspekte dargelegt. Die Fachbereiche Biologie und Hygiene werden nicht behandelt.

Die geologischen, hydrogeologischen, geotechnischen, sowie wildbachkundlichen Aspekte sind dabei vom Projektanten mittels hierzu befugter Fachleute zu erarbeiten.

Prinzipiell ist stets die gesamte Checkliste dokumentiert abzuarbeiten, wobei je nach Projekt und dessen Auswirkungen auf das Naturrauminventar die Detailliertheit der Bearbeitung der einzelnen Punkte begründet ausgewählt wird. So können z.B. Quellbeweissicherungen entfallen, wenn gar keine Quellen vorhanden sind – es reicht in diesem Fall also der einfache Satz „*Das Projektgebiet ist frei von Einflüssen auf Quellen*“ zur Abarbeitung dieses Punktes. Dies gilt beispielsweise ebenso für Wildbachgerinne.

Grundsätzlich muss die Abarbeitung der Checkliste alle Projektphasen (Errichtung, Betrieb, Störfall, Nachsorge) berücksichtigen.

Ziel der Checkliste ist es, abzuklären, ob das Projektgebiet in einem labilen Gebiet im Sinne der Alpenkonvention

liegt, da in diesem Fall nach Alpenkonvention – Protokoll Bodenschutz, Artikel 14 – die Genehmigung für den Bau und die Planierung von Schipisten nicht erteilt werden darf.

Ein labiles Gebiet im Sinne der Alpenkonvention (siehe hierzu auch Teile 2 und 3 – Erläuterungen zum Begriff „labil“), in dem die Erteilung einer Bewilligung zur Planierung einer Schipiste zu versagen ist, liegt dann vor, wenn

1. eine **nachhaltige** Verschlechterung des Ist - Zustandes im Hinblick auf Hang(in)stabilität (Erosion, Wasserhaushalt, usw.) gegeben ist, oder/und wenn ...
2. sich gravierende negative Folgen des Pistenbaus fachlich nicht abschätzen lassen

... wobei alle Phasen des Projekts unter Beachtung der möglichen Naturprozesse in die Betrachtungen mit einzubeziehen sind (Errichtung, Betrieb, Störfall, Nachsorge).

Generell kann auf Grund der Forderung, jedenfalls standsichere Anlagen entsprechend dem Stand der Technik umzusetzen, eine Verschlechterung hinsichtlich Bodenschutz nicht erfolgen, wenn im Sinne der vorliegenden Checkliste vorgegangen wird. In vielen Fällen wird die Situation speziell hinsichtlich der Stabilitätsverhältnisse (Bodenerosion) durch die Umsetzung von prozessorientierten Maßnahmen sogar verbessert.

I) Vom Projektanten im Projekt zu erbringen:

a. ERHEBUNG IST-ZUSTAND (Befund):

1. Auswertung vorhandener Unterlagen
2. Übersichtskartierung Prozesse (in einem für die Fragestellung geeigneten Maßstab)
 - Umgrenzung (Emission, Immission)
 - geologische Beschreibung Gestein und Strukturen
 - Beschreibung von Boden und Vegetation
 - Beschreibung der Erosionserscheinungen
 - Beschreibung der Hangbewegungen
 - Grund- und Bergwasserführung, Hangwasserführung, Quellen
 - wildbachfachliche Beschreibung (Gerinnetyp, Geschiebeherde)

Erläuternde Bemerkungen:

Die Übersichtskartierung soll unter Einbeziehung der Auswertung vorhandener Unterlagen wie geologische Karten, Regionalstudien (wie EGAR) oder der in den Ortschroniken beschriebenen Naturereignisse mehrere Zwecke verfolgen: Es soll damit die Umgrenzung des eigentlichen Projektgebietes erkannt und festgelegt werden. Dies hat unter Berücksichtigung der geologischen, strukturgeologischen, hydrologischen und hydrogeologischen Gegebenheiten eines Planungsraumes zu geschehen. Diese Umgrenzung soll mit gängigen Arbeitsmethoden so durchgeführt werden, dass herausgearbeitet werden kann, wo Einflussnahmen, die von außen auf das Projektgebiet (bezogen auf die Phasen Errichtung, Betrieb, Störfall und Nachsorge) einwirken können, enden, und wo Einflussnahmen enden, die vom Projektgebiet auf die Umwelt nach außen einwirken können (ebenfalls bezogen auf die Phasen Errichtung, Betrieb, Störfall und Nachsorge). Mit diesen möglichen Einflüssen von außen auf das Projektgebiet sind Immissionen wie Felsstürze, Steinschlag oder Wildbachprozesse gemeint, mit den Auswirkungen nach außen

(Emissionen) z.B. Erosionsprozesse oder hydrologische Veränderungen, die von der Schipiste ausgehen können, oder auch die Beeinflussung von Quellen und Grundwässern.

Um die vorstehend geschilderten Arbeiten durchführen zu können, ist – in Abhängigkeit von der Größe des Projekts und den geogen bedingten Problematiken ein geeigneter Kartierungsmaßstab zu wählen. Bereits in diesem ersten Projektstadium sind durch die Beschreibung der vorgefundenen Gesteine und geomorphologischen und geologischen Strukturen, so wie durch die Beschreibung von Erosionserscheinungen, Hangbewegungen, so wie der Quellen, Hang- und Bachwässer (Oberflächenwässer) Informationen für die weiter führende Planung rasch erarbeitet. Eine erste Abschätzung der Grund- und Bergwasserführung im Projektgebiet kann damit durchgeführt werden.

Mit der Erhebung des Ist-Zustandes ist bereits eine erste Abschätzung der Frage, ob ein Gebiet labil ist oder durch den geplanten Pistenbau ein Gebiet instabil (- also in seiner Stabilität beeinträchtigt) werden kann, möglich.

Auf die Richtlinien der Geostandardisierung (Amt der Tiroler Landesregierung) wird verwiesen.

3. Detailkartierung (in einem für die Fragestellung geeigneten Maßstab) der Pistenflächen und möglicher Einwirkungs- und Auswirkungsbereiche
 - Darstellung und Beschreibung der Detailprozesse , Darstellung und Beschreibung der Bewegungsrichtung in den Prozessbereichen,
 - Darstellung und Beschreibung der Bewegungsgeschwindigkeit (Messungen, Schätzungen)Darstellung und Beschreibung des Gewässernetzes, welches durch den Pistenbau betroffen ist bzw. beeinträchtigt werden kann.

Erläuternde Bemerkungen:

Die Detailkartierung der projektierten Pistenflächen und der Einwirkungs- bzw. Auswirkungsbereiche einschließlich der vorstehend beschriebenen Darstellungen, Beschreibungen, Messungen und Schätzungen soll gewährleisten, dass eine ausreichende Einschätzung der Prozessverhältnisse und damit einhergehenden Georischen im unmittelbaren Projektabschnitt möglich ist. Damit ist der Projektant in der Lage, Emissionen und Immissionen für alle Phasen des Projekts (Errichtung, Betrieb, Störfall, Nachsorge) zu bewerten. Der Maßstab ist – wie schon unter Punkt 1 – in für die Projektdimension und die geogen bedingten Phänomene geeigneter Weise zu wählen.

Vorhandene Messungen, die Auskunft über Art, Weise und Geschwindigkeiten von Hangbewegungen geben können, sind auszuwerten. Sollten derartige Messungen nicht vorhanden sein, sollen sie in Abhängigkeit der durch die bisherigen Untersuchungen erkannten Hanginstabilitätsprobleme durchgeführt werden. Sollte die Notwendigkeit für Messungen aus geologischen Gründen nicht gegeben sein, reichen begründete Schätzungen. Grundsätzlich genügen Hinweise, dass Bewegungen derzeit stattfinden bzw. stattfinden können – wenn dann der Mechanismus des Prozesses, der dahinter steht, nachvollziehbar aufgezeigt ist, kann die Frage nach dem Erfordernis von Messungen und deren Art und Weise dargestellt werden.

Mit den Ergebnissen der Detailkartierung sollte im Regelfall bereits abgeklärt sein, ob eine weitere Projektierung sinnvoll ist, oder ob Labilität im Sinne der Alpenkonvention besteht und eine weitere Fortsetzung der Projektierung nicht mehr empfohlen werden kann.

4. Hydrogeologie – Quellbeobachtung – Quellmessungen (anzustreben ist hierfür die gemäß internationalem Standard eine Mess- und Beobachtungsdauer von mindestens 1 hydrologischen Jahr/min. 14 Monate)
- Quellschüttung
 - elektrische Leitfähigkeit
 - Quelltemperatur
 - Lufttemperatur und Angabe der Witterung
 - ev. Quellchemismus
 - Erhebung der geologischen Parameter der Quellaustritte (woraus entspringt die Quelle, welches/wo ist ihr für das Projekt relevante Einzugsgebiet)

Erläuternde Bemerkungen:

Bei diesem Maßnahmenkatalog handelt es sich um eine hydrogeologische Beweissicherung, die im Sinne des Projektwerbers, des Projektanten und des jeweiligen Betroffenen (z.B. Quellbesitzer, Wasserberechtigter) ist, da dadurch fast immer die Frage von qualitativen und/oder quantitativen Änderungen an Quellen durch Bau und Betrieb einer Piste zweifelsfrei abgeklärt werden können.

Primär ist durch den untersuchenden Geologen zu erfassen, ob im Projektsgebiet überhaupt Quellen vorhanden sind (Emissionen - Immissionen). Weiters ist ihre Bedeutung zu erheben. Am Bedeutendsten sind Quellen von Trinkwasserversorgungsanlagen oder zur derzeitigen Nutzung von Energie (Gruppe 1). Von (etwas) geringerer Bedeutung sind Quellen, die noch ungenutzt, aber für eine Trinkwasserversorgung geeignet sind, sowie Quellen, auf denen ein Wasserrecht (z.B. Energienutzung, Viehtränke, Almbewässerung) liegt (Gruppe 2). Die geringste Bedeutung haben Quellen, die ungenutzt sind und keine Wasserrechte aufweisen, vor allem dann, wenn sie auch aus quantitativen und/oder qualitativen Gründen für eine der vorstehend genannten Nutzungen nicht geeignet sind (Gruppe 3).

Quellen der Gruppe 1 sollen durch den oben stehenden Maßnahmenkatalog zur Gänze behandelt werden, vor allem dann, wenn es sich hinsichtlich ihrer Nutzung um bedeutende Quellen handelt (z.B. Trinkwasserversorgungen von Siedlungen). In diesem Fall soll auch das hydrologische Jahr tunlichst eingehalten werden, insbesondere dann, wenn durch die geologischen Erhebungen eine Beeinträchtigung durch die geplanten Maßnahmen nicht auszuschließen oder gar wahrscheinlich ist. Dabei ist durch den Geologen abzuschätzen, ob das verlangte hydrologische Jahr durch Vollendung der Messreihen nach Erlangung der Rechtskraft des Bewilligungsbescheides erreicht wird, und nicht im Vorhinein zur Gänze während der Planungsphase. Diese Abweichung ist mit geologischen Argumenten zu begründen.

Der Messrhythmus soll während der Planungsphase für die Errichtungsphase und die Betriebsphase durch den Geologen erarbeitet werden. Bedeutende Quellen sollten mit einer Dauerregistrierung ausgestattet werden.

Für Quellen der Gruppe 2 gilt zwar prinzipiell das Gleiche wie für die Quellen der Gruppe 1, jedoch sind hier leichter durch geologische Argumentation begründete Verminderungen des Anforderungsprofils der Beweissicherung vertretbar.

Quellen der Gruppe 3 sind nur insofern in die Beweissicherung einzubeziehen, als dies zur Abklärung von baulichen Maßnahmen im Zuge der Errichtung und Erhaltung der Piste notwendig ist. Der Aufwand hierfür wird in der Regel sehr gering sein und sich zumeist auf eine einmalige Erhebung der geologischen und hydrogeologischen Quellparameter beschränken.

Generell ist festzustellen, dass Messungen an Quellen auch von hierzu nicht fachkundigem Personal (z.B. Angestellte der Liftgesellschaft) durchgeführt werden kann, wobei diese vom Projektgeologen unterwiesen werden müssen und dieser zumindest beim ersten Messdurchgang anwesend ist. Bei Quellen der Gruppe 1 sollte tunlichst der Quellbesitzer oder Quellberechtigte in die Beweissicherung einbezogen werden.

Eine Gefährdung von Quellen vor allem der Gruppe 1 kann – je nach Bedeutung der Quellen – den Kriterien eines labilen Gebietes im Sinne der Alpenkonvention entsprechen.

Abschließend ist zu betonen, dass die Quellbeweissicherung auch dienlich ist bei der Abklärung, welche hygienischen Anforderungen beim Betrieb einer Beschneiungsanlage einer Schipiste erforderlich sind.

b. BEURTEILUNG DER IST-SITUATION (Schlussfolgerungen aus der derzeitigen Situation vor Durchführung der Maßnahmen)

Prozessbeurteilung (Hangbewegungen, Erosionen)

Eingrenzung in Bewegungsart, Ursache

- Beurteilung des Gesamtgebietes (z.B. Talzusub)
- Beurteilung von (möglichen) Sekundärbewegungen
- Beurteilung von Erosionsprozessen
- Beurteilung der Bewegungsgeschwindigkeiten (aktiv erkennbar, aktiv wahrscheinlich aber nicht erkennbar, inaktiv, kriechend, gleitend, Hangexplosion, stürzend usw.)

Erläuternde Bemerkungen:

Es handelt sich um das Ziehen der nötigen Schlussfolgerungen aus der derzeitigen Situation vor Durchführung der Maßnahmen im Projektgebiet. Diese Schlussfolgerungen sind die Basis für die Abschätzung der Folgen der Baumaßnahmen während der Phasen Errichtung und Betrieb.

c. AUSWIRKUNG VON BAUMASSNAHMEN AUF DAS GELÄNDE

1. Kann das Gelände instabil werden, ist eine Erhöhung der Bewegungsgeschwindigkeit zu erwarten oder möglich, können Sekundärbewegungen entstehen
2. Welche Maßnahmen sind im Rahmen des Pistenbaus notwendig (Entwässerungen,

Wegbauten, Abheben der Humusschicht, Sprengungen, etc)?

3. Auswirkungen in der Errichtungsphase
 - Standsicherheit bei Baumaßnahmen
 - Abflussvorgänge ändern (Oberflächenwasser, Hangwasser)
4. Auswirkung in der Betriebsphase (für alle Betriebszustände)
 - Beschneigung
 - Oberflächenwasserableitung (unter Berücksichtigung der damit einhergehenden Vegetationsveränderungen)
5. Störfall
6. Nachsorge
 - Dränagen (unter Berücksichtigung der damit einhergehenden Vegetationsveränderungen)
 - Böschungssicherungen
 - Dämme
7. Welche Stabilisierungsmaßnahmen sind notwendig bzw. geplant
 - Auswirkung auf Hangstabilität, Erosionen, Bewegungsablauf, Bewegungsgeschwindigkeit (ingenieurbiologische Maßnahmen, Dränagen, Ankerungen, Aufschüttungen),
9. Kontrolle der Wirkungsweise der Maßnahmen
 - Messung der Dränagewässer, Oberflächenpunkte messen, visuelle jährliche Kontrolle

Erläuternde Bemerkungen:

Aufbauend auf den gutachtlichen Schlussfolgerungen sind die Auswirkungen der Baumaßnahmen auf das Gelände für die Phasen Errichtung, Betrieb, Störfall und Nachsorge unter Berücksichtigung der vorstehenden Punkte zu treffen. Damit kann die nachfolgend geforderte Risikoabschätzung durchgeführt werden, die endgültig beurteilt, ob eine Labilität des Projektgebietes im Sinne der Alpenkonvention als Ausschließungsgrund für Bau und Betrieb einer Schipiste vorliegt.

Der Aufwand von Messungen (siehe Punkt 7. Kontrolle der Wirkungsweise der Maßnahmen) ist durch das Projektsteam auf Basis der gewonnenen Erkenntnisse im Projekt vorzuschlagen.

d. RISIKOABSCHÄTZUNG/GEFÄHRDUNGSABSCHÄTZUNG, SICHERHEITSANALYSE

Besteht ein Risiko für Gelände, Pistenbenützer, Siedlungsraum, Verkehrswege und andere Nutzungen?

Erläuternde Bemerkungen:

Die Risikoabschätzung ist Grundlage für die Entscheidung, ob sich eine Schipiste in einem labilen Gebiet befindet, oder nicht.

Ein labiles Gebiet im Sinne der Alpenkonvention, in dem die Erteilung einer Bewilligung zur Errichtung einer Schipiste zu versagen ist, liegt dann vor, wenn ...

1. eine **nachhaltige** Verschlechterung des Ist - Zustandes im Hinblick auf Hang(in)stabilität (Erosion, Wasserhaushalt, usw.) gegeben ist, oder/und wenn ...

2. sich negative/gravierende Folgen des Pistenbaus fachlich nicht abschätzen lassen

... wobei alle Phasen des Projekts unter Beachtung der möglichen Naturprozesse in die Betrachtungen mit einzubeziehen sind (Errichtung, Betrieb, Störfall, Nachsorge).

Die Sicherheitsanalyse/Risikoabschätzung entspricht auch den Anforderungen, wie sie für die Errichtung neuer Seilbahnen und Lifte im Seilbahngesetz 2003 verlangt werden, womit für die Schipisten der gleiche Planungs- und Sicherheitsstandard gilt wie für Seilbahnen und Lifte. Gleichzeitig kann im Rahmen der Risikoabschätzung eben beurteilt werden, ob eine Schipiste in einem labilen Gebiet i.S. des Art 14 Bodenschutzprotokoll liegt.

II) Beurteilung der Projektunterlagen durch den Amtssachverständigen für Geologie und bei Bedarf durch einen SV für Bodenmechanik bzw. Geotechnik, sowie einen AS für Wildbach- und Lawinenkunde

Zu prüfen:

- a. ist die Beschreibung des Istzustandes richtig und ausreichend
- b. liegt ausreichende Kenntnis der geologisch-hydrogeologischen Verhältnisse des Projektgebietes vor (Beobachtung/Messung an Quellen, etc.)
- c. ist eine Beurteilung der Hangstabilität vorhanden (Gefährdung Mensch und Natur)
- d. sind die Auswirkungen der Baumaßnahmen für Betrieb, Bau und Nachsorge ausreichend beschrieben und beurteilt
- e. liegt eine ausreichende Sicherheitsanalyse/Risikobeurteilung vor

Zu beurteilen:

- f. besteht die Gefahr der Geländeinstabilität bei Bau, Betrieb und Nachsorge
- g. sind die Auswirkungen der Baumaßnahmen auf die Stabilität des Geländes abschätzbar
- h. Risikoeinschätzung

Erläuternde Bemerkungen:

Die Anführung der vorstehenden Prüfungs- und Beurteilungspunkte soll gewährleisten, dass die Prüfung des Projekts tunlichst in gleicher Weise vorgenommen wird, egal wer der prüfende Sachverständige der Behörde ist.

Teil 3 – Erläuterungen zu den Begriffen „Boden“ und „labil“

Zum Begriff „Boden“:

Der Begriff Boden ist in der Bodenkunde folgendermaßen definiert:

"Der Boden ist ein Naturkörper, bei dem ein Gestein an der Erdoberfläche unter einem bestimmten Klima, einer bestimmten streuliefernden Vegetation und Population von Bodenorganismen durch bodenbildende Prozesse (Verwitterung und Mineralbildung, Zersetzung und Humifizierung, Gefügebildung und verschiedene Stoffumlagerungen) umgeformt wird." (Scheffer / Schachtschabel, Lehrbuch der Bodenkunde, 14. Auflage, Enke Verlag Stuttgart 1998, S. 373)

Boden ist der durch Klima, Vegetationsleben und andere Bodenbildungsfaktoren beeinflusste Teil des Bodenprofils, das höheren Pflanzen als Standort dienen kann (MAYER, BRÜNNIG: Waldbauliche Terminologie, Universität für Bodenkultur, Wien 1980. Das Botanische Wörterbuch Schubert/Wagner sieht den Boden als denjenigen Teil der Erdkruste, der durch biologische Einwirkung, Klima, Verwitterung und Verlagerung von seiner Unterlage differenziert ist.

Entsprechend den Zielsetzungen des Bodenschutzprotokolls der Alpenkonvention (BGBl III 235/2002) ist der Boden

1. in seinen natürlichen Funktionen als

- a) Lebensgrundlage und Lebensraum für Menschen, Tiere, Pflanzen und Mikroorganismen,
- b) prägendes Element von Natur und Landschaft,
- c) Teil des Naturhaushalts, insbesondere mit seinen Wasser- und Nährstoffkreisläufen,
- d) Umwandlungs- und Ausgleichsmedium für stoffliche Einwirkungen, insbesondere auf Grund der Filter-, Puffer- und Speichereigenschaften, besonders zum Schutz des Grundwassers,
- e) genetisches Reservoir,

2. in seiner Funktion als Archiv der Natur- und Kulturgeschichte sowie

3. zur Sicherung seiner Nutzungen als

- a) Standort für die Landwirtschaft einschließlich der Weidewirtschaft und der Forstwirtschaft,
- b) Fläche für Siedlung und touristische Aktivitäten,
- c) Standort für sonstige wirtschaftliche Nutzungen, Verkehr, Ver- und Entsorgung,
- d) Rohstofflagerstätte

nachhaltig in seiner Leistungsfähigkeit zu erhalten. Insbesondere die ökologischen Bodenfunktionen sind als wesentlicher Bestandteil des Naturhaushalts langfristig qualitativ und quantitativ zu sichern und zu erhalten. Die Wiederherstellung beeinträchtigter Böden ist zu fördern.

Bodenschutz und geologische Risiken :Zum Begriff „labiles Gebiet“:

Das Protokoll Bodenschutz der Alpenkonvention, sieht in Artikel 1 als wesentliches Ziel, die Leistungsfähigkeit des Bodens zu erhalten.

Das Protokoll Bodenschutz der Alpenkonvention, Artikel 10 sieht die Ausweisung von Alpengebieten, die durch geologische, hydrogeologische und hydrologische Risiken, insbesondere Massenbewegungen, Lawinen und Überschwemmungen gefährdet sind, vor. Daher ist der Begriff „Boden“ umfassend zu sehen, da er durch Prozesse wie Massenbewegungen, Lawinen, Überschwemmungen etc. beeinträchtigt werden kann.



Foto 1:
Massiver Bodenschurf durch Lawinen und
Schneekriechen

Bodenschutz bedeutet somit auch Schutz der Menschen vor Naturgefahren und Schutz vor Veränderungen der Natur zum Nachteil der Menschen (z.B. Veränderungen an Quellen hinsichtlich ihrer Genusstauglichkeit).

Gemäß Art 14 des Bodenschutzprotokolls dürfen in labilen Gebieten Genehmigungen für Schipisten nicht erteilt werden.

Was versteht man unter „labile Gebiete“:

Der Begriff der Instabilität in geologisch - hydrogeologischem Zusammenhang:

Es lassen sich verschiedene Definitionen für die Stabilitätsfälle stabil, labil und indifferent angeben. Nachfolgend wird versucht, eine einfache Definition mit Bezug auf geomorphologische Strukturen zu finden.

Stabil bedeutet standfest, dauerhaft. Demnach befindet sich ein Körper am tiefstmöglichen Punkt im stabilen Gleichgewicht. Er kann aus eigener Kraft nicht aus seinem Zustand des stabilen Gleichgewichts heraus.

In Bezug auf Geländestrukturen muss festgestellt werden, dass auch bei stabilen Systemen durch extreme natürliche Einflüsse (Wasser, Lawinen, usw.) bzw. durch anthropogene Krafteinwirkungen Änderungen des stabilen Gleichgewichtes des Systems eintreten können.

Labiles und indifferentes Gleichgewicht bedeutet Instabilität. Bereits kleine Störungen bewirken eine Änderung der Gleichgewichtslage. Während beim indifferenten Gleichgewicht schnell eine benachbarte Gleichgewichtslage gefunden werden kann bedeutet labiles Gleichgewicht, dass nach einer Störung große Verformungen notwendig sind um wieder eine Gleichgewichtslage zu erreichen.

Labil heißt somit schwankend, unsicher, anfällig. Ein labiles Gleichgewicht ist ein unsicheres Gleichgewicht, der Schwerpunkt eines Körpers befindet sich an einem höchstmöglichen Punkt. Störende Einflüsse bzw. Krafteinwirkungen bedeuten einen Verlust des Gleichgewichtszustandes mit meist großen Verformungen, ein davon betroffener Körper kann nicht mehr in die ursprüngliche Lage zurückkehren.

Im Alpenraum sind die (meist steilen) Hänge durch Erosionsprozesse einschließlich Gletscherschurf, Verwitterung und Hangbewegungen entstanden. Das heißt, dass sich die Hänge langfristig gesehen in einem Grenzgleichgewicht – also in einem labilen und indifferenten Gleichgewicht - befinden. Langsame talwärts gerichtete Bewegungen in Hängen sind häufig vorzufinden. Sie laufen temporär oder permanent ab und zwar abhängig von den geologischen Verhältnissen und den klimatischen Bedingungen. Besonders hervorzuheben ist in diesem Zusammenhang die Beanspruchung der Berghänge durch Oberflächen- und Hangwasser mit seiner zeitlich

GEOFORUM Umhausen TAGUNGSBAND III (2001-2004)

(jährlich und mehrjährlich) unterschiedlichen Intensität. Wasser ist in den überwiegenden Fällen Motor der Hangbewegungen oder Erosionen (zeitabhängiger instabiler Zustand).

In der Geologie und Geotechnik spricht man deshalb nicht von labilen, sondern meist von instabilen Verhältnissen. Die vorstehenden physikalischen Definitionen zeigen auf, dass überall dort, wo ein Relief vorherrscht, Hanginstabilitäten denkbar sind.

„Lables Gelände“ – Ursachen

Die Kräfte, die eine Ortsveränderung eines im labilen Gleichgewichts befindlichen Körpers (Gesteins) verursachen, sind:

- endogener Natur (aus dem Erdinneren – Schwerkraft, Erdbeben = tektonische Prozesse) und
- exogener Natur (Kräfte die von außen auf die Erdoberfläche einwirken, z.B. Verwitterung, Niederschlag)
- anthropogener Natur (Sonderform der exogenen Kräfte)

Beispiele für rasch ablaufende Hanginstabilitätsprozesse sind:

- Muren
- Steinschlag
- Blocksturz
- Felssturz
- Bergsturz
- Bergsenkung



Foto 2:
Mure auf eine Hauptverkehrsstraße – Beispiel für raschen Bewegungsablauf



Foto 3:
Hangexplosion als Beispiel für plötzliche Hangerosions- bzw. Hangbewegungsprozesse. Der PKW wurde durch den plötzlichen Erosionsprozess in die Tiefe geschleudert (nahe dem linken unteren Bildrand).



Foto 4:
Felssturz auf eine Straße: Beispiel für ein aus einer Kriechbewegung heraus entstandenes plötzliches Ereignis

Beispiele für langsam ablaufende Hangbewegungsprozesse sind:

- Hangkriechen
- Hanggleiten
- Hangsacken
- Hangrutschen
- Bergzerreissung
- Massenbewegung
- Talzus Schub



Foto 5:
Zahlreiche Nackentäler weisen auf – vermutlich –
aktiv in Bewegung befindliche Bergzerreissungs-
prozesse hin.

Sehr häufig können langsam ablaufende Hangbewegungsvorgänge in rasche Bewegungsabläufe übergehen.

Welche Arten von Niederschlägen bzw. Verwitterungsprozessen steuern Hanginstabilitäten?

- Frost-Tau-Wechsel
- Abschmelzen von Permafrost
- Schneeschmelze
- Kurzzeitiger Starkniederschlag
- Langzeitiger Dauerniederschlag
- Kombination derartiger Ereignisse (Frage der Vorvernässung; die zahlreichen Ereignisse von Hanginstabilitätsprozessen in Tirol zwischen März und November 1999 sind auf eine Kombination Vorvernässung-intensive Schneeschmelze-lang anhaltende Starkniederschläge zurückzuführen).

Wann können Hanginstabilitätsprozesse ablaufen? Es gibt Zeiten größerer Wahrscheinlichkeit (z.B. Schneeschmelze, Frost-Tauwechsel, Starkniederschlag). Grundsätzlich zeigt jedoch die Erfahrung, dass Hanginstabilitätsprozesse jederzeit ablaufen können.

Neben den offensichtlichen Anzeichen für Hangbewegungen (Blockschutthalden, übersteile Rutschstirnen, etc.) gibt es in der Natur weitere „stumme Zeugen“ als Indikatoren für Bewegungsprozesse an Hängen. In diesem Zusammenhang sind zu nennen:

- Säbelwuchs
- „Betrunkener“ Wald
- Pionierpflanzenbewuchs (Erlen,...)
- Hangwasseraustritte mit entsprechenden Feuchtigkeit anzeigenden Pflanzen
- Stark welliges Gelände

- Sekundärrutsche
- etc.



Foto 6:

„Betrunkener Wald“ bzw. Säbelwuchs als Indikator bzw. „stumme Zeuge“ von aktiven Hangkriechbewegungen.

Wenn man das „labile Gebiet“ als System betrachtet und den Schutz des Bodens als Ziel der Alpenkonvention ansieht, ist die Betrachtungsweise - fokussiert auf Hanginstabilitäten - zu eng. Demnach ist das System als Ganzes prozessorientiert im Hinblick auf Instabilität (Labilität) zu prüfen.

System – Prozess, Systemorientierte und prozessorientierte Betrachtung

Grundsätzlich gilt es zu unterscheiden:

Ein System ist die Gesamtheit aller Eigenschaften bzw. ein geordnetes Ganzes; es bezeichnet einen als real vorausgesetzten Ordnungszusammenhang in der Natur.

Unter einem Prozess sind die systembeeinflussenden Abläufe (Vorgang) zu verstehen.

Systemorientierte Betrachtung:

Wenn ein System stabil ist, sind keine Änderungen der Stabilitätsverhältnisse zu erwarten, das System bleibt in Ruhe.

Ist das System instabil, sind bei störenden Einflüssen kleine oder große Bewegungen zu erwarten. Mit diesen Bewegungen versucht das System Stabilität wieder zu erhalten.

Prozessorientierte Betrachtung:

Wenn ein Prozess abgeschlossen ist, herrschen stabile Bedingungen, das System ist und bleibt stabil. In der Natur gibt es allerdings keine abgeschlossenen Prozesse, sondern höchstens solche, die - für z.T. lange Zeit - vorübergehend abgeschlossen scheinen.

Ist jedoch ein Prozess nicht oder nur vorübergehend abgeschlossen, so herrschen instabile Bedingungen, das System ist demnach labil bzw. instabil mit Systemänderungen ist zu rechnen – Frage der Einschätzung reliktscher Massenbewegungen (Triggerereignisse).

In der Natur ändern sich auf Grund der Zeitachse Systeme laufend bzw. können System und Prozess (natürliche Prozesse) schwer bzw. nicht getrennt werden. Daher kann eine systemorientierte Betrachtung für sich allein sicher nicht genügen, sondern nur die Kombination system- und prozessorientierte Betrachtung ist zielführend. Die prozessorientierte Betrachtung darf deshalb nicht unterlassen werden, weil sich Gleichgewichtszustände nur unter Einwirkungen (Wasser, Verwitterung, Baumaßnahmen) ändern.

Ursachen von Hanginstabilitäten/Systemänderungen können sein:

- Wasser (Niederschlag, Versickerung und Abfluss)
- Schwerkraft
- Mensch (fehlende „Sensibilität“)
- Kombination von Wasser, Schwerkraft und Mensch (zunehmende Versiegelung, Veränderungen des

- Abflussverhaltens z.B. durch Abholzen zur Errichtung einer Schipiste, etc.)
- Tektonische Prozesse

Lösungsansätze

Aus der Entstehung des Geländes im Alpenraum lässt sich ableiten, dass der überwiegende Teil der Berghänge Tirols unter den Begriff „labiles Gebiet“ einzuordnen ist, wenn man damit Hanginstabilitäten versteht. Das bedeutet, dass Einwirkungen auf diese Berghänge Veränderungen – Bewegungen erzeugen, die abklingen können oder unkontrolliert ablaufen bzw. Schäden erzeugen können.

Betrachtet man die Berghänge Tirols als Systeme, muss man feststellen dass diese Systeme ebenfalls meist labil sind und auf Eingriffe (Prozesse) durch Veränderungen reagieren. Wie bereits erläutert, können aber auch stabile Hänge – stabile Systeme - bei entsprechend großer Einwirkung instabil werden.

Es gilt daher aus fachlicher Sicht vernünftige Lösungsvorschläge zu erarbeiten, wie man mit dem Begriff „Labile Gebiete“ zielführend umgehen kann. Unter zielführend wird das Gelände als System bewahrend, Schäden für Mensch und Natur abwendend verstanden.

Lösungen

Es müssen immer alle Phasen eines Vorhabens hinsichtlich der „Labilität“ des Systems im Projektgebiet (Planungsgebietes) (unter Einbeziehung der möglichen Naturprozesse ganzheitlich geplant und beurteilt werden:

- Errichtungsphase
- Betriebsphase
- Nachsorge

Diese Beurteilung und Planung muss alle Bestandteile eines Systems? (Bestandsaufnahme Natur) beinhalten:

- Hangstabilitätsverhältnisse (Faktor Geologie)
- Berg-, Grund-, Oberflächen- und Quellwässer (als Teil des Ökosystems, aber auch hinsichtlich der chemischen und genusstauglichen Eigenschaften der Wässer) (Faktoren Hydrogeologie - Hydrochemie – Biologie – Hygiene)
- Ökosystem (Biozönose und Biotop) (Faktor Biologie)

- Zusammenhänge zwischen allen diesen Bestandteilen) (Faktoren Geologie – Hydrogeologie – Hydrochemie)

Das von einem Pistenprojekt betroffene System ist daher system- und prozessorientiert ganzheitlich auf die Frage der Labilität des Systems hin zu prüfen.

Dies beinhaltet:

- Hangstabilität
- Berg-, Grund- und Quellwässer/Oberflächenwässer
- Ökosystem
- und die Zusammenhänge der 3 vorstehenden fachlichen Kriterien

Die Frage der „labilen Zonen“ im Sinne der Alpenkonvention muss auch den Menschen einbeziehen und zwar jedenfalls bei:

- Hanginstabilitäten (Gefährdungsmöglichkeit durch Hanginstabilitäten)
- Berg-, Grund- und Quellwässer (Gefährdungsmöglichkeit durch mangelnde Hygiene)

Der Planungs- und Beurteilungsumfang ist so zu begrenzen, dass:

- alle Emissionen, die sich von der Schipiste auf die Umwelt auswirken
- und
- alle Immisionen, die von der Umwelt auf die Schipiste einwirken
- Berücksichtigung finden.



Foto 7:

Wald in der Nähe von Schipisten: Derartige offen klaffende Spalten befinden sich nicht nur nahe der dortigen Schipisten, sondern wurden durch den Pistenbau im Pistenbereich zugeschoben. Eindringende, durch Beweidung belastete Oberflächenwässer können darunter liegende Quellen gefährden. Somit sind im Boden Systemänderungen zum Nachteil des Menschen ermöglicht.

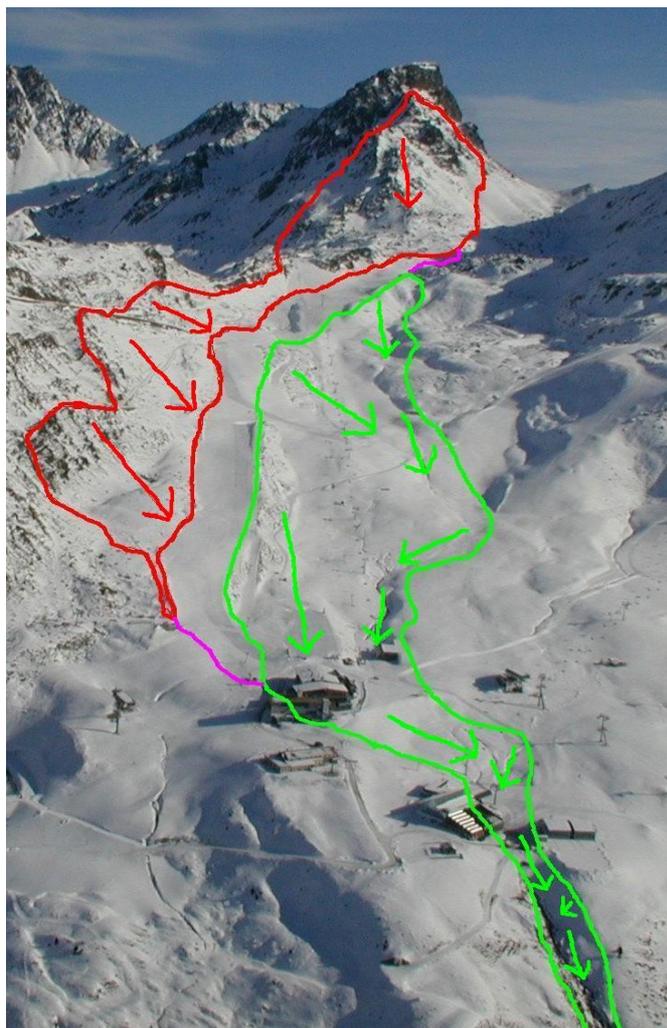


Foto 8:

Dieses Bild eines „imaginären“ Projektvorhabens zeigt die Umgrenzung des Projektgebietes: Rot sind die Zonen, aus denen es von außen auf die Piste Einwirkungen geben kann (Zone der Immissionen) und grün ist die Zone, die von Vorgängen, die von der Piste ausgehen können, betroffen sein kann (Zone der Emissionen). Das „imaginäre“ Projektgebiet betrifft somit die Emissionszone, die Immissionszone und die Piste selbst. Es kann u. U., wie beim vorliegenden Beispiel gezeigt, weit über die eigentliche Piste nach unten und nach oben, sowie seitlich ausgreifen.

Unter welchen Bedingungen ist nun eine Versagung der Bewilligung aus geologischer und hydrogeologischer Sicht im Hinblick auf die Forderungen des Artikels 14 des Bodenschutzprotokolls der Alpenkonvention gerechtfertigt?

Ein labiles Gebiet, in dem die Erteilung einer Bewilligung zur Planierung einer Schipiste zu versagen ist, liegt dann vor, wenn ...

1. eine **nachhaltige** Verschlechterung des Ist - Zustandes im Hinblick auf Hang(in)stabilität (Erosion, Wasserhaushalt, usw.) gegeben ist, oder/und wenn ...
2. gravierende negative Folgen des Pistenbaus sind fachlich nicht abschätzbar lassen

... wobei alle Phasen des Projekts unter Beachtung der möglichen Naturprozesse in die Betrachtungen mit einzubeziehen sind (Errichtung, Betrieb, Störfall, Nachsorge).

Abschließend soll geprüft werden, ob die deutsche Verwendung des Begriffes „labiles Gebiet“ mit anderen Vertragssprachen der Alpenkonvention in Einklang steht.

Der Umweltsenat hat sich im Verfahren (US 6B/2003/8-57) damit auseinandergesetzt.

:*“In der italienischen Vertragsversion wird demnach von „terreni instabili“ gesprochen. Diese Wortfolge bedeutet inhaltlich u.a. „Rutschhang, Rutschboden, Rutschterrain“. In der französischen Vertragsversion wird von „terrain instable“ gesprochen. Diese Wortfolge wird nach der oben angeführten Übersetzungshilfe mit den Begriffen „Rutschhang, Rutschterrain“ gleichgesetzt. Es ist daher auf Grund der angeführten Vergleiche davon auszugehen, dass in sämtlichen Vertragsversionen die für den Begriff „labile Gebiete“ verwendeten Wortfolgen dieselbe inhaltliche Bedeutung haben.“*

Fotonachweis: Foto 2: © Tiroler Tageszeitung, Böhm, Fotos 1, 4, 5, 6, 7, 8 © Heißel; Foto 3: Archiv

Diese „Checkliste“ bietet aus fachlicher Sicht ausreichend Gewähr, dass die zur Entscheidung im Sinne des Art. 14 Abs.1 Bodenschutzprotokoll zuständigen Behörden über die erforderlichen Entscheidungsgrundlagen verfügen.

Innsbruck, 02.06.2004

**Analyse der Massenbewegungen Vorderes Wattental –
unter Berücksichtigung geotechnischer und hydrogeologischer Aspekte**

*H. Madritsch & F. Riedl
Institut f. Geologie und Paläontologie
Universität Innsbruck
6020 Innsbruck, Innrain 52*

1. Einleitung

Im Zuge zweier Diplomarbeiten am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck und in Zusammenarbeit mit der ILF Innsbruck erfolgte im Sommer 2002/2003 eine Analyse von Massenbewegungsprozessen im Vorderen Wattental, südlich von Wattens.

Die Zielsetzung des Projektes, die auch die Abklärung von, durch Massenbewegungen induzierten infrastrukturellen Problemen (Bewegungen im Portalbereich eines Kraftwerkstollens, Quelleneinzugsgebietsbestimmung) umfasste, erforderte eine multidisziplinäre Arbeitsmethodik.

Neben der geologischen Aufnahme (1:10.000) wurden außerdem eine geomorphologische Detailkartierung (1:5.000), ein hydrogeologisches Monitoring (Isotopen, Hydrochemie,...), geotechnische Messungen (Fissurometer, Konvergenzmessungen) und geodätische Messungen (GPS) durchgeführt.

2. Geologischer Rahmen

2.1 Petrographie

Das gesamte Arbeitsgebiet liegt geologisch gesehen innerhalb des Innsbrucker Quarzphyllit Komplexes. Dieser erfährt eine Unterteilung in verschiedenste metamorphe Gesteinstypen, die sich sowohl in ihren mineralogischen, als auch in ihren geotechnischen Eigenschaften unterscheiden. Aufgrund von Leitgesteinen konnte eine Seriengliederung (Mostler et al., 1982) in eine ältere Quarzphyllit-Grünschiefer-Serie, eine Karbonat-Serizitphyllit-Serie und eine jüngeren Schwarzschiefer-Karbonat-Serie durchgeführt werden. Im Arbeitsgebiet wurden folgenden Lithologien angetroffen, wobei die verschiedenen Phyllite den Hauptanteil stellen.

Quarzphyllit

Die mineralogische Zusammensetzung besteht hauptsächlich aus Quarz, welcher in Lagen bzw. Linsen auftritt. Der Phyllosilikatanteil (Muskovit, teilw. Chlorit) ist gering.

Chlorit-Serizit-Phyllit

Makroskopisch lässt sich dieser Typ im Gelände recht gut aufgrund der roten Verwitterungsfarbe und dem speckigen Glanz erkennen. Mineralogisch dominieren Phyllosilikate (Chlorit, Glimmer), die vorher beschriebenen Quarzlagen bleiben hier zur Gänze aus.

Grünschiefer

Bei den Grünschiefern kann eine Unterscheidung in karbonatreiche und karbonatarme Grünschiefer, die in Verbindung mit Chloritphylliten auftreten, vorgenommen werden. Der karbonatreiche Typ besitzt makroskopisch, neben einem auffallenden Flechtenbewuchs, eine

wabenförmige Verwitterungskruste. Der karbonatarme Grünschiefer tritt hingegen ausschließlich in Verbindung mit Chloritphylliten auf. Im Gelände ist der scharfe Wechsel zwischen spröder (Grünschiefer) und duktilem (Chloritphyllit) Deformationsverhalten deutlich erkennbar (*Abb.1*). Der Chlorit-Serizit-Phyllit ist makroskopisch vom Chloritphyllit schwer zu unterscheiden und in der mineralogischen Zusammensetzung nur durch Details (niedriger Chlorit-, erhöhter Muskovit-/Serizitgehalt) gekennzeichnet.

Abb.1:
Grenzbereich zwischen
Spröder und duktiler Deformation



Marmore

Die Marmorlagen stellen neben den Grünschiefern und den Porphyroiden einen wichtigen Leithorizont innerhalb des Innsbrucker Quarzphyllit Komplexes dar. Die Marmore treten häufig in Form von Megaboudins auf, was ihr rasches Auslinsen im Gelände zur Folge hat.

Porphyroide

Dieser Gesteinstyp wird als permische Intrusion (Rockenschaub et al., 2003) gedeutet. Die Gesteine treten schieferungskonkordant auf, die Mächtigkeiten schwanken zwischen 2-1m. Die graublauen Quarzblasten, sind ein Charakteristikum dieser Porphyroide und in einer massig bis deutlich geschieferten Matrix eingebettet.

Schwarzschiefer

Dabei handelt es sich um karbonatreiche graphithaltige Schiefer, die in der jüngsten Serie (Karbonat-Schwarzschiefer-Serie: Devon) vorkommen und nur auf der Ostseite des Wattentals aufgeschlossen sind. Auf der Westseite fehlen sie zur Gänze.

Granatglimmerschiefer

Einen reliktsch höher metamorphen Anteil im IQP bilden die teilweise bitotitführenden Granatglimmerschiefer. Ein mikroskopisches Kennzeichen ist die Chloritisierung der idiomorphen Granate, die einen retrograden Metamorphosepfad repräsentiert.

2.2 Strukturgeologie

Das strukturgeologische Inventar im Innsbrucker Quarzphyllit ist mannigfaltig und das Resultat polyphaser duktiler sowie spröder Deformation. Aktuelle Studien zur Deformationsabfolge des Quarzphyllit Komplexes gehen auf Kolenprat et al. (1999) zurück. Rockenschaub et al. (2003) nehmen als Großstruktur des Innsbrucker Quarzphyllit

Komplexes eine isoklinale nordvergente Synform an. Dies konnte im Arbeitsgebiet, aufgrund des Vorkommens einer aufrechten und einer inversen Abfolge nachvollzogen werden.

Für die Massenbewegungen sind einerseits gewisse duktile Deformationsstrukturen und andererseits die spröden Strukturen relevant.

Bei den duktilen Strukturen ist besonders die dominante und engständige Schieferung zu nennen. Sie stellt die Achsenebenenschieferung einer isoklinalen Faltung dar und wird ihrerseits durch eine wellige offene Faltung überprägt. Die Schieferung fällt im Großteil des Arbeitsgebietes konstant mittelsteil nach Nordwesten ein (Abb.2). Nur im Norden (Sagspitze, Largoz), wo die offenen Falten Wellenlängen von bis zu 100 m aufweisen fällt die Schieferung vereinzelt nach Süden ein. Diese duktilen Strukturen sind besonders in den Phylliten ausgeprägt. In den kompetenteren Einschaltungen (Marmore, Grünschiefer) ist die Schieferung oft nur undeutlich ausgebildet, die kleinräumige Faltung fehlt.

Die spröden Strukturen stellen die jüngsten im Quarzphyllitkomplex dar. Die Hauptstörungsrichtungen streichen NW-SE, NE-SW und EW, wobei es sich hauptsächlich um schräge Seitenverschiebungen handelt. Die Klüfte streichen großteils N-S, also hangparallel (Abb.3).

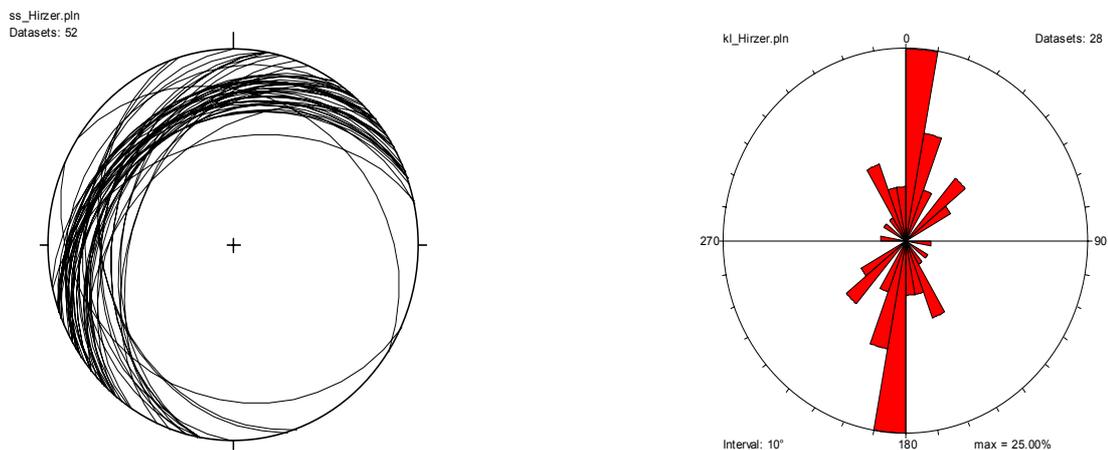


Abb.2 u. Abb.3: Die Großkreisdarstellung der Schieferung zeigt das monotone flache Einfallen des Quarzphyllits nach NW. Das Rosendiagramm (Abb.5) zeigt das hangparallele N-S streichen der Klüfte.

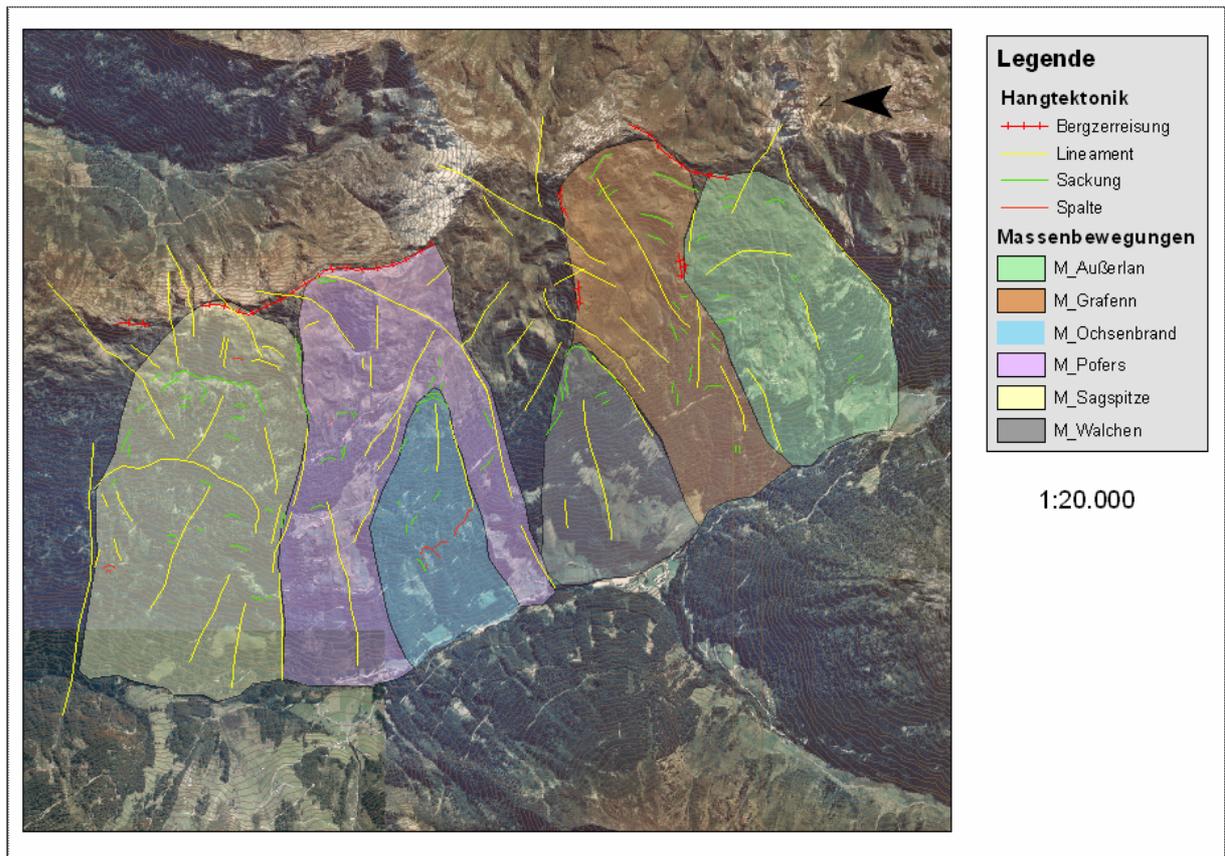
2.3 Geotechnische Charakterisierung

Aufgrund der lithologischen und struktureologischen Beschaffenheit des Quarzphyllits kann eine einfache geotechnische Charakterisierung erfolgen. Der Großteil der Gesteinsabfolge wird von hochteibeweglichen Phylliten aufgebaut denen in unregelmäßigen Abständen kompetente Gesteine eingeschaltet sind. Die Mächtigkeit letzterer Gesteine kann dabei stark schwanken und sich lateral rasch ändern.

Struktureologisch ist vor allem die engständige Schieferung von Bedeutung. Auch die häufig vorkommenden Scherbandstrukturen führen zu hohen Teilbeweglichkeiten. Ein Teil der Störungen und der Großteil der Klüfte streichen hangparallel und kommen damit der Ausbildung von Abrisskanten entgegen.

3. Massenbewegungsprozesse Wattental - Ost

Durch die geomorphologische Übersichtskartierung und die Auswertung von Luftbildern (Waldbestandsbefliegung, 1953) und Orthofotos (TIRIS, Amt der Tiroler Landesregierung) konnten im Arbeitsgebiet 6 großräumige Massenbewegungen ausgemacht werden (*Abb.4*). Bei diesen handelt es sich um tiefgreifende gravitative Hangdeformationen, die die Prozesse Talzus Schub, Bergzerreißung und Sackung umfassen (vgl. Weidner 2000, Moser 1994). Außerdem treten sekundäre aktive Hangrutschungen auf. Diese Massenbewegungsprozesse führten im Arbeitsgebiet zur Beschädigung der Wattentalstraße, Forstwegen und der Wasserleitung der Gemeinde Wattens.



*Abb.4: Geomorphologische Übersicht Wattental Ost
(Orthofoto Land Tirol, Lagehöhenplan BEV Wien)*

Geomorphologie

Die Talzuschübe zeigen die, für derartige Massenbewegungen typischen geomorphologischen Merkmale. Bergzerreißung und Doppelgratbildung (vgl.: Ampferer 1939), sind ebenso ausgeprägt, wie ein charakteristischer konkav-konvexer Hangverlauf (übersteilter Hangfuß), Sackungsstufen bzw. Nackentäler und eine quasi in situ stattgefundenene Felszerlegung (*Abb.5 u. Abb.6*)



*Abb.5: Bergzerreißung entlang des
Sagspitz- Hirzer Grats*



*Abb.6: Sackungsstufen im weiteren
Hangverlauf*

Geologie

Als Grund für die bevorzugte Entwicklung solcher tiefgreifender Hangdeformationen entlang der östlichen Talflanke des Wattentals muss, aufgrund der geologischen Kartierung die ungünstige Lagerung der Gesteine gesehen werden. Die Phyllite fallen hangparallel flach bis mittelsteil nach NW ein, wodurch die Schieferungsflächen potentielle Gleitflächen für derartige Massenbewegungsprozesse darstellen. Zudem streichen Störungs- und Kluffflächen hangparallel und zeichnen somit Abrisskanten vor. E-W, senkrecht zum Hangverlauf streichende, Störungen waren bei der Entwicklung der Talzuschubsgrenzen von Bedeutung. Auffällig ist die fehlende Entwicklung einer Bergzerreißung im Bereich des Hirzers. Dies ist auf die lithologische Beschaffenheit der Gesteine in diesem Bereich zurückzuführen, da hier quarzitische Gneise, gegenüber Phylliten überwiegen.

Kinematik

Hinweise auf die Kinematik der Talzuschübe geben vor allem geomorphologische Indikatoren. Die stark konkav-konvexen Hangprofile weisen in jedem Fall auf tiefgreifende Bewegungen hin (Zischinsky, 1969). Die Bergzerreißungen und Doppelgrate der Talzuschübe „Sagspitz“, „Pofers“ und „Grafenn“ sind typische Erscheinungsbilder gleitender Talzuschübe (Bunza, 1982). Die engständig geschieferten flach einfallenden Phyllite stellen zwar eine günstige Ausgangssituation zur Ausbildung diskreter Gleitbahnen dar, ob eine solche im Untergrund tatsächlich ausgebildet ist kann jedoch nicht gesichert angegeben werden. Hinweise auf die Existenz einer durchgehenden basalen Gleitfläche des Talzuschubs „Sagspitz“ ergaben die hydrogeologischen Methoden (Hydrochemie, Isotopenhydrologie vgl. Madritsch 2003).

Am übersteilten Hangfuß des Talzuschubs Ochsenbrand kam es zur Entwicklung einer sekundären Rutschung („Ochsenbrand“ Rutschung) (*Abb.7: Profil*). Diese Rutschung wurde im Detail im Sinne der Generallegende der „Geologischen Stelle des forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinenverbauung“ (vgl.: Sönsner & Wanker, 1997) im Maßstab 1:5000 kartiert. Die Kartierung zeigte, dass es sich um 3 eigenständige Rutschkörper handelt, die eine außerordentliche Aktivität aufweisen, und entsprechende Auswirkungen auf Forst und Infrastruktur haben. Hinweise aus den Luftbilduntersuchungen deuten darauf hin dass bei der Anlage dieser Rutschung auch tektonische Vorzeichnung im Sinne von Störungen im Abrissbereich eine Rolle spielte.

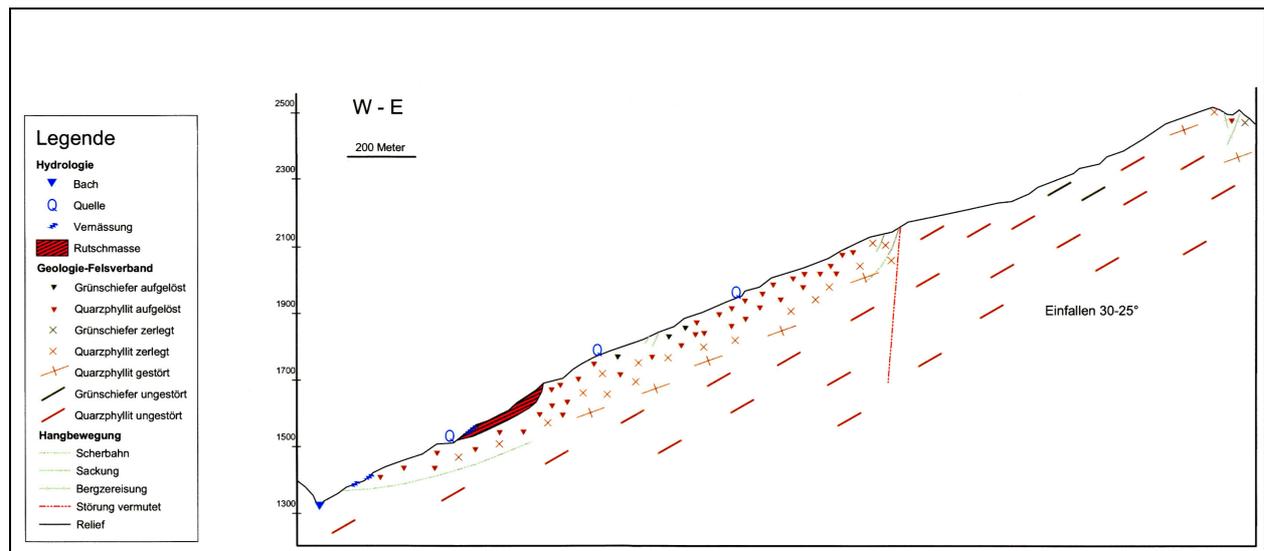


Abb.7: Schematisches Profil durch den Ochsenbrand Talzuschub der Ochsenbrand Rutschung ansetzend am übersteilten Hangfuß

Aktivität

Die rezente Bewegungsrate der Talzuschübe muss als sehr gering eingestuft werden, da keine Hinweise auf aktive Bewegung (offene, Spalten etc.) festgestellt werden konnten. Zu geringen Bewegungen kommt es, bemerkbar an Auswirkungen an der Vegetation („betrunkenen Wald“), nur in Teilbereichen.

Im Bereich der „Ochsenbrandrutschung“ werden in Zusammenarbeit mit Dr. Krainer (Univ. Innsbruck) GPS –Messungen zur Quantifizierung der Bewegungsrate durchgeführt.

Alter

Die Aktivierung der Talzuschübe erfolgte wie durch Überschneidungskriterien mit glazialen Sedimenten belegt ist, nicht zeitgleich. Die Anlage der Talzuschübe „Ochsenbrand“ und „Walchen“ die auf ca. 2100m Höhe ansetzen, erfolgte später als die des Talzuschub „Grafenn“. Letzterer wurde vermutlich schon sehr früh angelegt (Spätglazial ?) und war scheinbar auch nur kurz aktiv. Dies ist durch die ungestörte Überschneidung der Sackungstaffeln und Zugspalten durch Moränenwälle belegt. Die Spalten der Talzuschübe „Ochsenbrand“ und „Walchen“ überprägen diese Moränenstände bereits. Die Entwicklungsgeschichte der Talzuschübe „Pofers“ und „Sagspitze“ ist vermutlich ähnlich jener des Talzuschubs „Grafenn“.

Hydrogeologie

Neben einer geologisch/geomorphologischen Bearbeitung wurde die östliche Flanke des Wattentals, aufgrund des Vorkommens großer genutzter Quellen auch hydrogeologisch untersucht. Außerdem sollten diese Untersuchungen zusätzliche Informationen über den Tiefgang und die Struktur der Massenbewegungen liefern.

Für diesen Zweck stellten sich ^{18}O Isotopen Untersuchungen zur Bestimmung der mittleren Einzugsgebiethöhe als besonders hilfreich heraus. Außerdem wurde ein 12 Monate dauerndes Monitoring-Programm (LF, S, Temp.) und hydrochemische Analysen, durchgeführt.

Die Untersuchungen zeigten das der Großteil der Quellen, vor allem jene mit Austritten in höheren Hanglagen, sehr rasch und ausgeprägt auf die Schneeschmelze reagieren. Die elektrischen Leitfähigkeiten dieser Quellen sind gering ($< 140 \text{ uS/cm}$ Jahresmittel). Dies deutet auf kurze Verweilzeiten hin. Die Isotopenuntersuchungen ergaben für Quellen am Fuß der Massenbewegungen hingegen Hinweise auf sehr tiefreichende Wasserwegigkeiten, im

sonst als Geringleiter einzustufenden Quarzphyllit.

4. Instabile Hangflanken im Portalbereich (Wattental - West)
(unter Berücksichtigung hydrogeologischer und geotechnischer Fragestellungen)

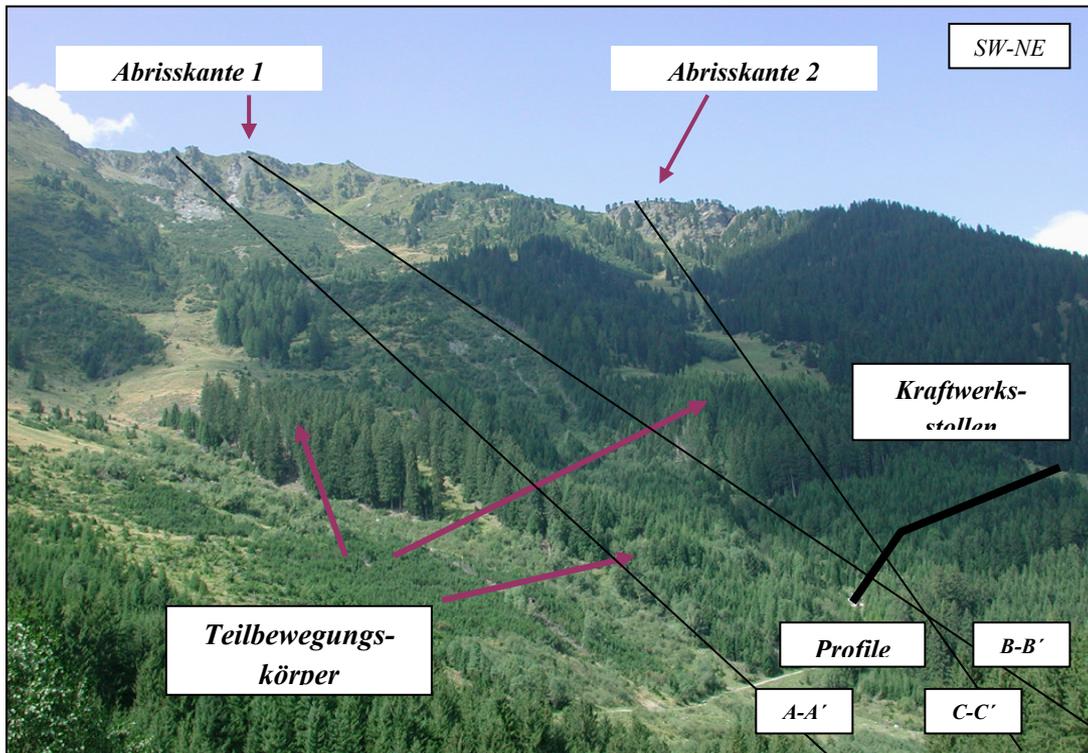


Abb. 8: Verlauf des Kraftwerksstollens innerhalb der Hangverformung

Im Zentrum dieser angewandten geomorphologischen - geotechnischen Aufnahme steht ein Kraftwerksstollen an der orographisch linken Flanke des Wattentals auf einer Höhe von 1320 m ü.d.M.

Auf basierenden Arbeiten von Clar u. Weiss (1965), Moser und Glumac (1983), Spaun (1985) und Poscher (1990) wurden bereits die Auswirkungen von tiefgreifenden Massenbewegungen auf bautechnische Anlagen erkannt und beschrieben.

Aktuelle Bewegungen im Portalbereich des Kraftwerksstollens, gekennzeichnet durch Haar- und Radialrisse, Betonabplatzungen und Magnesiumtreiben an den Ulmen, erfordern einen interdisziplinären Methodenansatz. Dabei soll die Kinematik der Hangverformung und deren Auswirkung auf den Kraftwerksstollen ermittelt werden.

Dieser Methodenansatz deckt nachstehendes Spektrum ab:

- Geomorphologische, geologische und hydrogeologische Detailkartierung
- Geodätische Vermessungen
- Geotechnische Aufnahme im Kraftwerksstollen

Geomorphologische Kartierung

Die morphologischen Rahmenbedingungen sind gekennzeichnet durch zwei markante Abrisskanten im Gratbereich und einzelnen Teilbewegungskörper innerhalb der Hangverformung. Diese Teilbewegungskörper weisen relikte bis subrezente Verhältnisse auf und stellen eine Kombination aus Rotations- (oberer Hangbereich) und Translationsbewegung (untere Hangbereich) dar (vgl. Bunza, 1982).

Neben dem morphologischen Geländebefund sprechen auch die geodätischen Ergebnisse für bereits abgeschlossene finale Prozesse.

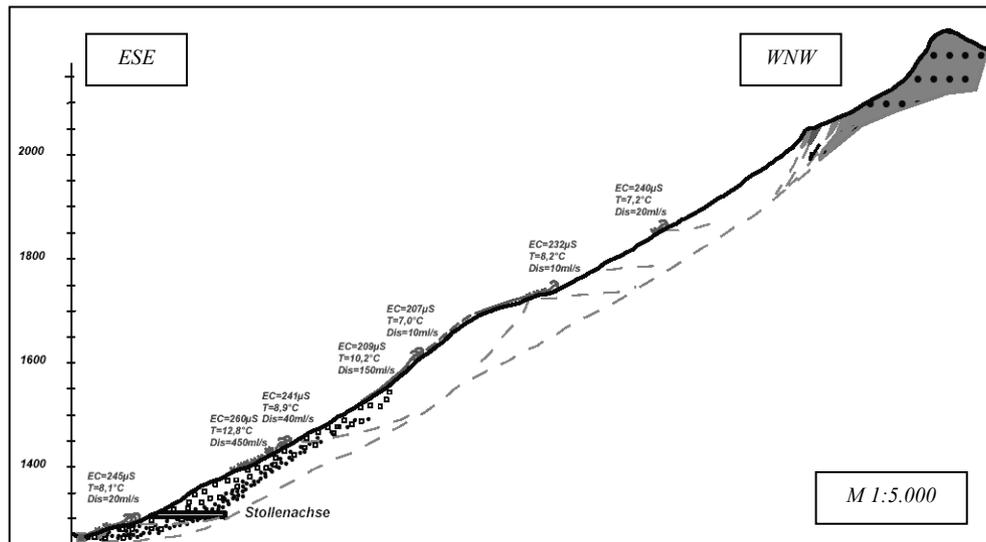


Abb. 9:
Geologisch - morphologischer Längsschnitt – Profil B-B'

Hydrogeologie

Die hydrogeologische Beobachtung richtet sich sowohl auf die Quellaustritte Ober- als auch Untertage.

Obertage

Das Messprogramm Obertage beinhaltet 6 Quellaustritte, die hinsichtlich ihrer monatlichen Schwankungen in der elektrischen Leitfähigkeit, der Wassertemperatur, der chemischen und in der isotopenhydrochemischen Zusammensetzung untersucht wurden.

Die meist diffusen Quellaustritte mit der erneut raschen Versickerung in den Untergrund und dem Wiederaustritt nach wenigen Metern, deuten auf flachgründige Sekundärquellen hin (ÖWWV 205/3.7).

Untertage

Im Portalbereich des Kraftwerksstollens sind die Quellaustritte als Abschlauchungen gefasst. Die ersten monatlich gemessenen Ergebnisse der elektrischen Leitfähigkeiten und der Wassertemperaturen zeigen erhöhte Schwankungen zwischen den Sommer- und Wintermonaten. Die niedrigeren elektrischen Leitfähigkeiten in den Monaten Mai/Juni stellen einen Verdünnungseffekt nach der Schneeschmelze dar.

Geochemie

Die vorläufige Erkenntnis auf Basis der chemischen Wasserzusammensetzung ergibt nach ÖNORM B 3305 bzw. DIN 4030, dass die unterirdischen Quellen keine betonaggressiven Wässer darstellen.

Isotopenhydrochemie

Für die Ermittlung des mittleren hydrographischen Einzugsgebietes ist eine 12-monatige Probenentnahme Voraussetzung. Aufgrund mangelnder Datengrundlage kann zu diesem Zeitpunkt noch kein exaktes mittleres hydrographisches Einzugsgebiet definiert werden.

Geotechnik

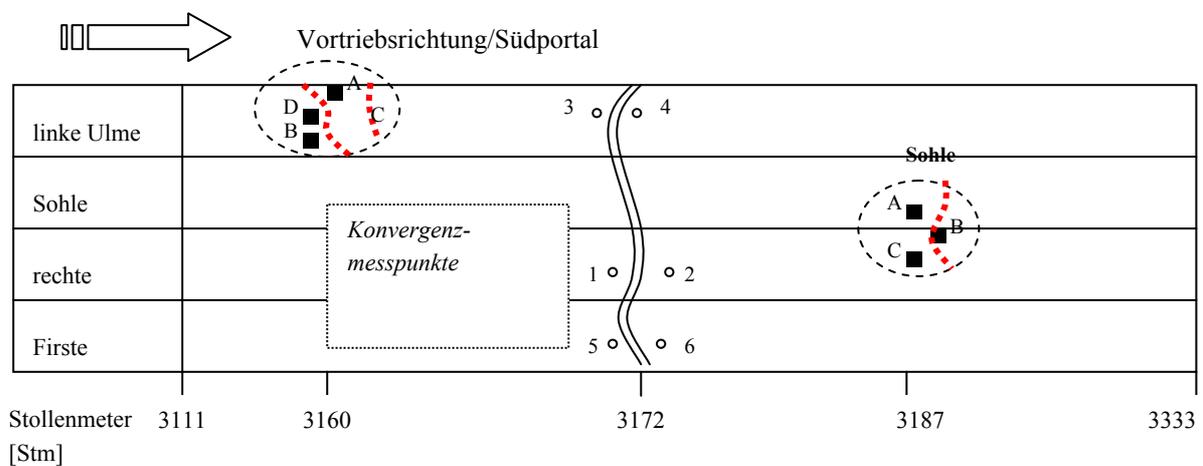


Abb. 10 Stollenband im Portalbereich von Stm 3111 bis Stm 3333

Ergänzend zu den oben genannten Untersuchungen erlauben die geotechnischen Fissurometer- und Konvergenzmessungen eine Quantifizierung der Bewegungen im Portalbereich des Kraftwerkstollens. Der Untersuchungszeitraum beträgt ebenfalls 12 Monate und erfasst die 2D-Längsschnitt- und Querschnittverformung mittels Konvergenzmaßband. Die Entwicklung der Haarrisse wird mit dem Fissurometer quantifiziert. Hauptaugenmerk wurde aufgrund des größten Versatzes (Abb. 11) auf die Rissentwicklung unter der ETERNIT - Druckwasserleitung bei Stm.3187 gelegt. Zur Erfassung des Vertikalversatzes wurde eine eigens angefertigte Eisen-Winkel-Konstruktion angebracht.

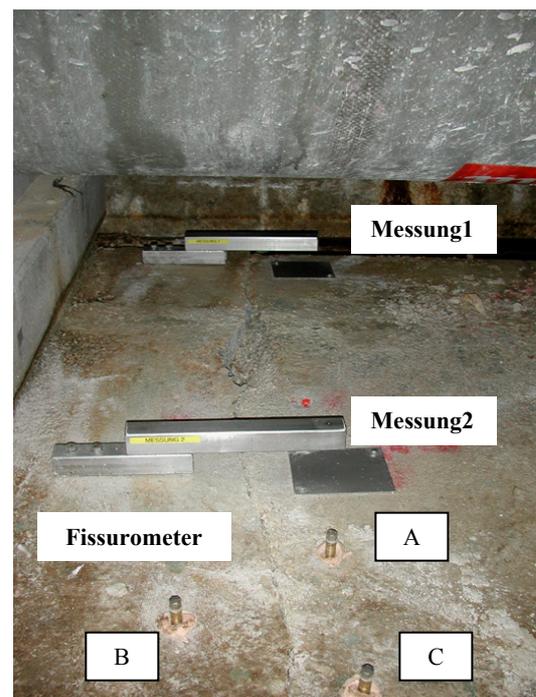


Abb. 11

Fissurometermesspunkte bei Stm.3187

Im Zeitraum von der Nullmessung im Oktober 2002 und der ersten Folgemessung im Juni 2003 konnte bei Stm.3187 ein kontinuierlicher Anstieg des Vertikal- als auch des Horizontalversatzes beobachtet werden. In den Sommermonaten zwischen Juli 2003 und September 2003 stellte sich eine Stabilisierung des Systems ein.

Schlussfolgerung

Auf Basis einer noch nicht zur Gänze ausgewerteten Datengrundlage sind erste Hinweise bzw. Wechselwirkungen zwischen der instabilen Hangflanke und den Bewegungen im Portalbereich des Kraftwerksstollens erkennbar.

Der geomorphologische Geländebefund ergab vorwiegend relikte bis fossile Hangverformungen (Teilbewegungskörper), die in ein finales substabiles Stadium zu stellen sind.

Die hydrogeologischen Verhältnisse Ober- als auch Untertage zeigen im jahreszeitlichen Verlauf ähnliche Schwankungen in der elektrischen Leitfähigkeit und in der Wassertemperatur. Dieser erste Hinweis deutet u. a. auf oberflächennahe nicht tiefgreifende Wasserwegigkeiten.

Die Vernässungs- und Versickerungszonen auf einer Höhe von 1300 – 1450 m ü.d.M. weisen chemisch als auch isotopenhydrochemisch Parallelen zu den untertägigen Quellen im Portalbereich.

Die geotechnische Aufnahme im Kraftwerkstollen ergab ab Juni 2003 eine erkennbare Stabilisierung der Prozesse.

Der erhöhte Vertikal- als auch Horizontalversatz bei Stm. 3187 von Oktober 2002 bis Juni 2003 kann aufgrund der geomorphologischen, hydrogeologischen und geotechnischen Rahmenbedingungen wie folgt erklärt werden.

Der Portalbereich liegt zwischen Stm.3111 – Stm.3187 im Lockermaterial (Blockwerk). Die Vernässungs- und Versickerungszonen auf einer Höhe von 1300 bis 1450 m ü.d.M. verursachen durch die Auswaschung der Basis des Blockwerkes eine Internrotation. Diese Internrotation äußert sich in Form von Bewegungen im Portalbereich des Kraftwerkstollens. Bedingt durch die einsetzende Stabilisierung ab Juni 2003 kann dieser singuläre Prozess als abgeschlossen betrachtet werden, wobei die Fortführung des Messprogrammes eine Grundvoraussetzung darstellt.

5. Resümée

Die Analyse der Massenbewegungen im Vorderen Wattental zeigte deutlich, wie prägend inaktive Großhangbewegungen sich langfristig auf die hydrogeologischen und geotechnischen Verhältnisse auswirken und die Ausgangssituation für sekundäre aktive Massenbewegungen darstellen. Außerdem zeigte sich einmal mehr die Bedeutung eines multidisziplinären Ansatzes (Geologie, Geomorphologie, Hydrogeologie, Geodäsie) bei der Beurteilung

derartiger Massenbewegungen.

Danksagung: Wir bedanken uns bei unseren Diplomarbeitbetreuern Prof. Karl Krainer und Dr. Gerhard Poscher sowie bei der Fa. ILF, der GBA und dem Institut f. Hygiene für die Finanzierung des Projektes.

Literatur

- AMPFERER, O. (1939): Über einige Formen der Bergzerreißung. -Sitz. Ber. Akad. Wiss. Math. natw. Kl., 148, 1-14, Wien.
- BUNZA, G. (1982): Systematik und Analyse alpiner Massenbewegungen. -[in:] Bunza, G., Karl, J., Mangelsdorf, J. & Simmersbach, P.: Geologisch - morphologische Grundlagen der Wildbachkunde.-Schriftenreihe d. Bayer.Landesamt f. Wasserwirtschaft, Heft 17, S.1-84, München.
- CLAR, E. u. WEIS, P. (1965): Erfahrungen im Talzuschub des Magnesit-Bergbaues auf der Millstätter Alpe. – Berg- und Hüttenmänn. Monatsh. 110, 447-460; Wien.
- DIN 4030 (1991): Beurteilung betonangreifender Wässer, Böden und Gase
- HADITSCH, J.G. u. MOSTLER, H. (1982): Zeitliche und stoffliche Gliederung der Erzkommen im Innsbrucker Quarzphyllit. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12: S.1-40.
- HUMER, G. et al. (1995): Niederschlags-Isotopenmessnetz Österreich. - Umweltbundesamt, Monographien, Bd.52 –, Wien
- KOLENPRAT, B. et al. (1999): The tectonometamorphic evolution of Austroalpine Units in the Brenner area (Tyrol, Austria) - Structural and tectonic implications. Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Series A, Vol. 52, 116-117.
- MADRITSCH, H. (2003): Hydrogeological investigations on springs within large scale landslides using oxygen18 analysis, Wattental, Tyrol, Austria. – 1st Conference on Applied Environmental Geology in Central and Eastern Europe, Abstract Volume, Vienna
- MOSER, M. u. GLUMAC, S. (1983): Geotechnische Untersuchungen zum Massenkriechen in Fels am Beispiel des Talzuschubes Gradenbach (Kärnten). – Verh. G.B.-A., 1982/3, 209-241; Wien.
- MOSER, M. (1994): Geotechnics of large scale slope movements (“Talzuschübe”) in Alpine Regions. 7th international IAEG congress. 1533-1542, Rotterdam.
- ÖWWV-REGELBLATT 205 (1990): Nutzung und Schutz von Quellen in nicht verkarsteten Bereichen. – Österr. Wasserwirtschaftsverband, Wien.
- POSCHER, G. (1990): Geotechnische und morphologische Untersuchungen im Bereich des Talzuschubes „Lahnstrichbach“ / Fügenberg. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 17, 39-49; Innsbruck.
- ROCKENSCHAUB, M., KOLENPRAT, B. & NOWOTNY, A. (2003): Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntaler Mesozoikum, Patscherkofelkristallin. – Geologische Bundesanstalt, Tagungsband Arbeitstagung Blatt 148 Brenner, S.41-58.
- SÖNSER, Th. & WANKER, W. (1997/98): Generelle Legende für geomorphologische Kartierungen des Forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinerverbauung in Österreich. -BMLF - Forsttechnischer Dienst f. Wildbach u. Lawinen-Verbauung- Geologische Stelle, Innsbruck.
- SPAUN, G. (1985): Tunnelbau in instabilen Hängen. – Geotechnik, 1/85; Essen (VGE).
- STINI, J. (1941): Unsere Täler wachsen zu. -Geologie und Bauwesen, 13, S. 71-79
- WEIDNER, S. (2000): Kinematik und Mechanismus tiefgreifender alpiner Hangdeformationen unter besonderer Berücksichtigung der hydrogeologischen Verhältnisse. – Unveröff. Diss. Friedrich Alexander Universität Erlangen, 246 S., Nürnberg.
- ZISCHINSKY, U. (1969): Über Bergzerreißung und Talzuschub, - Geolog. Rundschau, 58, H.3, S. 974-983, Stuttgart.

**Ingenieurgeologische & geophysikalische Kartierung
einer Instabilitätszone an der II Wiener Hochquellenleitung**

Mag. Alexander RÖMER*, Mag. Gerhard BIEBER*, Dr. Norbert HEIM*

Geologische Bundesanstalt/FA Geophysik, Rasumofskygasse 23, Postfach 127, A 1031

Im Rahmen eines Bund – Bundesländerkooperationsprojektes (Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur / Magistrat der Stadt Wien –MA29, Brückenbau und Grundbau & MA31, Wasserwerke) wurde in den Jahren 2000 bis 2003 seitens der Geologischen Bundesanstalt (TRF / WA0) das Projekt mit dem Langtitel

„Ingenieurgeologisch-geotechnische Aufnahme an ausgewählten Abschnitten der II. Wiener Hochquellenleitung (HQL) zur Lokalisierung, Abgrenzung und Beobachtung von Instabilitätszonen und Hangbewegungen in der Flysch-/ Molassezone unter Zuhilfenahme geophysikalischer, respektive geoelektrischer Untersuchungsmethoden (geoelektrische Detailkartierung)“, durchgeführt.

Ab dem Eintritt der II. HQL in den Bereich der Flysch/Molassezone (Scheibbser Halbfenster) verläuft die Trasse sowohl als Hangleitungskanal als auch in Stollen in allgemein als \pm stark rutschungsanfälligen Gesteinen entlang von nordexponierten Hängen. Dieser Abschnitt ist schon seit langem durch zahlreiche Massenbewegungen verschiedener Charakteristik gekennzeichnet, welche das Bauwerk der II. HQL auf weite Strecken in verschiedenem Ausmaß gefährden. Grundsätzlich herrschen sowohl in der Molasse als auch im

Flysch (Altlenzbacher-Schichten, Eozän-Flysch) Tonmergel sowie \pm stark aufgelockerte und verwitterte Sandsteine bis hin zu Mürbsandsteinen vor. Diese Gesteinstypen sind stark wasserempfindlich und reagieren je nach Typus plastisch bis tixotrop, woraus sich die Anfälligkeit für Kriech- und Rutschbewegungen erklärt. Abb. 1A zeigt die Inklinometermessung mit einem ausgeprägten Rutschereignis 1994 im Untersuchungsgebiet. Abb. 1B zeigt das Untersuchungsgebiet von Blickrichtung Süden.

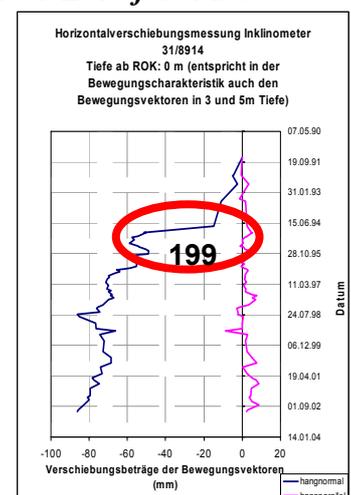


Abb. 1A: Verformungslinie
Inklinometer 31/8914 (1A)

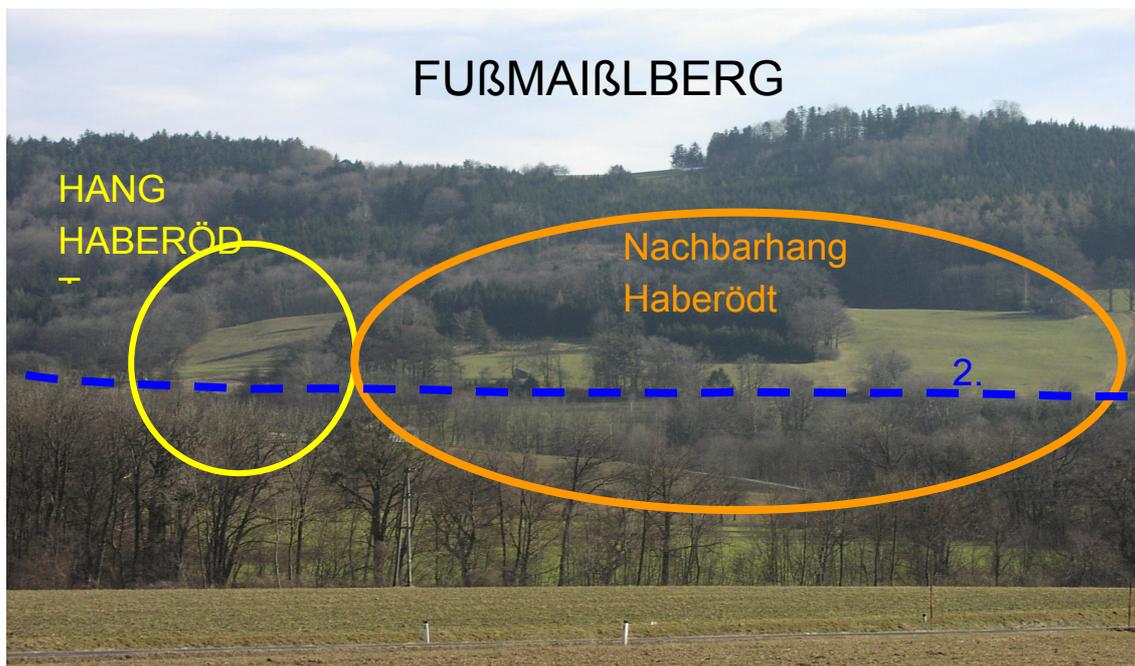


Abb. 1B: Blick Richtung Süden zum Untersuchungsgebiet Hang Haberödt und Referenzhang

Als methodischer Ansatz wurde eine Kombination von:

A) Ingenieurgeologie

Sichtung, Zusammenführung und Interpretation bestehender Daten

Neu- bzw. Detailkartierung (ingenieurgeologisch, geomorphologisch) und Ermittlung von geotechnischen, bodenmechanischen Parametern

Herstellung künstlicher Aufschlüsse (Bohrungen, Röschen) und Ermittlung von geotechnischen, bodenmechanischen Parametern

B) Hydrogeologie

Ermittlung von hydrogeologisch / hydrologisch relevanten Parameter für die Ermittlung des Hangwasserhaushaltes

B) Geophysik

Elektromagnetische Kartierung zur flächenmäßigen Erfassung der Rutschkörper bzw. zur lateralen Kartierung der Widerstandsverteilung

Zwei- und dreidimensionale Gleichstromverfahren zur Erfassung der Widerstandsverteilung im Untergrund. Seismik, Bohrlochgeophysik mit Einbeziehung von früheren Untersuchungen gewählt (z.B. Nowy, 1995).

Aufbauend auf die umfangreichen, vielversprechenden Einzelergebnisse des komplexen, interdisziplinären methodischen Ansatzes lag das vorrangige Ziel in der Entwicklung eines Verfahrens für die Erstellung eines massenbewegungsrelevanten geohydrologisch-geologisch-geomechanischen Modells, welches im Besonderen in den geologischen Rahmenbedingungen von Flysch-/Molassegesteinen anwendbar sein soll. Als Untersuchungsgebiet wurde ein Abschnitt der 2. Wr. Hochquellwasserleitung (HQL) im Bereich Oberndorf, im speziellen der Hang Haberödt (Leitungskilometer 72.3 – 72.7) gewählt (Abb. 2).



Abb. 2: Lage des Messgebietes

Betrachtet man die Einzelergebnisse des interdisziplinären Methoden-ansatzes, so sind diese in sich nachvollziehbar und reproduzierbar, und korrelieren, mit arbeitstechnisch bedingter Unschärfe, für massen-bewegungsrelevante Fragestellungen miteinander.

Die durch unterschiedliche geophysikalische Messserien lateral und vertikal ausgeschiedenen Homogenbereiche zeigen einerseits eine deutliche Wechselwirkung mit geologischen Gegebenheiten (Lithologie, Mineralogie, Kornfraktion, etc.), andererseits ist auch eine Übereinstimmung mit geotechnisch-geomechanischen Parametern gegeben. Bestätigt wird dieses Bild durch hydrogeologische Aufnahmen (Drainagenabflussmessungen, Abstichmessungen, hydrochemische Untersuchungen).

Vom Kamm Fußmaißberg bis in die Talniederung der Melk reichende Multieltrodengeoelektrikprofile zeigen, dass deutlich zwei geophysikalisch unterscheidbare Großeinheiten am Oberhang von Haberöd (hangaufwärts der Hochquellwasserleitung) aneinander stoßen (Abb. 3).

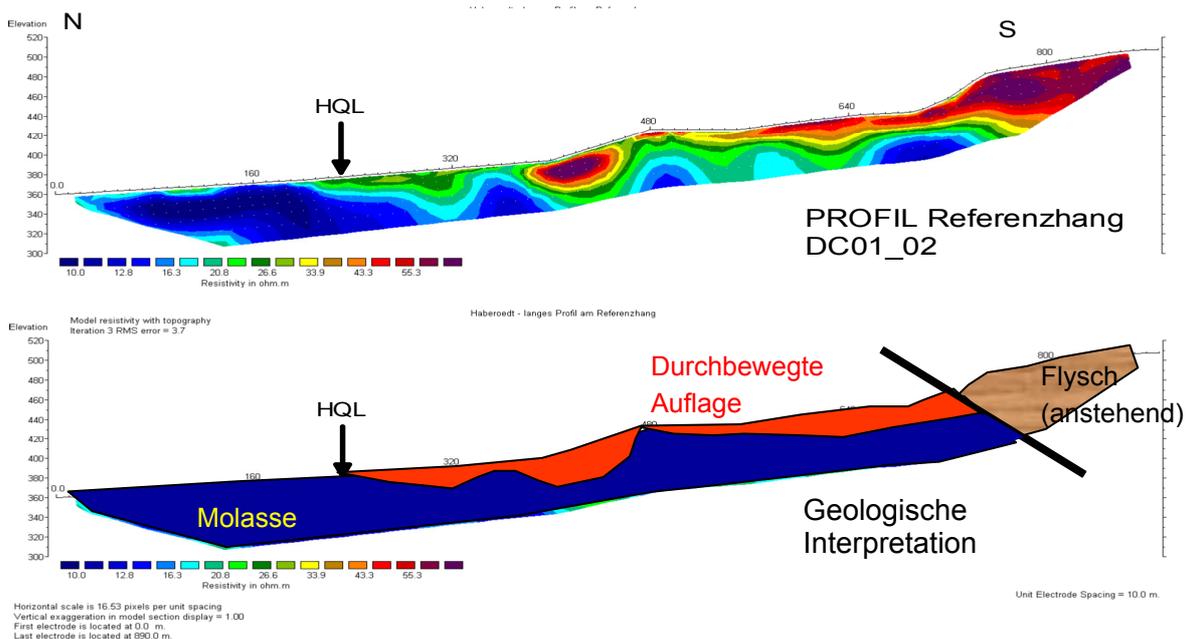


Abb. 3: Geoelektrisches Profil Hang Haberöd, Verteilung der elektrischen Widerstände (oben), geologische Interpretation (unten)

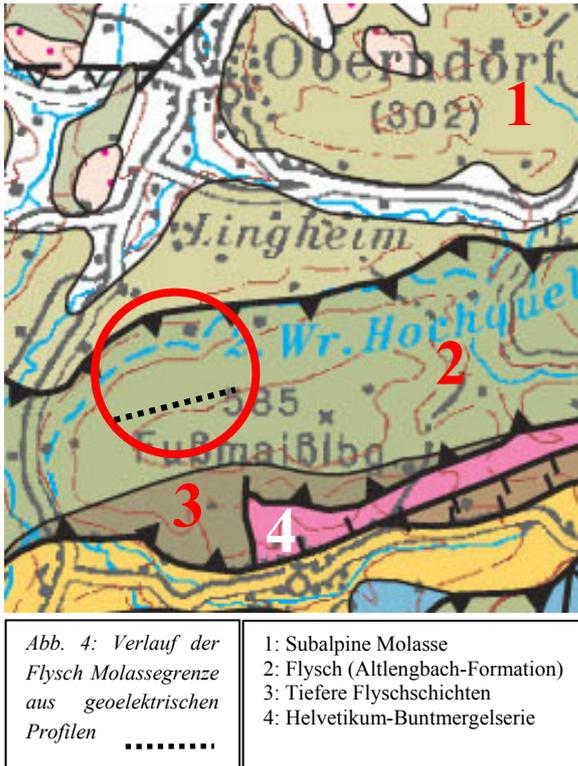
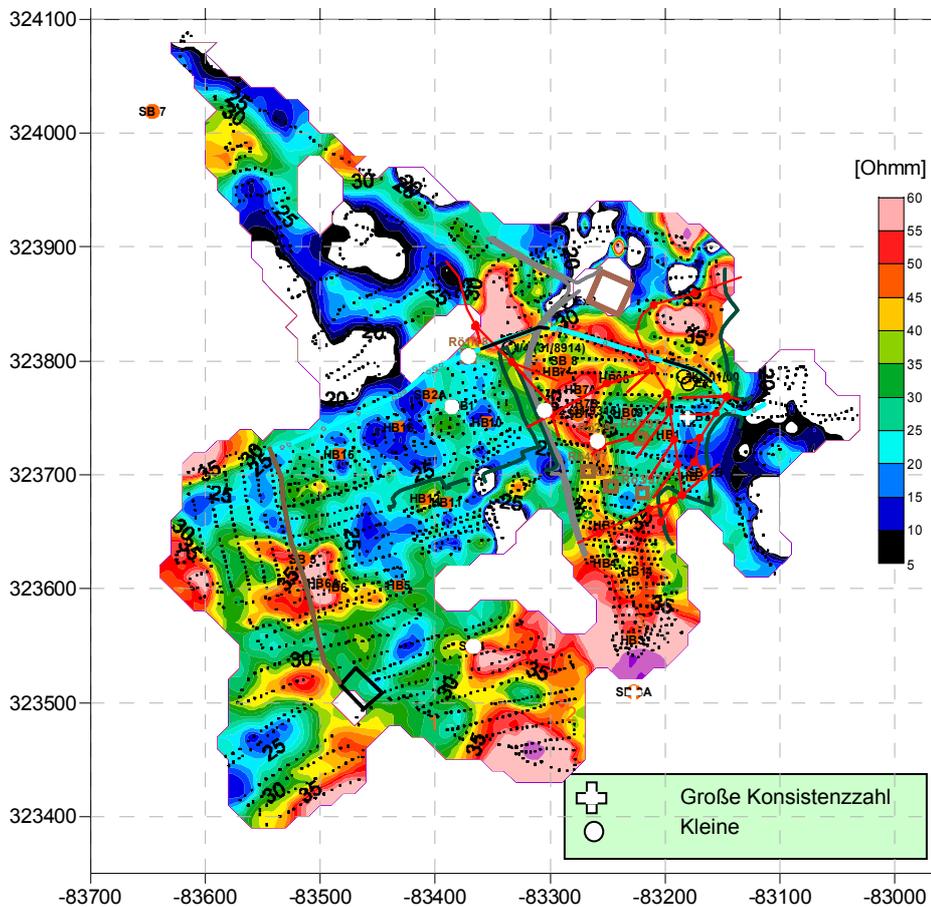


Abb. 4 zeigt die Grenze der Flysch/Molassezone wie sie aus den geoelektrischen Profilen abgeleitet werden kann. Die flächenhafte Verteilung des elektrischen Widerstandes (Abb. 5) zeigt eine sehr heterogene Verteilung von hoch bzw. niedrigohmigen Anomalien. Diese konnten mittels verschiedener geologischer Untersuchungsmethoden einerseits als flysch-, andererseits als molassebetonte Sedimente identifiziert werden.

Aus Bohrungen wurden insgesamt 28 Proben aus dem Untersuchungsgebiet und 3 Referenzproben aus anstehenden Flysch bzw. Molassebereichen mittels Röntgenfluoreszenzanalyse untersucht. Um eine Unterscheidungsmöglichkeit hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung zu kalibrieren, wurden definierte Referenzproben

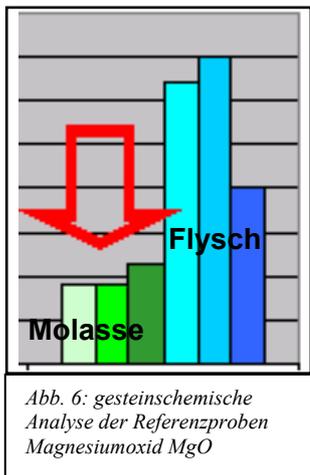
aus anstehendem Flysch bzw. anstehender Molasse genommen.



Bei den Ergebnissen der Hauptelemente zeigen v.a. die Elemente Calcium (in Form von CaO - Calciumoxid) und Magnesium (Mg) in Form von Magnesiumoxid (MgO) eine eindeutige Differenzierung in Flysch und Molasse. Während das Element Calcium im Flysch und hier im besonderen in den Sandsteinfolgen deutlich höhere Werte als in der Molasse aufweist, verhält sich die Verteilung bei

Abb. 5: Widerstandsverteilung aus EM Messungen mit einer Aussagetiefe (integral bis ca. 5-7m)
 Rot: höhere elektr. Widerstände korrelieren mit flyschbetonten, d.h. sandigen Lage
 Grün bis blau: niedrige elektr. Widerstände korrelieren mit molassebetonten, d.h. eher schluffigen, feinkornreichen Anteilen

Magnesium genau umgekehrt. Dieser Trend wurde auch durch in der Literatur gefundene Analysen bestätigt (siehe Abb. 6). Vor allem beim Element Magnesium (in Form von MgO - Magnesiumoxid) ist ein sehr ausgeprägtes Minimum am Oberhang Haberödts ausgebildet. (Abb. 7). Deutlich sind auch Maxima im Süden (-83400/323550) und in der Nähe der 2. HQL, am Nachbarhang zu erkennen. Auffallend ist auch der von dem südlich gelegenen Minimum ausgehende Bereich geringer MgO Konzentrationen, der den Hang Haberödts überstreicht.



Konzentration in Gew % aus Literatur :	CaO	MgO
Flysch	1-19	1-2
Molasse	15	4

Relevante Proben wurden auch hinsichtlich ihrer Kornfraktion und ihrer Gesamt- und tonmineralogischen Zusammensetzung untersucht. Auch hier zeigt sich ein dem bereits diskutierten Verteilungsmuster folgendes Bild der Anomaliebereiche. Während die sandsteindominierten Abschnitte von erhöhten Quarzanteilen gekennzeichnet sind, liegt bei der Verteilung der Schichtsilikate ein gegenteiliger Trend vor. Hier zeigen sich die Maximalwerte in den molassedominierten Bereichen.

Um die Grundwassersituation in Beziehung zum Niederschlag und zur Massenbewegung zu charakterisieren, wurden an Drainagen (52 Messstellen) und Pegeln (8 Messstellen) Reihenuntersuchungen durchgeführt. Die monatlich ermittelten Feldparameter (Q, LF, Temp., pH) wurden in Form von Ganglinien in Bezug zum Niederschlag dargestellt. Dadurch werden komplexe hydrogeologische Vorgänge, denen infolge der Triggerfunktion für Massenbewegungen eine kausale Bedeutung zukommt, erkenn- und interpretierbar.

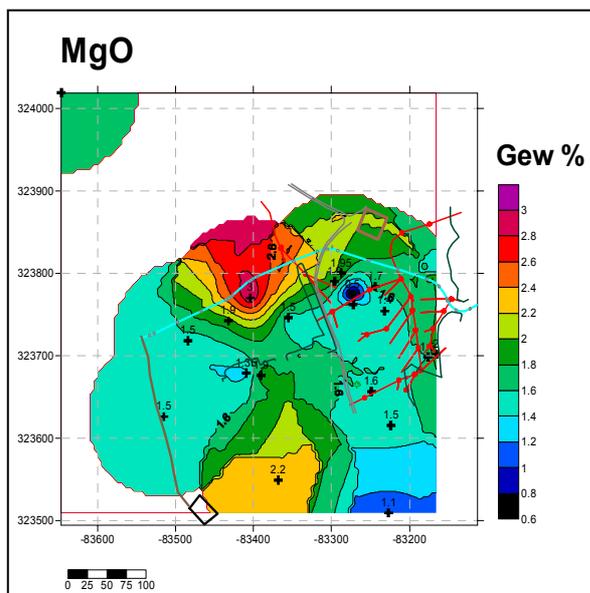


Abb. 7: Verteilung des Hauptelements Magnesium (MgO)

Durch die Zuordnung der Abflussmessungen der einzelnen Drainagenstränge zum Mittelpunkt des jeweiligen Drainagenstranges wurde als Ergebnis eine flächenhafte Darstellung der Abflussregimes in Abhängigkeit zum Niederschlag gegeben. Abb. 8 zeigt die flächenhafte Darstellung des Abflussverhaltens zu einem bestimmten Zeitpunkt (Sept. 2001). Blaue Flächen entsprechen einem hohen Drainagenabfluss, braune hingegen einem niedrigen. Betrachtet man die monatlich erhobenen Abflussdaten, so ist ersichtlich, dass ein erhöhtes Abflussverhalten vor allem in den Herbst- und Frühjahrsmonaten vorliegt.

Verglichen mit den Niederschlagsdaten zeigt sich, dass Starkregenereignisse in den Sommermonaten eine nur geringfügige Erhöhung des Drainagenabflusses bewirken, außer es kommt bei bereits hohem Monatsniederschlag ein extremes Starkregenereignis dazu. Das konnte auch in der Beziehung von Hangbewegung und Niederschlag beobachtet werden. Nämlich, dass trotz großer Gesamtjahresniederschlags-

summe keine entsprechende Reaktion der Hangverformungs-messstellen eintritt, sondern dass Hangbewegungen dann auftreten, wenn große Gesamtjahresniederschlagssumme mit maximalen monatlichen Niederschlagsspitzen zusammentreffen. Im Winterhalbjahr hingegen reagieren die Drainagen bereits bei geringsten Niederschlagsmengen. Die detaillierte Auswertung der hydrogeologischen Reihenuntersuchungen an den einzelnen Drainagesträngen zeigt, dass lateral unterschiedliche Abflussverhältnisse vorliegen. So ist in Bereichen mit einem höheren Anteil der Sandfraktion eine bessere Wasserwegigkeit gegeben, die speziell in den Wintermonaten und bei Starkregenereignissen zu einer optimalen Drainageleistung führt. Diese Bereiche erhöhten Drainageabflusses, bzw. geringen Drainageabflusses korrelieren auch sehr gut mit den geophysikalischen Ergebnissen, wobei hochohmige Bereiche mit erhöhten Drainagenabfluss, niederohmige Bereiche mit geringem Schüttungsverhalten korrelieren, da Bereiche mit einer höheren Widerstandsverteilung auch eine höhere Sandkornfraktion aufweisen und durch eine bessere Wasserwegigkeit gekennzeichnet sind. Hingegen liegen niederohmige Widerstandsbereiche in Gebieten feinstklastischer Kornfraktionen (Ton, Schluff), zwar in gesättigten Bereichen, wobei aber auf Grund des hohen feinklastischen Anteils ein Ableiten des Hangwassers nicht möglich ist.

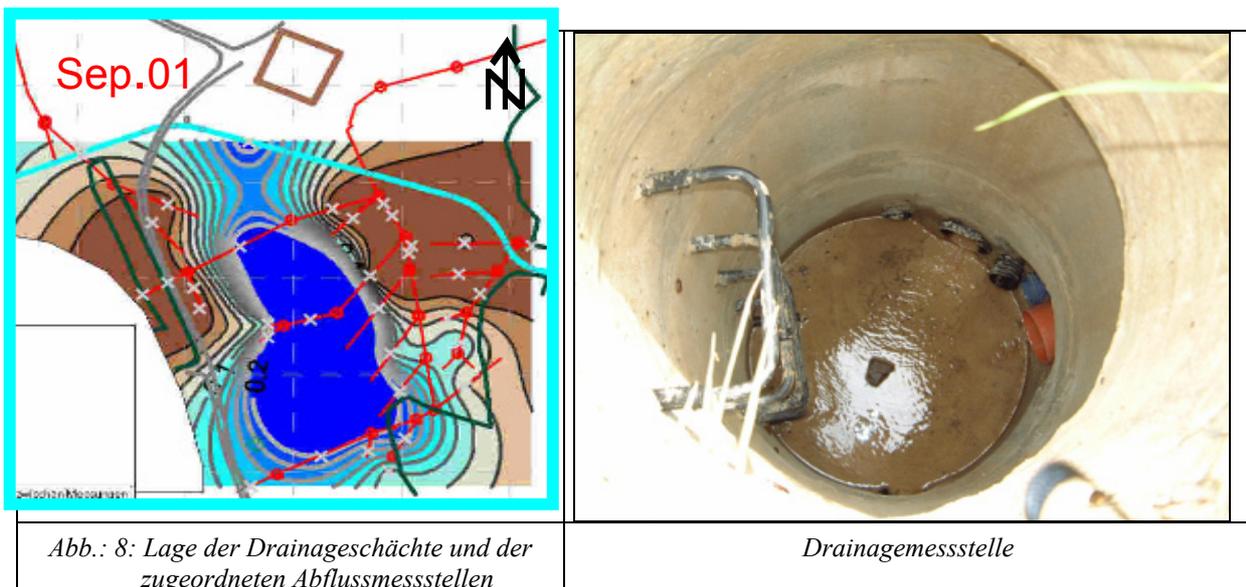


Abb.: 8: Lage der Drainageschächte und der zugeordneten Abflussmessstellen

Drainagemessstelle

Der Status quo der Mineralisierung des Grundwassers wurde durch eine hydrochemische Gesamtbeprobung aller beprobbaren Messstellen erhoben. Auf Grund der lateral sowie vertikal unterschiedlich positionierten Messstellen (Drainagen, Sonden) werden vermutlich unterschiedliche Sedimente durchflossen. Durch eine detaillierte hydrochemische Auswertung waren zusätzliche Hinweise hinsichtlich der geologischen Verhältnisse zu erwarten.

Deutlich zu sehen ist die unterschiedliche hydrochemische Zusammensetzung des Grundwassers bestimmter Probenahmestellen. Es handelt sich dabei aber nicht um eine laterale Inhomogenität, sondern vielmehr tritt die höhere Natrium- und Chloridkonzentration in den tiefer situierten Pegeln und Grundwassersonden, im Vergleich zu den oberflächennahen Drainagesträngen, auf (Abb. 9), d.h. dass sich die hydrochemische Zusammensetzung des Wassers in den tiefer situierten Pegeln und Grundwassersonden von den oberflächennahen Probenahmepunkten unterscheidet.

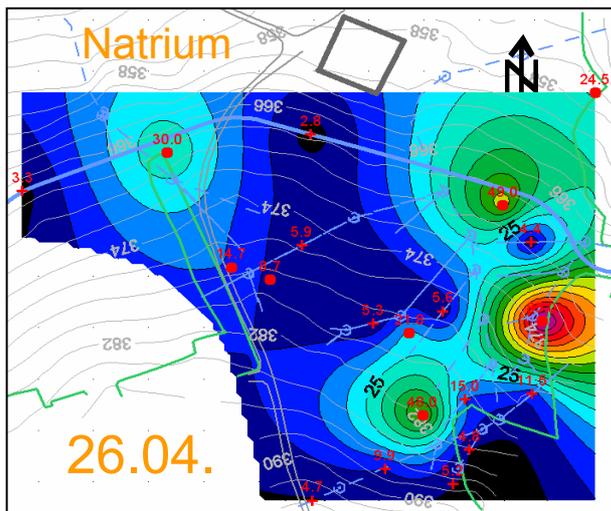


Abb.: 9: Calciumkonzentration am 26.04.2001 in den Pegeln, Sohl drainagen und oberflächennahen Drainagessträngen

So zeigen tiefer situierte Sonden und Pegeln eine vom oberflächennahen Hangwassersystem unterschiedliche hydrochemische Zusammensetzung. Dies ist als Hinweis auf grundsätzlich andere geologische Rahmenbedingungen zurückzuführen. Größenordnungsmäßig deckt sich die Tiefe des Übergangs dieser unterscheidbaren hydrogeologischen

Grundwassersysteme mit den mittels geophysikalischen Methoden ermittelten, geologisch unterscheidbaren Körpern in einem variablen Tiefenbereich von etwa 5-15 m.

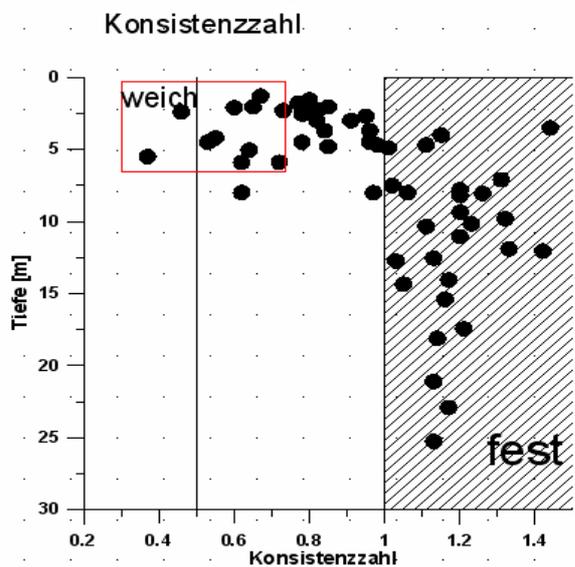


Abb. 10: Diagramm Konsistenzzahl zu Tiefe

Abb. 10 zeigt die Verteilung des Parameters Konsistenzzahl mit der Tiefe. Konsistenzzahlen größer 1 charakterisieren festes, Werte um 0.5 weiches Material. Man erkennt eine sehr große Streuung in den oberflächennahen Bereichen (bis ca. 8m), was wiederum sehr gut mit dem bereits erwähnten heterogenen Aufbau des Untersuchungsgebietes korreliert. Auffallend ist ferner, dass ab einer Tiefe von 10m ausschließlich Konsistenzzahlen > 1 zu beobachten sind. Dies kann dahingehend interpretiert werden, dass ab dieser Tiefe, wie auch die Wassergehalte zeigen, weitestgehend trockenes Material vorliegt, welches in seinem jetzigen Zustand als nicht rutschanfällig bezeichnet werden kann, jedoch aufgrund seiner zahlreichen Spiegelharnischflächen ein Indiz

für allfällige ältere, zur Ruhe gekommene Bewegungen darstellt.

Betrachtet man nun die Lageposition der Proben mit sehr geringer Konsistenzzahl im Bezug zur elektr. Widerstandsverteilung aus den elektromagnetischen Messungen (siehe Abb. 5.), so ist auffällig, dass die meisten Punkte am Übergangsbereich von hochohmigen zu niedrigohmigen Abschnitten liegen.

Zusammenfassung

Die nunmehr im Rahmen des Projektes erkundete und lokalisierte Massenbewegung stellt eine seichtgründige Folgeerscheinung dar, die hinsichtlich ihres Bewegungsmechanismus als intern eingebettet in die großräumigeren und tieferreichenderen älteren Bewegungsvorgänge zu sehen ist.

Anhand der umfangreichen Untersuchungen konnte ein zungenförmiger Bereich mit einem Tiefgang von etwa 5-8 m herausgearbeitet werden, der in seiner Zusammensetzung wesentlich grobkörniger als die umgebenden Bereiche aufgebaut ist. Dieser zungenförmige Körper, der großteils aus Verwitterungsmaterial des Flysches besteht, weist deutlich höhere Durchlässigkeitsbeiwerte, also Wasserwegigkeiten auf, als die umgebenden siltig tonigen Sedimente, die hauptsächlich der Molasse zuzuordnen sind.

Durch die erhöhten Wasserwegigkeiten kommt es am Kontaktbereich der beiden unterschiedlichen Sedimentkörper zu einer Erhöhung des Porenwasserdruckes, einer maßgeblichen Bewässerung der tonig siltigen unterlagernden Sedimente und damit zur Ausbildung einer Schmierfläche. Der Ausdruck Gleitfläche wird absichtlich vermieden, da er terminologisch für diesen speziellen Bewegungsmechanismus unrichtig ist.

Entlang dieser Schmierfläche kommt es zum Kriechen der überlagernden etwas grobkörnigeren Sedimente in Form eines Kriechkörpers, obwohl die entsprechenden internen Reibungswinkel grundsätzlich weniger rutschungsförderlich wären. Die unterlagernden dichteren Sedimente, die grundsätzlich geringere Reibungswinkel aufweisen, können dagegen aufgrund ihrer Durchlässigkeitsbeiwerte nicht entsprechend bewässert werden (dafür sprechen auch die detaillierten Messungen der Drainageäste sowie die geotechnischen Kennwerte, v.a. der Wassergehalt) und sind somit wesentlich weniger rutschungsanfällig.

Ausschlaggebend für Bewegungen ist also eine als wasserstauend anzusehende Diskontinuitätsfläche zwischen verschiedenen lithologischen Einheiten, v.a. in Hinblick auf ihre Korngrößenverteilung und Wasserwegigkeiten.

Bezogen auf die Auswertung sämtlicher Daten aus Inklinometer-,

Extensometer- und oberflächennahen GPS (geodätisch vermessen) Messungen im Verschnitt mit den geophysikalischen und geologischen Ergebnissen konnte ein engerer Bereich im Hang „Haberöd“ selbst als aktuelle Bewegungszone ausgewiesen werden. Dieser Bereich entspricht der weißpunktierten Umrandung in der Abbildung 11.

Als konkretes Ziel wird eine möglichst detaillierte Beschreibung der lateralen bzw. vertikalen Abgrenzung der Kriechmasse angestrebt, wobei insbesondere die Grundwasserverhältnisse einen sehr wichtigen Faktor darstellen. Diese dem Auftraggeber bzw. Bauingenieuren vermittelten Grundlagen können im weiteren zu etwaigen Sanierungsmaßnahmen führen, wobei das Ergebnis vor allem hinsichtlich einer

➤ **Optimierung von Entwässerungsmaßnahmen, v.a. Lage und Tiefe von Drainagen**

als sehr gut anzusehen ist.

Literatur

NOWY, W, 1995: II. Wiener Hochquellenleitung / Geologisch-geotechnische Überlegungen Abschnitt Haberöd - Bericht November 1995, datiert 19. Dezember 1995 - 1-7, Klosterneuburg

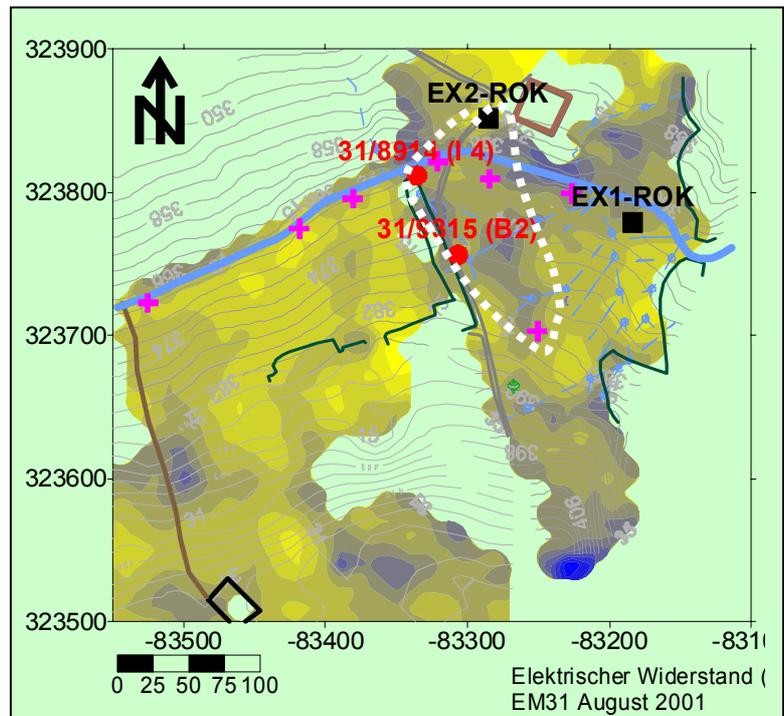


Abb. 11: Abgrenzung der Hangbewegung

- ✦ GPS Messpunkt
- Inklinometer
- Extensometer

Vortrag am 7. 11.2003

11:20 – 11:50

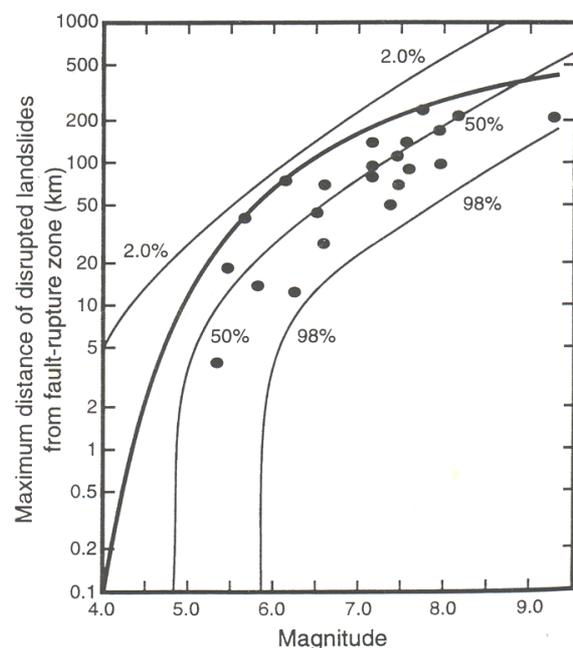
Erdbeben als Auslöser von Massenbewegungen*Univ. Doz. Dr. Wolfgang A. Lenhardt**Seismologischer Dienst**Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik**Wien*

„Terre motus“ bedeutet nicht nur „Erdbeben“, sondern im übertragenen Sinn auch „Massenbewegung“. Diese Begriffsunschärfe führt beim Studium alter Schriften oft zu Verwirrung bzw. Missinterpretationen zumal Hangrutschungen und Fels- bzw. Bergstürze im Alpenraum ein häufiges Phänomen sind. Nur wenige dieser Massenbewegungen werden wiederum von Erdbeben hervorgerufen, denn die meisten Hanginstabilitäten treten nach starken Regenfällen bzw. Tauperioden oder aber bei Frost auf. Ein bekanntes Beispiel für einen durch ein Erdbeben ausgelösten Bergsturz ist jener vom Dobratsch im Jahr 1348, der lange Zeit Anlass war, das Epizentrum des damit verbundenen Erdbebens mit der dem Bergsturz nahe gelegenen Stadt Villach in Verbindung zu bringen, obwohl sich das Epizentrum in Friaul befunden haben dürfte (Hammerl, 1992).

- Bevor man die Möglichkeit einer durch Erdbeben ausgelösten Massenbewegung diskutiert, sollen die folgenden zeitabhängigen Parameter, die die Stabilität eines Hanges bestimmen, aufgezählt werden:

1. Morphologie: Hangneignungsverlauf, Mächtigkeit der Deckschicht, laterale Ausdehnung, Querschnitt, Bewuchs
2. Physikalische Eigenschaften einzelner Hangbereiche: Mechanismus (Kippen oder Gleiten, oder Kombination), Porenvolumen, Wassersättigung, innerer Reibungswinkel, Kohäsion, Dichte, etc., Erosion, Stützmaßnahmen
3. Seismologische Bedingungen: Magnitude (Maß der freigesetzten Energie im Erdinnern), Lokalintensität (subjektives Maß der Erschütterungseffekte an der Erdoberfläche, Grünthal, 1998), Epizentraldistanz, lokaler Bodenbeschleunigungsverlauf inkl. der Anzahl der Lastzyklen

Zu den wichtigsten Parametern zählen sicherlich die Wassersättigung der Deckschicht von Hängen bzw. der Zerklüftungsgrad bei steilstehenden geologischen Einheiten. Erfahrungen in der Seismologie haben gezeigt, dass größere Felsstürze oder Rutschungen erst bei relativ starken Bodenbewegungen ausgelöst werden können, die einer lokalen Intensität von mindestens 7 Grad bzw. einer Magnitude 5,3 bei einer Herdtiefe von 8 km entspricht. Da größere Intensitäten im Bereich von Tirol nur selten vorkommen sind Massenbewegungen auf den unmittelbaren Epizentrumsbereich beschränkt



sind (siehe Abbildung, Harp & Wilson, 1995.). Das letzte Ereignis dieser Intensität ereignete sich in Tirol im Jahr 1930 bei Namlos, welches jedoch nicht zu Massenbewegungen führte, während vom Erdbeben in Nassereith im Jahr 1910 sehr wohl Felsstürze und Steinlawinen berichtet worden sind (Duma et al., 2000). Das bedeutet, dass nach bisheriger Kenntnis - eine historische Erdbebenstudie für das Land Tirol gibt es bislang nicht - die Bereiche von Innsbruck, Namlos - Nassereith und Schwaz als potentielle Epizentren in Frage kommen, die ausreichende Beschleunigungen verursachen können, um im Umkreis von wenigen Kilometer Hangrutschungen auszulösen.

- Wichtig erscheint in der Bewertung potentieller Hangrutschungsgebiete nicht nur die stationäre Situation eines Hanges zu sein, sondern auch welchen Änderungen ein Hang ausgesetzt ist, sei es durch die Einführung von Stützmaßnahmen oder z.B. Abholzung. Ein derzeit gerade noch stabiler Hang kann morgen in Folge von äußeren Eingriffen, wie Trassenführungen oder Regenfällen, instabil werden, - nicht zuletzt durch die Erschütterung von lokalen Erdbeben.

Literatur:

- Duma, G., Meurers, R. & Vogelmann, A. 2000. Seismische Mikrozonierung des Raumes Innsbruck-Kufstein, unteres Inntal. Projekt- Endbericht, Bund-Bundesländerkooperation des BMBWK und der Tiroler Landesregierung, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Wien.
- Grünthal, G. (Hrsg.) 1998. European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98). Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Luxembourg, Volume 15
- Hammerl, Ch. 1992. Das Erdbeben vom 25.Jänner 1348 - Rekonstruktion des Naturereignisses. Ph.D. Thesis, University of Vienna, Austria
- Hammerl & Lenhardt, 1997. Erdbeben in Österreich, Leykam Verlag
- Harp, E.L. & Wilson, R.C. 1995. Shaking Intensity Thresholds for Rock Falls and Slides: Evidence from the Whittier Narrows and Superstition Hills Earthquake Strong Motion Records. Bull.Seism.Soc.Am., 85, 1739-1757.
- Sassa, K., Fukuoka, H., Lee, J.H. & Zhang, D.X. 1991. Measurement of the apparent friction angle during rapid loading by the high-speed high-stress ring shear apparatus – Interpretation of the relationship between landslide volume and the apparent friction during motion. Landslides (Bell, ed.), Balkema.

Zu rezenten Erdbeben siehe die stets aktuelle homepage unter www.zamg.ac.at/geophysik/bebenkarte/

Vortrag am 7. 11.2003

13:30 – 14:00

AlpS – Neues Konzept zum Naturgefahrenmanagement

Eric Veulliet, Geschäftsführer AlpS-GmbH

Grabenweg 3, 6020 Innsbruck

Bereits 1998/1999 sah eine Gruppe von Naturgefahren-Fachleuten aus Österreich, Deutschland, Italien und der Schweiz rund um einen Innsbrucker Nukleus die Notwendigkeit, die Zusammenarbeit zwischen Wissenschaft und Praxis zu verbessern. Eine zentrale, unabhängige Plattform sollte dazu dienen, erkannte Defizite im Umgang mit Naturgefahren auszugleichen. Ziel dieser Plattform sollte ein ganzheitlicher Umgang mit Naturgefahren sein, der eine systematische Betrachtung aller mit alpinen Naturgefahren verbundenen Aspekte und die Entwicklung von Handlungsstrategien auf der Basis von multidisziplinärer Zusammenarbeit beinhaltet. Das *Kplus*-Programm der österreichischen Regierung bot das geeignete Instrumentarium, um eine solche Plattform mit öffentlicher Förderung für dieses **Naturgefahren-Management** zu realisieren. Im Oktober 2002 nahm die alpS – Zentrum für Naturgefahren Management – GmbH ihre Forschungstätigkeit in Innsbruck auf. Die neu gegründete Gesellschaft ist Trägerin des gleichnamigen *Kplus*-Kompetenzzentrums, welches nach über 2-jähriger Vorbereitungsphase im Januar 2002 genehmigt wurde. Das Zentrum alpS wurde im Oktober 2003 ein Jahr alt, Zeit für ein erstes Resümee.

alpS hat u.a. die Aufgabe, eine Zusammenarbeit zwischen Wissenschaft, Ämtern/Behörden und Wirtschaft im Naturgefahren-Management zu institutionalisieren. Damit sollen folgende Teilziele erreicht werden:

- Bessere Nutzung und Koordination bestehenden Wissens
- Aufbau neuen Wissens / neuer Kompetenz
- Schaffung einer strategischen Vorreiterrolle auf dem Gebiet Naturgefahren-Management
- Impulsgeber für zielgerichtete Produktentwicklung

Aus den Zielvorstellungen ergeben sich folgende zentrale Aufgabenbereiche:

- Funktion als Informations- und Kommunikationsplattform (zwischen Universitätsinstituten, Ämtern/Behörden und Unternehmen)
- Bündelung und Nutzung multidisziplinärer Ressourcen
- Formulierung von Anforderungen der Wirtschaft an die Forschung
- Entwicklung von Standards und Normen
- Prüfung der Ergebnisse der Forschung
- Umsetzung aktueller wissenschaftlicher Erkenntnisse in der Praxis
- Koordination von Forschungs- und Entwicklungsmitteln sowie –kompetenzen

Die meisten der o.g. Anforderungen gehen konform mit dem *Kplus*-Grundgedanken. Das *Kplus*-Programm hat zum Ziel, die Kooperation zwischen Wirtschaft und Wissenschaft in Österreich zu verbessern und dadurch exzellente Forschung in international wettbewerbsfähiger Dimension zu fördern. Hierbei sollen langfristige Kooperationsbeziehungen zwischen öffentlicher und privater Forschung auf hohem Niveau aufgebaut werden. Im Falle des *Kplus*-Zentrums alpS wird darüber hinaus auch die

öffentliche Verwaltung auf Landes- und Bundesebene (Dienststellen, Behörden, Ämter, Ministerien,...) in die Forschungsprojekte einbezogen, da in nahezu allen Projekten öffentliches Interesse berührt wird. Zudem verfügen die Dienststellen in der Regel über ein hohes Fachwissen, einzigartige Datensammlungen und oft jahrzehntelange Erfahrung.

alpS – Zentrum für Naturgefahren Management

Die Vision von alpS ist, dem Schutz der Menschen, des privaten und gesellschaftlichen Vermögens und der Erhaltung alpiner Lebensräumen zu dienen.

In vielen Fachrichtungen gibt es auf nationaler und internationaler Ebene ausgezeichnetes Wissen über Naturprozesse (Ursachen, Auslösung, Ablauf), ihre möglichen Folgen (volks- und betriebswirtschaftlicher Art) und geeignete Schutzmaßnahmen (Schutzbauten, Prognosen, Warnsysteme usw.). Es gilt nicht, dieses bestehende Wissen, welches oft über Jahrzehnte entstanden ist, erneut zu entwickeln. Vielmehr muss, im Sinne eines effizienten und Ressourcen schonenden Umgangs mit (öffentlichen) Forschungsgeldern dieses Wissen durch eine Bündelung zugänglich und für die Praxis nutzbar gemacht werden.

Dieses „Management“ erlaubt zudem das Auffinden etwaiger Forschungslücken und die zielgerichtete Ausrichtung der Forschungsaktivitäten im Hinblick auf die Entwicklung innovativer Produkte und Lösungen zum „optimierten“ Umgang mit Naturgefahren. Dieser Herausforderung stellt sich alpS in enger Kooperation mit seinen Unternehmens- und Forschungspartnern. Bereits im ersten Jahr seines Bestehens fließen Ergebnisse aus den Forschungsprojekten eins zu eins in die Praxis und setzen bereits heute neue Standards.

Multidisziplinäre Arbeitsgruppen

Die Forschungsgruppen im Zentrum alpS erarbeiten Methoden und Strategien für die nachhaltige Sicherung alpiner Lebensräume. Hierbei werden neben zahlreichen technischen, ingenieurwissenschaftlichen und naturwissenschaftlichen Fachrichtungen auch die Sozial-, Rechts-, und Wirtschaftswissenschaften sowie die Psychologie mit einbezogen. Ein Jahr nach der Gründung von alpS sind bereits 30 Mitarbeiter am Zentrum als Festangestellte tätig. Hinzu kommt ca. ein Dutzend beauftragte externe Fachleute assoziierter Forschungseinrichtungen (z.B. Institut für Geographie der Universität Innsbruck, Institut für Alpine Naturgefahren und Forstliches Ingenieurwesen (ANFI) der Universität für Bodenkultur, Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung (SLF – Davos).

Der multidisziplinäre Ansatz von alpS ist bereits auf Projektebene erkennbar. In manchen Projekten wirken bis zu sieben junge Forscher aus unterschiedlichen Disziplinen (z.B. Geographie (2), Ingenieurwesen, Meteorologie, Rechtswissenschaften, Mathematik und Hydrogeologie). Um eine effiziente Integration der beteiligten Projektpartner sowie einen intensiven Know – How – Transfer zu erreichen, wird in zahlreichen Fällen auf „Personal-Splitting“ gesetzt. So stehen Mitarbeiter teilweise am Zentrum und an beteiligten Forschungseinrichtungen oder bei Partnerunternehmen unter Vertrag. Um keine halbtags unbesetzten Arbeitsplätze vorhalten zu müssen, wurde bei alpS das „desk-sharing“ umgesetzt.

Die durch die einzelnen Projektteams erarbeiteten Inhalte sowie das entwickelte Know-How werden über ein alpS-eigenes Informations-System gesammelt, geordnet und gespeichert. Ein Know-How- und Transfermanager sorgt für einen regen Informationsaustausch zwischen den

alpS-Projekten, allen Mitarbeitern und mit den Partnern aus Forschung, Industrie und öffentlicher Hand.

Die Finanzierung

Das Budget von alpS beträgt für die ersten vier Förderjahre ca. 9,5 Millionen €. Den Großteil der öffentlichen Finanzierung (insg. 60 %) trägt die mit der Programmabwicklung betraute TIG (Technologie Impulse Gesellschaft) in Wien (35 %). Die verbleibenden öffentlichen Mittel teilen sich auf das Bundesland Tirol (20 %, über die Tiroler Zukunftsstiftung) sowie auf die beteiligten Forschungseinrichtungen auf (vor allem Universität Innsbruck, Technische Universität Wien, Universität für Bodenkultur Wien, SLF - Institut für Schnee- und Lawinenforschung Davos, insg. mit 5%). Die nach den Kplus Richtlinien erforderlichen 40% an privaten Mitteln werden von Wirtschaftsunternehmen aus unterschiedlichen Branchen getragen. Darüber hinaus kann das Zentrum im sogenannten Non-K_{plus}-Bereich Auftragsforschung in unbeschränkter Höhe übernehmen.

Die Partner

Zur Umsetzung des Konzeptes „Naturgefahren Management“ mussten geeignete Partner aus der Forschung, der Wirtschaft und der öffentlichen Verwaltung gewonnen werden, die interessiert daran waren, im Sinne einer langfristigen Investition sowohl finanzielle Mittel als auch Know-How in das Zentrum alpS einzubringen. Durch die intensiven und konsequenten Bemühungen des alpS - Gründungsausschusses gelang es, mehrere Dutzend Unternehmen und Forschungseinrichtungen als Partner zu gewinnen. Die politische Unterstützung, vor allem im Land Tirol, führte zudem zu einer regen Beteiligung der Landes- und Bundesämter, die eine Reduzierung bürokratischer Hürden erlaubte (insbesondere WLW, Sektion Tirol).

Gerade bei heterogenen Partnerstrukturen ist, zur Vermeidung von Zielkonflikten, Überlappungen oder Missverständnissen, die rechtzeitige Formulierung verbindlicher „Spielregeln“ erforderlich. Dies gelang im Falle alpS durch die partnerschaftliche und einvernehmliche Ausformulierung eines sog. „Agreements“, dem sich mittlerweile durch Unterschrift über 60 Partner angeschlossen haben.

Die staatliche Förderung ermöglicht die Durchführung von Forschungsvorhaben, die für die beteiligten Partner aus finanziellen Gründen bisher nicht oder nicht in der geplanten Größe realisierbar waren, z.B. die Entwicklung eines Monitoring-Systems für instabile Hangflanken sowie die Kopplung eines hydraulischen mit einem hydrologischen Modell zur Verbesserung der Hochwasserprognosen. Damit können vorwettbewerbliche Produkt- und Know-how-Entwicklungen stattfinden, die ohne Förderung nicht in diesem Umfang durchgeführt werden können, den Unternehmen jedoch eine erhebliche Verbesserung ihrer Ausgangssituation im internationalen Wettbewerb bringen.

Um die erforderliche Planungs- und Rechtssicherheit bei der Abwicklung der Projekte, mit z.T. Projektbudgets über 1 Mio. €, zu gewährleisten, werden die inhaltlichen und wirtschaftlichen Eckpunkte der einzelnen Projekte in multilateralen Verträgen festgehalten (Kooperationsverträge). Wichtigster Beitrag bei der Einigung untereinander ist das gemeinsame Ziel, mit alpS einen Beitrag zur nachhaltigen Sicherung alpiner Lebens- und Wirtschaftsräume zu leisten. Derzeit sind über ein Dutzend Unternehmenspartner aktiv an alpS-Projekten beteiligt. Eine aktuelle Partnerliste ist unter www.alps-gmbh.com einzusehen.

Das alpS - Forschungsprogramm

Gerade in den letzten Jahren wurde die Komplexität der Zusammenhänge zwischen den Veränderungen im Naturraum und den Folgen für die Gesellschaft und Wirtschaft im Ansatz aufgezeigt. Die hiermit verbundenen Fragen müssen zunehmend transdisziplinär gestellt und bearbeitet werden. Allein die Betrachtungsweise durch ein Expertenteam, eingebunden in ein internationales, multidisziplinäres und dennoch funktionierendes Netzwerk, kann zu nachhaltigen Lösungsansätzen führen und zu Ergebnissen, die in die gesellschaftliche, politische und/oder wirtschaftliche Praxis einfließen.

Die Forschungsschwerpunkte des Zentrums sind derzeit in drei sich ergänzenden Arbeitsbereichen definiert:

A – Grunddaten und Modellierung

- Effektivitätssteigerung in der Datenerhebung durch systematische Sichtung, Bewertung und Zusammenführung vorhandener Datengrundlagen sowie Entwicklung neuer Datenerhebungsmethoden und Modelle
- Erstellung von Szenarien zur Naturgefahrensituation unter sich stetig verändernden Rahmenbedingungen durch menschliche und natürliche Einflüsse

B – Gefahrenbewältigung – Schutzmaßnahmen

- Neu- und Weiterentwicklung von prozess- und risikoorientierten Ansätzen für bau- und forsttechnische, raumplanerische und temporäre Maßnahmen

C – Sozio – ökonomische Risikoanalysen

- Entwicklung von Strategien zur Risikokommunikation
- Vergleichende Bewertung alternativer Schutzmaßnahmen aus gesellschaftlicher Sicht
- Identifikation effizienter Entscheidungsfindungsprozesse
- Entwicklung psychologischer Verfahren zur Bewältigung von Großschadensereignissen

In nahezu allen alpS-Projekten wird eine interdisziplinäre und integrative Arbeitsweise angewendet. Als Beispiel steht hier das Projekt A 3.1 (siehe auch separaten Beitrag im Rahmen des Geoforums 2003). Als wissenschaftliche Partner konnte hierbei das Institut für Alpine Naturgefahren und Forstliches Ingenieurwesen (ANFI) der Universität für Bodenkultur (BOKU, Wien) sowie das Institut für Geographie und das Institut für Wasserbau der Universität Innsbruck gewonnen werden. Der Bezug zur Anwenderseite ist durch drei beteiligte Ingenieurbüros, einem Energie- und Wasserversorger sowie einer Landesbank hergestellt. Darüber hinaus sind die Fachabteilungen des Landes Tirol, der Forsttechnische Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung (WLV), das Bundesamt und Forschungszentrum für Wald (BFW) sowie das Institut für Lawinen- und Wildbachforschung fachlich beratend eingebunden.

Die Integration der zuvor genannten Forschungseinrichtungen, Unternehmenspartner und öffentlichen Stellen drückt sich auch in der Zusammenstellung der Projektmitarbeiter aus. Derzeit sind zwei Geographen, eine Juristin, eine Meteorologin, ein Bauingenieur, ein

Hydrogeologe sowie ein Mathematiker im Projekt tätig. Die übergeordnete wissenschaftliche Betreuung wurde durch die Einbindung von drei externen Key-Researchern verschiedener Fachrichtungen sichergestellt.

Fazit

Dank der aktiven und engagierten Mitwirkung zahlreicher Vertreter aus der Wirtschaft, der Forschung und der öffentlichen Verwaltung ist es gelungen, alpS als eine unabhängige, interdisziplinär agierende Forschungs- und Entwicklungsplattform (welche sich als Bindeglied zwischen Wirtschaft, Forschung und öffentlicher Verwaltung versteht) auf regionaler und nationaler Ebene (ansatzweise auch schon international) zu etablieren. Hierdurch wird bereits ein Jahr nach Gründung von alpS eine übergreifende und integrative Betrachtung der Naturgefahren-Problematik, nicht nur in der Theorie, sondern in der täglichen Praxis ermöglicht.

Die Festigung dieser Position sowie die Internationalisierung der alpS-Tätigkeiten stehen neben der Gewinnung neuer Partner aus Forschung, öffentlicher Verwaltung und Wirtschaft im zweiten Geschäftsjahr im Vordergrund.

Vortrag am 7. 11.2003

15:10 – 15:40

Multidisziplinäre Prozessanalyse instabiler Hänge*C. Zangerl¹ und C. Prager²**^{1,2} AlpS – Zentrum für Naturgefahren Management - GmbH**Grabenweg, A-6020 Innsbruck**Tel: 0512-392929-14**Email: zangerl@alps-gmbh.com***Einleitung**

Instabile Hänge sind durch eine komplexe Kombination geologischer, hydrogeologischer, fels- bzw. boden-mechanischer und klimatischer Prozesse charakterisiert. Durch die Verdichtung des alpinen Siedlungsraumes hat in den letzten Jahren die Aktivität von instabilen Hängen in Tirol vermehrt zu Bedrohungen von Mensch, Bauwerken und Verkehrsverbindungen geführt. So ereignete sich im Jahre 1999 der Felssturz von Huben im Ötztal und zerstörte dabei ein darunter liegendes Sägewerk und die Stromversorgung für das innere Ötztal. Im gleichen Jahr kam es zu starken Bewegungen am Eiblschrofen und damit verbunden zu gehäuften Steinschlag und größeren Felsabbrüchen. Im Frühsommer 2003 erfolgt die Reaktivierung des unteren Bereichs der Steinlehnen bei Gries im Sellraintal und damit zu erhöhter Steinschlagaktivität. Als sofortige Sicherheitsmassnahmen wurden Evakuierungen durchgeführt. Zusätzlich mussten zur nachhaltigen Sicherung des Siedlungsraumes kostspielige Aufschüttungen von Schutzdämmen durchgeführt werden.

Grundsätzlich ist beim Bewegungsmechanismus von Massenbewegungen zwischen einem katastrophalen Ereignis mit plötzlicher Zunahme der Bewegung und folglich dem schnellen Abgleiten des Hanges und einem kontinuierlich langsamen Kriechen eines instabilen Hanges zu unterscheiden. Während sich das erstere Bewegungsmuster „unerwartet“ und sehr schnell entwickeln kann, und daher ein großes Schadenspotenzial besitzt, ist die kriechende Verformungsart weitaus weniger gefährlich. Unter Kriechen („Creep“) versteht man die kontinuierliche Materialverformung bei konstanten Spannungsbedingungen (Hudson & Harrison 1997). Nichts desto trotz können auch hier irreversible Schäden an Gebäuden und Bauwerken und damit verbundene hohe Kosten entstehen bzw. Evakuierungen von Personen erforderlich machen.

Die kritischen Fragen, die im Zusammenhang mit instabilen Hangflanken auftreten und von Fachleuten beantwortet werden müssen, sind:

- Wie verändert sich das Kriechen des Hanges im zeitlichen Verlauf?
- Welche Hinweise und Indikatoren gibt es vor dem Versagen des Hanges?
- Wie lässt sich die Zeit bis zum Versagen abschätzen?
- Kommt es in einem kriechenden Hang zur Stabilisierung und welche Hinweise gibt es dafür?
- Kommt es durch progressive Bruchprozesse bzw. Vernetzung bestehender Brüche zur Ausbildung einer zusammenhängenden Gleitbahn (-zone)?
- Wird ein kriechender Hang versagen und sich daraus ein katastrophales Ereignis entwickeln?
- Wie weit und wie schnell bewegt sich ein Hang bevor er katastrophal abgleitet?

Diese Fragen können aber nur dann beantwortet werden, wenn die zugrunde liegenden

physikalischen Prozesse verstanden und mit verschiedenen interdisziplinären Ansätzen erfasst werden können. Daher wird im Rahmen eines AlpS-Projektes versucht, durch die vertiefte Zusammenarbeit von Geologen, Hydrogeologen, Geotechnikern, Mathematikern und Geophysikern, mittels eines multidisziplinären Ansatzes neue Erkenntnisse zu gewinnen.

Prozesse

Massenbewegungen können durch geologische, geomorphologische, physikalische und menschliche Ursachen begünstigt werden. Meist reicht ein Triggerfaktor wie z.B. intensiver Regen, rasche Schneeschmelze, Wasserspiegeländerungen, Vulkanausbrüche oder Erbeben aus, um beschleunigte Bewegungen oder katastrophale Beschleunigungen zu initiieren. In manchen Fällen aber wurde Beschleunigung des Hanges ohne eindeutig erkennbare Triggerfaktoren beobachtet. Gewöhnlich zeigen tiefgreifende Talzuschübe Bewegungsraten im cm- bis dm-Bereich pro Jahr. Dagegen, treten bei katastrophalen Bergstürzen Geschwindigkeiten bis über 100 km/h auf (Turner & Schuster 1996).

Vielfach wird die Prognose vorwiegend aufgrund von geodätischen Bewegungsmessungen durchgeführt. Die daraus resultierenden Schwierigkeiten in Hinsicht auf die zeitliche Entwicklung, z.B. ob es jemals zum Versagen kommt oder ob fortschreitendes Kriechen stattfindet, sind in Abbildung (1) deutlich zu erkennen: die exponentielle beschleunigte Bewegung mit Bruch tritt häufig bei Fels- und Bergstürzen auf (Bsp.: Jungfrauoch und Randa in der Schweiz, Keusen 1997), während bei Talzuschüben häufig ein tendenziell konstantes Kriechen mit periodischen Beschleunigungen beobachtet wird (Bsp.: Hochmais-Atemkopf, Tentschert 1998; Gradenbach, Weidner 2000; Grätli in der Schweiz, Keusen 1997). Inwieweit dieses Bewegungsbild felsmechanischen Prozessen zugeordnet werden kann, ist erst in Ansätzen untersucht und erforscht worden. Dazu wäre es notwendig, Verformungs- und Bruchmechanismen nicht nur an der Oberfläche, sondern auch im Berginnern, z.B. durch kostspielige Bohrungen und Sondierstollen, zu studieren (Randa, Willenberg et al. 2002).

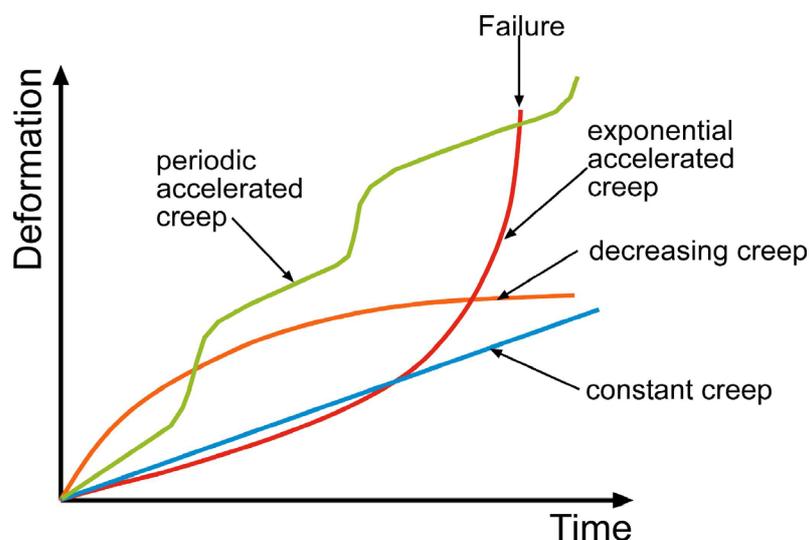


Abbildung (1): Bewegungstypen instabiler Hänge: periodisch beschleunigte Bewegung, konstantes Kriechen, abnehmendes Kriechen, exponentiell beschleunigtes Kriechen mit Bruch (Keusen 1997).

Grundsätzlich können bei der Bearbeitung instabiler Hänge zwei verschiedene mechanische Ansätze verfolgt werden. Der bruchmechanische Ansatz („fracture mechanics“) berücksichtigt die Vernetzung und Fortplanzung von Diskontinuitäten im Gebirge. Der reibungsmechanische Ansatz („rock friction“) konzentriert sich im Wesentlichen auf Reibungsprozesse entlang einer basalen Gleitzone. In der Natur wird jedoch meistens eine Kombination beider Prozesse beobachtet, sodass im Einzelfall entschieden werden muss, welcher der beiden Prozesse das Systemverhalten dominiert. Das Wasser hat auf beide Deformationsmechanismen einen großen Einfluss. Diese konzeptuellen Ansätze, die aus dem Fachbereich Felsmechanik stammen, könnten bei Anwendung an instabilen Hängen zu einem besseren Prozessverständnis führen. So kann der Verformungs- bzw. Bruchmechanismus und die Bewegungsdynamik instabiler Hänge tiefgreifender erfasst und damit auch die Treffsicherheit der Prognose erhöht werden.

Bruchmechanik („fracture mechanics“)

Ein geklüftetes Gebirge besteht aus einer „intakten“ Gesteinsmatrix (inkl. Mikrorisse und Mikroporen), welche von Diskontinuitäten d.h. Risse, Klüfte, Störungszonen umgrenzt wird. Intakte Gesteinsbrücken zwischen den Diskontinuitäten erhöhen die Festigkeit des Gebirges. Durch Rissausbreitung bestehender Klüfte und Neubildung von Rissen und damit erhöhter Vernetzung kann die Gebirgsfestigkeit reduziert werden. Die Art und Weise der Kluffortpflanzung ist dabei sehr stark vom bestehenden Spannungsfeld und Kluffeldnetzwerk abhängig (Einstein & Stephansson 2000). Die klassische Bruchmechanik postuliert, dass in einem linear elastischen Festkörper die Rissfortpflanzung nur dann mit annähernd Schallgeschwindigkeit des Mediums erfolgt, wenn ein kritischer Spannungsintensitätsfaktor (K_{IC}) in der Risspitze erreicht wird. Bei geringeren K_I bleibt der Riss stabil. Es gibt aber physikalisch-chemische Prozesse (Sub-critical crack growth) im Riss, die eine langsame Rissfortpflanzung unterhalb dieses Schwellenwerts (K_{IC}) ermöglichen (Abbildung (2); Atkinson 1987). Leider lässt sich der in diesem Mechanismus enthaltene Zeitfaktor aufgrund der Komplexität des Systems (Interaktion von Porenwasserdruck, „Stress Corrosion“, „Dissolution“, Diffusion, Ionenaustausch und Mikroplastizität) nur sehr schwer abschätzen und quantifizieren. Zum Beispiel führt der Prozess der „Stress Corrosion“, bei der durch die chemische Aktion einer Flüssigkeit (Wasser) die gedehnten Kristallbindungen in der Risspitze geschwächt werden, zu einer langsamen Rissausbreitung. Die Anwendung dieses konzeptuellen Modells für instabile Hänge würde bedeuten, dass über einen längeren Zeitraum sich eine vernetzte Bruchzone mit kritischer Rissdichte ausbilden und in Folge zur Verringerung der Hangstabilität führen könnte.

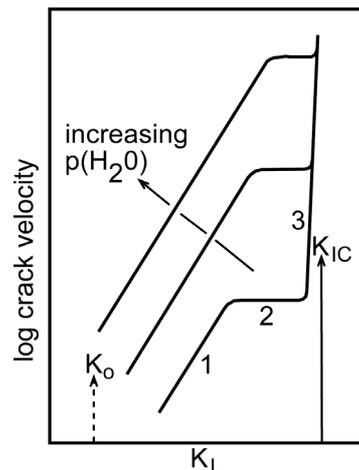


Abbildung (2): Schematische Darstellung des Spannungsintensitätsfaktor (K_I) zur Rissausbreitungsgeschwindigkeit bei Zugbeanspruchung (Atkinson 1987); Abschnitt (1) = Die Geschwindigkeit des Risswachstums wird durch die Rate der „Stress Corrosion“ Reaktionen in der Rissspitze bestimmt. Abschnitt (2) = Die Geschwindigkeit des Risswachstums wird durch die Transportrate von reaktiver Flüssigkeit zur Rissspitze bestimmt. Abschnitt (3) = Die Geschwindigkeit des Risswachstums wird primär durch mechanischen Bruch bestimmt und ist unsensitiv gegenüber chemischen Prozessen in der Rissspitze. (K_{IC} =fracture toughness, K_0 =stress corrosion limit).

Gesteinsreibung an einer Bruchzone („frictional sliding“)

Noverraz (1996) konnte an gut untersuchten Großhangbewegungen in der Schweiz mittels Bohrlochbeobachtungen und Stollenaufzeichnungen nachweisen, dass der überwiegende Anteil der untersuchten Massenbewegungen durch diskrete Gleitzonen (brittle shear zones) charakterisiert ist. In Abbildung (3) sind Inklinometerdaten mit Hinweisen auf solche Gleitbahnen an einigen dieser Massenbewegungen dargestellt. Damit würde es sich um Gleitprozesse handeln, die als Reibungsproblem („Friction“) behandelt werden können. Ähnliche Verhältnisse wurden an der Rutschung Hochmais-Atemkof im Kautertal beobachtet: Hier wurde anhand eines Sondierstollens und mehrerer Bohrungen nachgewiesen, dass Moränenmaterial entlang einer Gleitzone von einer 10er Meter mächtigen Gleitscholle überfahren wurde. Auch heute werden an diesem Hang noch immer Kriechbewegungen im cm-Bereich pro Jahr gemessen, wobei der Bewegungstyp mit Ausnahme der Initialbeschleunigung einem periodisch beschleunigten Kriechen (vgl. Abbildung (1)) zugeordnet werden kann (Tentschert 1998).

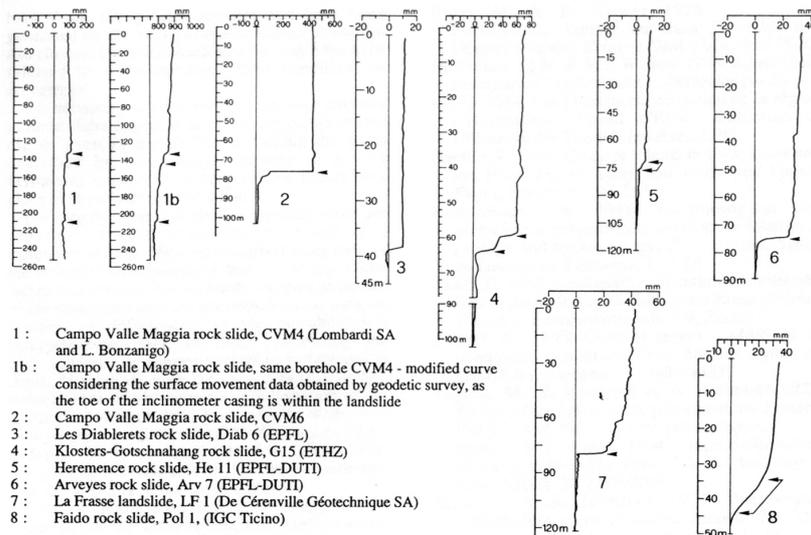


Abbildung (3): Inklinometerdaten von 7 großen Massenbewegungen in der Schweiz (Noverraz 1996).

Hat sich erstmals eine zusammenhängenden Gleitfläche (darunter ist keine scharfe abgegrenzte Fläche, sondern eine Bruchzone zu verstehen) gebildet, erfolgt wahrscheinlich ein Großteil der Verformungen entlang dieser Zone. Dabei stellt sich die Frage, ob diese Kriechvorgänge entlang einer Gleitfläche diskontinuierliche (d.h. „stick-slip friction“) oder kontinuierliche („steady state friction“) Bewegungsprozesse darstellen. Der Kenntnisstand über solche Gleitprozesse ist noch sehr begrenzt und nur wenig tiefgreifend erforscht. Im Zuge einer erhöhten Prognosesicherheit von aktiven Massenbewegungen ist ein tiefer greifendes Prozessverständnis nötig, um die Stoffgesetze und Modellparameter richtig zu definieren und die Verformungen möglichst realitätsnah zu modellieren. Da durchaus Parallelen im Bewegungsmuster an rezent aktiven spröden Störungszonen (oberflächennah gebildete Kakirite) und diskreten Gleitflächen eines rutschenden Hanges erkennbar sind, könnten Ansätze aus der Erdbebenmechanik und von *in-situ*- bzw. Laborversuchen in grundsätzliche Überlegungen und Stabilitäts-untersuchungen einfließen. Ergebnisse von Scherexperimenten an Bruchmaterial („fault gouge“) zeigen unterschiedliches Scherverhalten (Abbildung (4)) auf, wobei der Einfluss der Versuchsanordnung und Systemrandbedingungen auf die Ergebnisse groß ist (Papaliangas et al. 1993, Beeler et al. 1996).

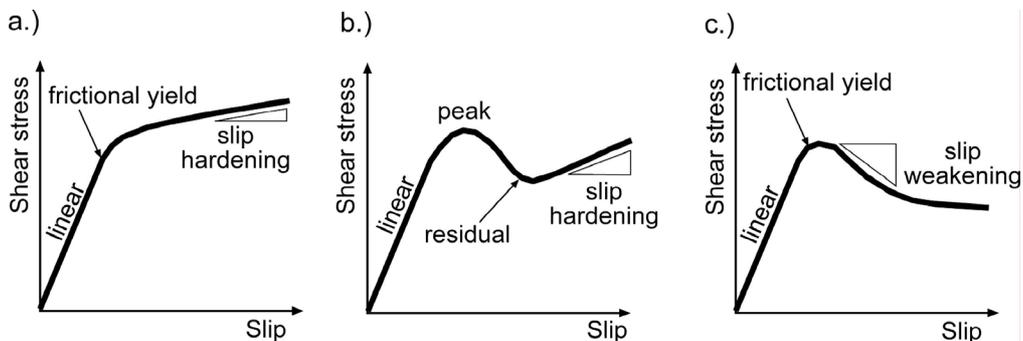


Abbildung (4): Spannungs-Verformungs-Kurven von Scherversuchen: (a.) Frictional yield followed by slip hardening; (b) sliding following an upper yield point (a and b Scholz 1993); (c) slip weakening (Atkinson 1987)

Die Experimente zeigen eine deutliche Abhängigkeit des statischen und dynamischen Reibungskoeffizienten von der Schergeschwindigkeit, der Feuchtigkeit, der Oberflächenrauigkeit, der Temperatur und des Poren- bzw. Kluftwasserdrucks. Der Einfluss des Wassers auf das Reibungsverhalten ist durch zwei grundlegend verschiedene Prozesse gekennzeichnet: 1.) der Poren- bzw. Kluftwasserdruck kann rein physikalisch die Gesteinsreibung vermindern. Dies wird durch das effektive Spannungsgesetz für die Reibung beschrieben (Scholz 1990):

$$\sigma_n' = \sigma_n - \left(1 - \frac{A_r}{A}\right) \cdot p$$

σ_n' =effektive Normalspannung, σ_n =Normalspannung, p =Kluftwasserdruck, A_r =Kontaktfläche, A =geometrische Fläche (Gesamtfläche). Durch die Erhöhung des Poren- bzw. Kluftwasserdrucks wird die effektive Normalspannung erniedrigt, welche normal auf die Diskontinuität (z.B. Gleitzone, Kluft etc.) wirkt und verringert damit auch deren Scherfestigkeit (Mohr-Coulomb-Gesetz):

$$\tau = c + \mu \cdot \sigma_n'$$

τ = Scherfestigkeit der Diskontinuität, c = Kohäsion und μ = statischer Reibungskoeffizient. Durch diese Änderung in der Scherfestigkeit können bei gleich bleibenden *in-situ* Spannungszuständen Hanginstabilitäten auftreten.

2.) das Wasser kann aber auch chemisch-mechanische Auswirkungen auf das Reibungsverhalten zeigen. Eine erhöhte Luftfeuchtigkeit kann zur Verminderung des Reibungskoeffizienten führen. An Laborscherversuchen, welche von Dieterich & Conrad (1984) an Quarziten durchgeführt wurden, lässt sich erkennen, dass sich der Reibungskoeffizient - ohne einen Porenwasserdruck aufzubauen – markant von $\mu = 0.85-1.00$ im trockenen Zustand auf $\mu = 0.55-0.65$ im feuchten Zustand reduzierte.

Im AlpS-Projekt A2.3 wird versucht, die vorher diskutierten konzeptuellen Verformungsmodelle an Massenbewegungen anzupassen bzw. deren prinzipielle Anwendbarkeit zu überprüfen. Weiters sollten allgemein gültige Bearbeitungsstrategien für Massenbewegungen formuliert werden. Der gesamte Projektablauf wird durch ein detailliert erstelltes Arbeitsprogramm vorstrukturiert, wobei einige grundlegende Meilensteine im folgenden Abschnitt erläutert werden.

Arbeitsprogramm

- Kompilation und Neubewertung von bestehenden ingenieurgeologischen, geodätischen und seismologischen Daten im Bereich von Massenbewegungen
- Basierend auf strukturgeologischen Neukartierungen in den Testgebieten sollen sprödetektonische Analysen und Modellierungen durchgeführt werden
- Multi-disziplinäres Monitoring zur Erfassung von Deformations- und Bewegungsmechanismen

- Die Modellierung von Bruch- und Deformationsmechanismen wird auf der Basis gut dokumentierter Fallbeispiele mit fels- bzw. bodenmechanischen Softwarepaketen durchgeführt, wobei große Aufmerksamkeit dem Einfluss der Komponente Wasser in diesen Simulationen geschenkt werden sollte.
- Probabilistischer Zugang zu den Prozessen mit Berücksichtigung zukünftiger Entwicklungsszenarien

Test- und Untersuchungsgebiete

In Kooperation mit den Projektpartnern, d.h. UNI Innsbruck, der TU Wien, der TIWAG, der ILF, dem Land Tirol und dem Forsttechnischen Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung Tirol wurden folgende Testgebiete ausgewählt, in denen *in-situ* Untersuchungen durchgeführt werden sollten. Die zu bearbeitenden Massenbewegungen treten vorwiegend in inkompetenten Lithologien wie z.B. Paragneisen, Phyllitgneisen und Qz-Phylliten auf.

Untersuchungsgebiete	Tektonische Einheit	Bewegungsmechanismus
Fernpass	Nördlichen Kalkalpen	fossiler Bergsturz
Kaunertal / Hochmais- Atemkopf	Ötztal-Stubai-Masse	tiefgreifender Talzus Schub
Niedergallmig	Silvretta-Komplex	tiefgreifender Talzus Schub
Burgschrofen	Engadiner Fenster	Sackung?
Gacher Blick	Silvretta- Komplex	Felsstürze, Steinschlag, Blockkippen
Gries im Sellrain / Steinlehnen	Ötztal-Stubai-Masse	tiefgreifender Talzus Schub
Münster / Ludoialm	Nördlichen Kalkalpen, Quartär	Lockergesteinsrutschung (glaziale Ablagerungen)
Finsing / Lahnstrichbach	Innsbrucker Quarzphyllit	tiefgreifender Talzus Schub

Forschungsziel

Als primäres Forschungsziel wurde die Entwicklung eines standardisierten Leitfadens zur Bearbeitung von Massenbewegungen unterschiedlicher Größenordnung und Ursachen definiert.

Fallstudie Fernpass-Bergsturz: ein prominentes Beispiel einer lithologisch-tektonisch induzierten Massenbewegung

Situation

Der kalkalpine Fernpass-Bergsturz NW von Innsbruck zählt mit einem Volumen von 1000 Mill. m³ zu den größten Bergstürzen des gesamten Alpenraums. Das Sturzmaterial entstammt

einer auffällig tief eingekerbten, keilförmigen Ausbruchsnische (Abbildung (5)) und wurde in Form zweier kanalisierte Sturzströme diametral bis 15 km weit transportiert. Trotz detaillierter geomorphologischer Untersuchungen (Ampferer 1904, Abele 1964, 1969) blieben Ursachen, Auslösefaktoren und Alter des Bergsturzes bisher ungeklärt. Hydrogeologisch wurde in erster Linie der Talraum zwischen Nassereith und Biberwier untersucht (ILF 1992).

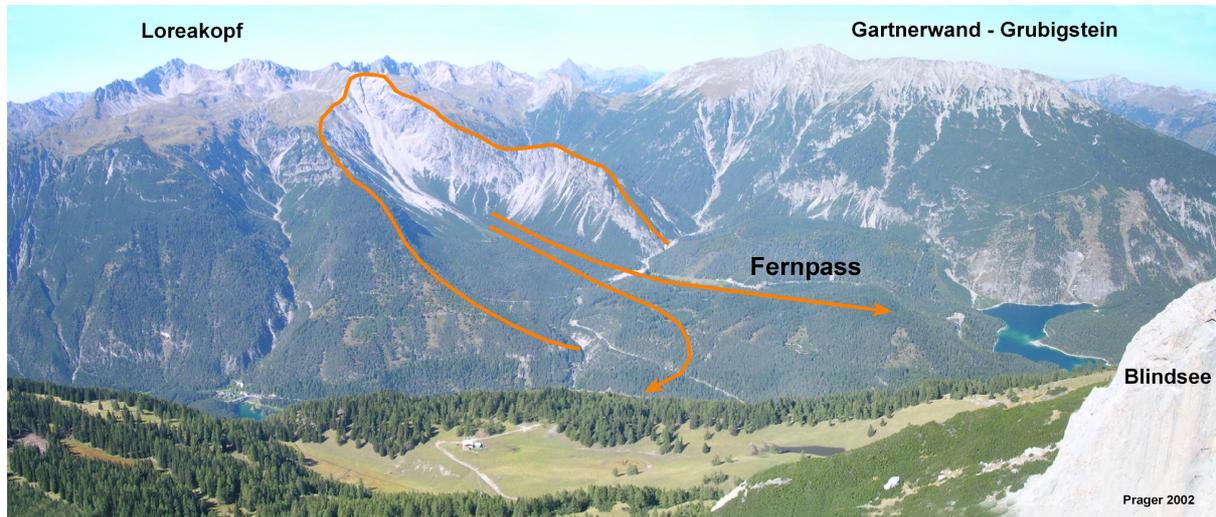


Abbildung (5): Blick über die Nassereither Alm nach NW in die Ausbruchsnische des Fernpass-Bergsturzes. Schematisch angedeutet die Gabelung der Sturzmassen in zwei Bergsturz-Äste.

Strukturgeologische Untersuchungen zeigen, dass Synergieeffekte von lithofaziellen Parametern und polyphaser, heteroaxialer Spröddeformation die Bereitstellung von Sturzmaterial und potentiellen Ablöseflächen bewirkten.

Stratigraphie

Zwischen Nassereith im Süden und Biberwier im Norden tritt eine karbonatisch dominierte Schichtfolge auf, die lithostratigraphisch von der Reichenhall Fm (U-Anis) bis zur Ammergau Fm (U-Kreide) reicht. Das Umfeld des Fernpass-Bergsturzes besteht aus mächtigen Flachwasserkarbonaten des Hauptdolomits (Nor), der im Bereich Fernstein von zerscherten Evaporiten und Dolomiten der Raibl Gruppe unterlagert wird. Im Untergrund ist dadurch eine strukturelle Schwächezone vorgegeben. In stratigraphisch jüngeren Abschnitten ist der Hauptdolomit hier in einer bituminösen Intraplattform-Beckenfazies entwickelt: das Abbruchgebiet in der Loreagruppe sowie die östlich anschließenden Gebiete (Gartnerwand-Grubigstein, Bereich Nassereither Alm) werden von einer lithologisch variablen Wechsellagerung meist dünnplattig gebankter, häufig verkieselter Dolomite, Kalke und Mergel der Seefeld Fm (Abbildung (6)) aufgebaut.



Abbildung (6): dünnbankige Plattendolomite und Mergel der Seefeld Fm. (Bereich Nassereither Alm).

Rheologisch fungiert diese mehrere Hundert Meter mächtige, inkompetente Schichtfolge als potentieller Abscherhorizont, hydrogeologisch ist die Seefeld Fm als Aquitard klassifizierbar. Für die Stabilität von Hangflanken ist der bergwasserstauende Charakter von eminenter Bedeutung, weil sich innerhalb dieser Schichtfolge erhöhte Kluftwasserdrücke aufbauen können.

Der zunehmende Anteil von Kalken an der Südflanke des Gartnerwand-Grubigstein-Massivs entspricht dem weitflächigen Verzahnungsbereich der Seefeld Fm mit dem obernorischen Plattenkalk. Biostratigraphisch konnte hier das Einsetzen der basalen Plattenkalk Fm durch Conodontenfunde in das obere Alaun eingestuft werden (Donofrio et al. 2003). Darüber setzen wechselnd mächtige, weil lokal tektonisch abgescherte Kössener Schichten sowie mächtige jurassische Beckensedimente ein, wobei in erster Linie die Kalke und Mergel die Allgäu Fm größere Verbreitung aufweisen.

Strukturgeologie

Neben der Rheologie sind die Lagerungsverhältnisse und vordergründig junge, unzementierte, spröde Scherzonen für das Auftreten mehrerer, fossiler Massenbewegungen verantwortlich. Strukturgeologisch wird das Fernpass-Gebiet von E-W-streichenden, meist deutlich N-vergenten Großfalten geprägt, wobei über weite Bereiche inverse Faltenschenkel auftreten. So bauen die Schichtglieder der Seefeld Fm und des Plattenkalks im Gartnerwand-Grubigstein-Massiv den überkippten Südschenkel der Lermooser Mulde auf. Die Überlagerung dieser E-W-streichenden Falten mit meist steil stehenden, um die N-S-Achse konzentrierten Falten mit geringerer Wellenlänge führte lokal zur Bildung komplexer Dom- und Beckenstrukturen. Derartige Gefüge treten gehäuft in der Seefeld Fm auf, instruktiv aufgeschlossen am Kamm zwischen Pleiswald und Loreaalm. Umrahmt wird die Abbruchnische von steil stehenden, generell E-W-streichenden, häufig mit Mergeln belegten Schichtflächen, wobei in der keilförmigen Hohlform „Afrigall“ eine parasitär gefaltete, zerscherte Synform rekonstruierbar ist.

Insgesamt bauen diese Großfalten den Südrand der Lechtaldecke auf und werden entlang der sekundär steil gestellten Deckengrenze von der Inntaldecke überlagert. Die Inntaldecke wird von einem dominanten System steil stehender, NW-SE-streichender Scherzonen geprägt, die als dextrale cross-faults des prägosauischen Deckenvorschubs interpretiert werden (Eisbacher & Brandner 1995). Dem gegenüber wird das Gefügeinventar im Bergsturz-Abbruchgebiet von E-W-streichenden und NE-SW-streichenden, schräg sinistralen Kataklysezonen dominiert. Auffälligstes Schersystem stellt die NE-SW-streichende „Fernpass-Störung“ dar, entlang der Gipse der Raibl Gruppe tektonisch hoch geschuppt wurde. Diese markante Scherzone streicht über die Bergsturz-bedeckte Talung nach Biberwier und in das Lermooser Moos. Gesteinszerrüttung entlang der „Fernpass-Störung“ und konjugierter Scherflächen zeichnete die Talübertiefung durch fluvioglaziale Erosion vor, wobei freier Akkomodationsraum entstand und potentielle Gleitflächen von Massenbewegungen freigelegt wurden.

Südlich von Biberwier tritt eine markante Komplikation im Gebirgsbau auf: der blockartig isolierte Schachtkopf besteht aus mitteltriadischen Kalken der Inntaldecke, die allseitig an obertriadisch-jurassische Jungschichten der Lechtaldecke grenzen. Ampferer (1941) und Abele (1964) interpretieren diese Absenkung als großmaßstäbliche Bergerzerrüttung, wobei die ursächlichen Störungen an der Oberfläche von Lockersedimenten markiert sind. Untertags wurde die Ablösefläche als steil W-fallende, kluftwasserführende Kataklysezone mit schräg dextral-abschiebenden Bewegungssinn angefahren („Wasserkluft“, Häusing 1898). Das liegende der Schachtkopf-Trias bilden vermutlich Juraschichten, die in den tiefsten Stollen als von unten eingeschuppte Scherkörper angefahren wurden (Ampferer 1941, Ampferer & Ohnesorge 1924). Obertags sind an der Schachtkopf-Westflanke N-S-streichende Abschiebungen kartierbar, entlang derer die Karbonate grabenbruchartig segmentiert wurden. Ein ähnlich orientiertes Störungssystem ist auch südlich des Blindsees entwickelt, wo geringmächtige Scherlinge der Allgäu Fm als schmaler, N-S-streichender Span grabenartig zwischen Hauptdolomit abgesenkt wurden. Dies stützt die Ansicht, dass es sich auch bei der Absenkung des Schachtkopfs weniger um gravitative Hangbewegungen, sondern vielmehr um tief reichende Grabenbruchtektonik handelt.

Neotektonik

Im rezenten Stressfeld mit einer NNW-SSE-gerichteten, größten Hauptnormalspannung (Drimmel 1980) können meso- und nealpine Flächensysteme aktiviert werden. Das NE-SW-streichende Fernpass-Loisach-Störungssystem und das NW-SE-streichende Marienberg-Transfersystem sind als konjugierte Scherflächen vorgegeben, wobei der Fernpass etwa im Schnittbereich dieser Störungen liegt. In der weiteren Umgebung treten prominente, seismisch aktive NE-SW-Störungen auf (Engadiner Linie, Inntal-Linie). Hinweise auf rezente Krustenaktivität im Fernpass-Gebiet liefern neuzeitliche Erdbeben mit epizentralen Schwerpunkten in Nassereith und Lechtal-Namlos (Schorn 1911, 1922), gelegentlich mit Felsstürzen assoziiert. Beim Starkbeben Namlos 1930 rissen an der Oberfläche ENE-WSW-streichende Bodenspalten auf, Wasserwegsamkeiten wurden verändert (Klebersberg 1930). Mit einer Herdtiefe von ca. 8 km (Franke & Gutdeutsch 1973) liegt das Hypozentrum dieses Bebens am Top der europäischen Kontinentalplatte, die Krustenbewegungen haben sich nach oben hin in das kalkalpine Deckgebirge durchgepaust. Somit können neotektonisch aktive

Scherzonen eine tief reichende Gefügeauflockerung bewirken, zur Bereitstellung von Sturzmaterial und potentiellen Ablöseflächen führen sowie die Bergwasserverhältnisse nachhaltig beeinflussen.

Chronologie

Basis zur Entwicklung eines kinematischen Modells für den Fernpass-Bergsturz stellt die Klärung der Altersfrage dar. Bisher konnte das vermutlich mehrphasige Sturzereignis noch nicht datiert, damit auch keine definitive Chronologie der quartären Entwicklung des Fernpass-Gebietes erstellt werden.

Außer im zentralen Abschnitt, im Bereich der Passhöhe, treten im gesamten Bergsturzareal Relikte glazialer und fluvioglazialer Lockersedimente auf. Ampferer (1904, 1924) und Ampferer & Ohnesorge (1924) interpretierten den Fernpass-Bergsturz als postglaziale Massenbewegung, die auf älterem Moränenmaterial des Inngletschers lagert. Dem gegenüber differenzierte Abele (1964, 1969) zwar mehrere Bewegungsphasen, stellte das Hauptereignis des glazial überformten Bergsturzes jedoch in das Spätglazial. Während das Hauptereignis auch im Zuge nachfolgender Bearbeitungen nicht datiert werden und ein Kontakt des Bergsturzes zumindest mit spätglazialen Toteis weiterhin nicht ausgeschlossen werden konnte, lieferten Holzreste im Bereich eines jüngeren Nachsturzes nördlich der Passhöhe ein ^{14}C -Alter von 2255 \pm 60 bp, damit jedenfalls ein Mindestalter für den Hauptsturz (Abel 1991). Auch bei den benachbarten Bergstürzen am Tschirgant (Heuberger 1975) und Eibsee (zit. in Golas 1996) wurden Merkmale glazialer Überformung festgestellt, die ein spätglaziales Alter dieser Massenbewegungen belegen sollten. Dagegen führten absolute Altersdatierungen in den die 1990er Jahren zu einem Paradigmenwandel in der chronologischen Einstufung: anhand mehrerer ^{14}C -Alter konnten sowohl das Hauptereignis des Tschirgant-Bergsturzes (ca. 2900 bp, Patzelt & Poscher 1993) als auch der Eibsee-Bergsturz (3700 bp, Jerz & Poschinger 1995) als eindeutig postglaziale, historische Großhangbewegungen datiert werden.

Insgesamt gruppieren sich die Alter der größeren Massenbewegungen in der weiteren Umgebung des Fernpasses bei ca. 9000 bp und ca. 4000-3000 bp und weisen neben einer lithologisch-tektonischen Prädisposition möglicherweise eine klimatische Induzierung auf.

Potentiell instabile Hangflanken

Das Zusammenwirken von lithologisch vorgegebenen Inhomogenitäten, Lagerungsverhältnissen und sprödem Trennflächengefüge wird als Ursache der Hanginstabilitäten im Fernpass-Gebiet angesehen. Die Massenbewegungen umfassen ein Spektrum von Bergsturz (Fernpass-Bergsturz), fossiler Sackung (Am Saum) und potentiell aktiven Hangbewegungen (Hohler Stein – Blindseeböden). Die Hangflanke nördlich des Blindsees präsentiert sich morphologisch als rautenförmig abgrenzbare, vorgewölbte Masse. Am Hangfuß springen die Felswände auffällig konvex nach Süden vor, wobei steil S-fallende, listrisch gekrümmte Scherflächen die gegen den Hang fallende Schichtung überprägen. Nach oben hin beißen derartige, ca. E-W-streichende Trennflächen im Bereich Blindseeböden – Grubighütte als tektonisch prädispositionierte, Nackental-artige Geländeverebnungen aus. Mögliche Hangbewegungen und neotektonische Krustenverstellungen zwischen Biberwier

und Nassereith werden mittels hoch auflösender, im Herbst 2003 gestarteter GPS-Messkampagne in Zusammenarbeit mit G. Chesi (Inst. f. Geodäsie, Univ. Innsbruck) untersucht.

Literatur

- Abele, G., 1964. Die Fernpaßtalung und ihre morphologischen Probleme. *Tübinger Geograph. Studien*, 12: 123 S.
- Abele, G., 1969. Vom Eis geformte Bergsturzlandschaften. *Zs. f. Geomorph. N. F., Suppl.* 8: 119-147.
- Abele, G., 1991. Der Fernpaßbergsturz - Eine differentielle Felsgleitung. *Österr. Geograph. Ges., Zweigver. Innsbruck, Jhrber.* 1989/1990: 22-32.
- Ampferer, O., 1904. Die Bergstürze am Eingang des Ötztales und am Fernpaß. *Verh. Geol. R.-A.*, 1904(3): 73-87.
- Ampferer, O., 1924. Erläuterungen zur Geologischen Spezial-Karte der Republik Österreich Blatt Lechtal (5045). *Geol. R.-A.*: 55 S., Wien 1924.
- Ampferer, O., 1941. Bergzerreissungen im Inntalraume. *Sitzber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, Bd. 150(H. 3-6)*: 97-114.
- Ampferer, O. and Ohnesorge, T., 1924. Erläuterungen zur Geologischen Spezial-Karte der Republik Österreich Blatt Zirl-Nassereith (5046). *Geol. R.-A.*: 68 S., Wien 1924.
- Atkinson, B.K., 1984. Subcritical crack growth in geological materials. *Journal of Geophysical Research*, 89(NO. B6): 4077-4114.
- Beeler, N.M., Tullis, T.E., Blampied, M.L. and Weeks, J.D., 1996. Frictional behavior of large displacement experimental faults. *Journal of Geophysical Research*, 101(NO. B4): 8697-8715.
- Dieterich, J. and Conrad, G., 1984. Effect of humidity on time- and velocity- dependent friction in rocks. *Journal of Geophysical Research*, 89(NO. B6): 4196-4202.
- Donofrio, D.A., Brandner, R. and Poleschinski, W., 2003. Conodonten der Seefeld-Formation: Ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, Westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, 26: 91-107.
- Drimmel, J., 1980. Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. in: Oberhauser R. (Hrsg.), *Der geologische Aufbau Österreichs*: 507-527.
- Einstein, H. and Stephansson, O., 2000. Fracture systems, fracture propagation and coalescence, Issue Paper, *Proc. GeoEng 2000*, Melbourne.
- Eisbacher, G.-H. and Brandner, R., 1995. Role of high-angle faults during heteroaxial contraction, Inntal thrust sheet, Northern Calcareous Alps, Western Austria. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, Bd. 20: 389-406.
- Franke, A. and Gutdeutsch, R., 1973. Eine makroseismische Auswertung des Nordtiroler Bebens bei Namlos am 8. Oktober 1930. *Mitt. d. Erdbeben-Kommission, N. F.*, 73: 1-11.
- Golas, B., 1996. Der Eibseebergsturz - Eine geomorphologische Studie. Unveröffentl. Dipl.-Arb.: 99 S., Univ. Innsbruck.
- Häusing, A., 1898. Die Grube Silberleithen und die neuen Ausflußarbeiten im Liegenden der Wasserkluft. *Österr. Z. Berg- u. Hüttenwesen*, 46(8): 101-106.
- Heuberger, H., 1975. Das Ötztal. Bergstürze und alte Gletscherstände, *Kulturgeographische Gliederung. Innsbrucker Geograph. Studien*, 2: 213-249.
- Hudson, J.A. and Harrison, J.P., 1997. *Engineering rock mechanics*. Elsevier Science Ltd., UK, 444 pp.
- ILF Ingenieurgesellschaft Lässer-Feizlmayr / Köhler, M. and Lumasegger, M., 1992. Hydrogeologische Untersuchung des Fernpassgebietes. Unveröffentl. Bericht, Amt der Tiroler Landesregierung, Abt. IIIg-Kulturbauamt: 239 S.
- Jerz, H. and Poschinger, A.v., 1995. Neueste Ergebnisse zum Bergsturz Eibsee-Grainau. *Geol. Bavarica*, 99: 383-398.
- Keusen, H.R., 1997. Warn- und Überwachungssysteme (Frühwarndienste), *Fan-Forum, Zollikofen*, pp. 1-40.

- Klebensberg, R., 1930. Das Nordalpenbeben vom 8. Oktober 1930. Mitt. Dt. u. Österr. Alpenverein, Nr. 12(1930): 251-254.
- Noverraz, F.I., 1996. Sagging or deep-seated creep: Fiction or reality?, Landslides. Balkema, Rotterdam, pp. 821-828.
- Papaliangas, T., Hencher, S.R., Lumsden, A.C. and Manolopoulous, S., 1993. The effect of frictional fill thickness on the shear strength of rock discontinuities. International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts, 30(NO. 2): 81-91.
- Patzelt, G. and Poscher, G., 1993. Der Tschirgant-Bergsturz. Arbeitstagung 1993 Geol. B.-A., Geologie des Oberinntaler Raumes - Schwerpunkt Blatt 144 Landeck, Exkursion D: Bemerkenswerte Geologische und Quartärgeologische Punkte im Oberinntal und aus dem äußerem Ötztal: 206-213.
- Scholz, C.H., 1990. The mechanics of earthquake and faulting. Cambridge University Press, 439 pp.
- Schorn, J., 1911. Bericht über das Erdbeben in den Alpen vom 13. Juli 1910. Mitt. d. Erdbeben-Kommission, N. F., Nr. 42: 77 S., Akad. d. Wiss.
- Schorn, J., 1922. Die Erdbeben im Tirol und Vorarlberg in den Jahren 1916-1921. Veröffentl. Za. f. Meteorologie u. Geodynamik, Nr. 13, Allgemeiner Bericht und Chronik der in den Jahren 1916-1921 in Österreich beobachteten Erdbeben: 28-40.
- Tentschert, E., 1998. Das Langzeitverhalten der Sackungshänge im Speicher Gepatsch (Tirol, Österreich). Felsbau, 16(3): 194-200.
- Turner, K.A. and Schuster, R.L.E., 1996. Landslides: investigation and mitigation (Spec. Rep. 247). National Academy Pr., - X: 673 p., Washington D.C.
- Weidner, S., 2000. Kinematik und Mechanismus tiefgreifender alpiner Hangdeformationen unter besonderer Berücksichtigung der hydrogeologischen Verhältnisse. Unveröffentlichte Dissertation Thesis, UNI-Erlangen, Erlangen, 246 pp.
- Willenberg, H. et al., 2002. Aufbau eines Multi-Parameter Überwachungssystems für Felsrutschungen. Feldbau, 20(3): 44-51.

Berücksichtigung von Systemzuständen und Unschärfen bei der Bemessung von Hochwasserereignissen in kleinen alpinen Einzugsgebieten

Konzeptionelle Überlegungen zum Aufbau eines Expertensystems

Clemens Geitner, Axel Gerik, Johannes Lammel, Andrew Moran,

Carmen Oberparleiter

AlpS – Zentrum für Naturgefahren Management - GmbH

Grabenweg , A-6020 Innsbruck

E-Mail: geitner@alps-gmbh.com

1 Einleitung: Ausgangslage und Ziel des Projektes

Die hydrologische Forschung im Alpenraum hat eine lange Tradition (HEGG 2003). In zahlreichen Untersuchungen wurden dabei in Abhängigkeit von der Fragestellung unterschiedliche Skalenbereiche bearbeitet. Ausgehend von diesen Ergebnissen konnten für die Praxis dem jeweiligen Maßstab angepasste Verfahren für die Hochwasserabschätzungen erarbeitet werden (z.B. KHR 2001, BWG 2003). Dass dennoch weiterhin Untersuchungen zur Abflussbildung insbesondere in kleinen alpinen Einzugsgebieten sinnvoll und notwendig erscheinen, hat vor allem folgende Gründe:

- Die Abflussbildung ist insgesamt ein so komplexer Vorgang, dass einige Zusammenhänge noch immer als nicht hinreichend geklärt betrachtet werden müssen. Damit sind der Übertragbarkeit sowohl auf andere Gebiete als auch in andere Maßstabsbereiche noch immer deutliche Grenzen gesetzt.
- Auch von kleinen alpinen Einzugsgebieten können lokal erhebliche Gefährdungen durch Hochwasserereignisse und Murgänge ausgehen. Somit erweist sich eine Abschätzung ihrer Spitzenabflüsse als notwendig. Von den wenigsten dieser Gebiete liegen allerdings hinreichend lange Abflussmessreihen für die Berechnung von Bemessungsereignissen vor, so dass auf andere Verfahren zurückgegriffen werden muss.
- In kleinen Einzugsgebieten spielen die spezifischen Gebietseigenschaften eine dominante Rolle. Ihre räumliche Differenzierung muss daher im Hinblick auf die Abflussbildung so weit als möglich beachtet werden.
- Auch die zeitlich variablen Zustände von Boden und Vegetation, gesteuert durch den Jahres- und Witterungsgang sowie die anthropogene Nutzung, müssen in Bezug auf ihre Abflusswirksamkeit verstärkt mit berücksichtigt werden.
- Nur das Verständnis dieses komplexen Zusammenwirkens von Gebietseigenschaften und Systemzuständen bei der Abflussentstehung ermöglicht eine angemessene Abschätzung, wie sich die Abflussverhältnisse unter sich wandelnden Rahmenbedingungen - seien sie klimatischer oder nutzungsspezifischer Art - in Zukunft verändern können.
- Die abflussrelevanten Gebietseigenschaften unterlagen in jüngster Vergangenheit in vielen alpinen Einzugsgebieten einer nicht unbedeutenden Dynamik. Dabei ist insbesondere an die sukzessiven Veränderungen der Landnutzung von der traditionellen Agrar- zur überwiegenden Freizeitlandschaft zu denken. Auch gezielte Eingriffe in Form von Verbauungsmaßnahmen der letzten Jahrzehnte sind in dieser

Hinsicht zu berücksichtigen. Diese Veränderungen schränken den Aussagewert hydrologischen Datenreihen ein, da die Daten keine homogene Gesamtheit darstellen, sondern oftmals gerade eine Phase grundlegender Veränderungen im Einzugsgebiet repräsentieren.

Vor diesem Hintergrund ist es das Ziel des Projektes, ein Verfahren zur Abschätzung von Hochwasserereignissen zu entwickeln, das insbesondere die Systemzustände und die in der Natur gegebenen Unschärfen verstärkt berücksichtigt. Zu diesem Zweck soll ein Expertensystem ausgearbeitet werden, das aus einer differenzierten Verknüpfung von Gebietseigenschaften und Systemzuständen eines Einzugsgebietes mit einem bestimmten Niederschlagsereignis die Abflussentstehung zeitlich und räumlich differenziert ableitet. Auf dieser Grundlage sollte das Verfahren sowohl räumlich übertragbar als auch unter Berücksichtigung sich ändernder Rahmenbedingungen anwendbar sein. Denn insbesondere in dieser Hinsicht bestehen noch immer erhebliche Defizite (BLÖSCHL & MERZ 2002).

An ausgewählten Testgebieten mit guter hydrologischer und meteorologischer Datenlage und unterschiedlicher Gebietsausstattung wird das Expertensystem überprüft, gegebenenfalls modifiziert und erweitert. Aufgrund der Komplexität des Themas wurden allerdings gewisse Einschränkungen bei der Gebietsauswahl getroffen: Die Testeinzugsgebiete sollten weder vergletschert noch von Karst geprägt sein. Zudem sollten sie möglichst klein sein, d.h. ihre Fläche sollte weniger als 20 km² betragen.

2 Arbeitsschritte und Methoden

Aus dem Gesamtkonzept des Expertensystems ergeben sich insgesamt sechs klar abgrenzbare Arbeitsbereiche (Tab. 1), die im Folgenden kurz skizziert und in ausgewählten Aspekten diskutiert werden. Die ersten drei Arbeitsschritte dienen der zeitlichen und räumlichen Differenzierung des jeweiligen Untersuchungsgebietes. Die durch sie ermittelte Datenbasis geht als gebietsspezifische Information in das Expertensystem ein.

Der Arbeitsschritt vier beinhaltet die Regelbasis des Expertensystems. Die Schritte fünf und sechs ermöglichen die Ableitung von Gebietsabflüssen und somit die Bearbeitung von Szenarien möglicher Spitzenabflüsse.

Tab. 1: Die Arbeitsfelder des Projektes im Überblick

1. Bearbeitung der abflussrelevanten meteorologischen Daten
2. Erfassung der Gebietseigenschaften
3. Ableitung der Systemzustände
4. Regelwerk für die Ableitung des Abflusses homogener Teilflächen
5. Anbindung der Flächenabflüsse an ein hydrologisches Modell
6. Aussagen zu Rahmenbedingungen und Möglichkeiten von Spitzenabflüssen

2.1 Meteorologische Daten

Ziel:

Aussagen zur räumlichen und zeitlichen Variabilität abflussrelevanter meteorologischer Parameter

Ergebnis:

Methodische Ansätze für die Korrektur, Aufbereitung und Verwendung von Punktdaten (Messstationen) und Flächendaten (Radar) sowie die Bereitstellung von Eingabedaten für die Untersuchung von Abflussprozessen

Für das Prozessverständnis der Abflussbildung sind meteorologische Daten zu Niederschlag, Temperatur, Schneehöhe usw. von großer Bedeutung. Temperatur und Schneehöhe spielen beispielsweise hinsichtlich Aufbau und Abbau der Schneedecke eine wesentliche Rolle. Für eine differenzierte Betrachtung der Abflussbildungsprozesse ist aber vor allem die räumliche und zeitliche Differenzierung des Niederschlags eine grundlegende Voraussetzung. Sie steht daher im Zentrum der Untersuchung. Denn die Reaktionsweise eines Einzugsgebiets auf ein Niederschlagsereignis kann nur dann verstanden werden und über die Gebietseigenschaften Aufschluss geben, wenn Dauer, Intensität und räumliche Begrenzung des Niederschlages hinreichend bekannt sind.

Niederschlagsereignisse weisen generell eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität auf. Diese wird in Gebirgsregionen durch das komplexe Relief zusätzlich verstärkt. Sowohl was die zeitliche, als auch die räumliche Dimension betrifft, unterscheidet sich der Niederschlagscharakter sommerlicher Gewitter stark von den unter Umständen über Tage andauernden Regenfällen aus stationären Fronten. Erstere können sehr lokal auftreten, der Niederschlag ist meist von kurzer Dauer, kann aber hohe Intensitäten erreichen. Stratiforme Niederschläge dagegen treten meist sehr großräumig auf und können lange anhalten.

Um die kleinräumige Variabilität von Niederschlägen zu untersuchen, genügt es nicht, auf das vorhandene meteorologische Messnetz zurückzugreifen. Obwohl im Alpenraum sicherlich eines der weltweit dichtesten Messnetze existiert, ist eine räumlich differenzierte Aussage über die Niederschläge in alpinen Einzugsgebieten in der Regel nicht möglich. Denn der Einfluss des Reliefs ist dermaßen groß, dass die Messergebnisse nur für relativ kleine Gebiete als repräsentativ gelten können. Die Ableitung von Flächenniederschlägen aus diesen Punktdaten kann jedoch unter Einbindung der Information aus Wettarradmessungen wesentlich verbessert werden. Bei dieser Methode wird die Rückstreuung von Niederschlagsteilchen in der Atmosphäre gemessen. GERMAN (2000) verglich in seiner Arbeit Niederschlagsmessungen an Stationen mit Radar-Niederschlagsmessungen. Dabei lagen die Werte der Radarmessungen im Schnitt 50 % unter jenen der Stationen. Allerdings können die Radardaten mit einer horizontalen Auflösung von 1 km² wertvolle Informationen über die räumliche Differenzierung der Niederschläge geben und damit herkömmliche Messungen optimal ergänzen.

Als weiterer methodischer Ansatz im Rahmen des Projektes soll die Anströmrichtung von Luftmassen mitberücksichtigt werden. Von ihr hängt es ab, wo es zur Ausbildung von Aufgleit- und Absinkprozessen kommt. In Bereichen des Aufgleitens kann es vermehrt zu „Stauniederschlägen“ kommen. Es soll anhand von Radardaten versucht werden, für verschiedene Anströmrichtungen relevante Aufgleit- bzw. Absinkzonen zu bestimmen. Wenn sich dieses Verfahren bewährt, könnte es auf Gebiete mit fehlenden Niederschlagsmessungen übertragen werden.

2.2 Erfassung der Gebietseigenschaften

Ziel:

Optimierung der Erfassung abflussrelevanter Gebietseigenschaften

Ergebnis:

Vorschläge für die Erfassung abflussrelevanter Gebietseigenschaften

Dateninhalte und Datenlage

Zahlreiche gebietsspezifische Eigenschaften des Natur- und Kulturräumens greifen steuernd in das Abflussgeschehen ein und müssen dementsprechend ausreichend differenziert erfasst und gewichtet werden. Dies betrifft das Ausgangsgestein, das Relief und seine Prozessbereiche, den Boden, die Vegetation sowie die Nutzung und gegebenenfalls die Nutzungsgeschichte. Für die Bereitstellung der entsprechenden Daten werden zunächst bereits vorhandene Kartierungen ausgewertet. Diese sind hinsichtlich Aufnahme- bzw. Ausgabemaßstab, Kartierverfahren und inhaltliche Differenzierung (Kartierlegende) zu überprüfen. In einem weiteren Schritt müssen die spezifischen Kartierinhalte im Hinblick auf ihren hydrologische Relevanz hinterfragt werden. Dabei stellt sich häufig heraus, dass die vorliegenden Daten inhaltlich nur bedingt hydrologisch relevant sind. So bieten beispielsweise auch die Informationen aus geologischen Karten großen Maßstabs nur vage Anhaltspunkte für die Abschätzung dominanter Abflussprozesse. Es fehlt insbesondere meist eine genauere Differenzierung der oft großflächig vorhandenen Lockermaterialdecken. Ihre Mächtigkeit, Korngrößenzusammensetzung und Dichte bestimmen aber unter anderem, welcher Anteil der raschen, oberflächennahen Abflusskomponente zukommt. Zudem steuern sie wesentlich die Ausbildung der Böden, was ihre Entwicklungstiefe und Korngrößenzusammensetzung betrifft. Somit mangelt es in der Regel an einer „Informationsebene“ zwischen der vorhandenen geologischen Kartierung und dem Boden, die entweder gesondert aufgenommen oder im Zuge der Bodenkartierung verstärkt berücksichtigt werden muss. Ähnliche Defizite hinsichtlich der hydrologischen Relevanz ließen sich auch bei anderen vorhandenen Flächendaten aufzeigen. Somit sind selbst in datenmäßig gut dokumentierten Gebieten ergänzende Erhebungen mittels Luftbilddatenauswertung, Kartierung sowie Befragung und Recherche notwendig.

Der Boden: Bedeutung, Datendefizite und Entwicklungsbedarf

Der Boden wird zu Recht von unterschiedlichen Autoren als „Herzstück“, „Schlüsselstelle“ oder „Schaltstelle“ des Wasserhaushaltes und damit auch für hydrologische Modelle angesehen (LÖHMANNSRÖBEN 2002: 201). Umso problematischer ist, dass für alpine Einzugsgebiete außerhalb der landwirtschaftlich genutzten Flächen in der Regel keine Bodeninformationen vorliegen und die Bodenaufnahme extrem aufwendig ist. Zudem müssen einige methodische Schwierigkeiten und offene Fragen bezüglich der Bodenaufnahme in alpinen Einzugsgebieten sowie im Hinblick auf ihre hydrologische Relevanz diskutiert werden.

Die räumliche Variabilität der Bodenbeschaffenheit ist in alpinen Einzugsgebieten bekanntlich extrem hoch. Da eine entsprechend kleinflächige Erhebung ausgeschlossen ist, sollten neben den Leitprofilen bestimmter Flächeneinheiten zumindest auch die Schwankungsbreiten der relevanten Bodeneigenschaften erfasst und angegeben werden. Zudem stellt sich insbesondere auch beim Boden die Frage, welche Merkmale überhaupt von hydrologischer Relevanz sind. Die übliche morphologisch-genetische Klassifikation der Böden erweist sich für hydrologische Fragestellungen als nur bedingt aussagekräftig (z.B. BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT 2000). Somit sollte in Ergänzung zu einer Kartierung der Bodentypen nach bewährtem Schema eine konsequent hydrologische Klassifizierung der Böden zur Anwendung kommen, die allerdings erst noch entwickelt werden muss. Sie sollte sich vor allem an einer objektiven Kombination hydrologisch relevanter Merkmale wie Gründigkeit, Grundwassereinfluss, Korngrößenzusammensetzung, Struktur, Porengrößenverteilung, Dichte, Humusform usw. orientieren. Ein in dieser Hinsicht differenzierterer Ansatz für die abflussrelevante Bodenaufnahme findet sich bei HORAT & SCHERRER (2001).

Methodischer Entwicklungs- bzw. Anwendungsbedarf besteht ebenso bei den (geostatistischen) Verfahren zur Übertragung der punktuellen Daten der Bodenerhebung auf die Fläche anhand von nachvollziehbaren Standards. Nicht zuletzt sollten auch aus Gründen der Zeitersparnis Verfahren diskutiert werden, Bodenkarten mit definierten Zielgrößen durch geeignete Modellansätzen und mit GIS-Unterstützung abzuleiten. Von einer in dieser Art synthetisch erzeugten Konzeptbodenkarte wäre zu erwarten, dass sie die Kartierung hinsichtlich Anzahl und Auswahl von Bodenprofilen wesentlich unterstützt und somit den Aufwand minimiert.

Die Zusammenführung der Informationsebenen zu Systemkomplexen

Die Aufnahme der Informationsebenen wie Geologie, Boden, Vegetation und Nutzung erfolgt konsequenterweise getrennt und nach unterschiedlichen Standards. In einem weiteren Bearbeitungsschritt erfolgt in der Regel im GIS eine Überlagerung und Verschneidung der verschiedenen Datenlayer. Daraus resultiert mitunter eine so große Anzahl an Kombinationsmöglichkeiten, dass die weitere Verarbeitung und Interpretation der Daten nur mehr schwer zu bewältigen ist. Zudem entspricht dieses Verfahren nur mit Einschränkungen den realen Bedingungen. Denn der aus den Subsystemen Substrat, Boden, Vegetation und Nutzung „zusammengesetzte“ Systemkomplex stellt nicht nur die Summe der Subsysteme

dar, sondern ist vielmehr durch ein komplexes Ineinanderwirken der Subsysteme gekennzeichnet. Augenfällig wird diese Tatsache besonders, wenn man feststellt, wie stark die Vegetation durch die Nutzung bestimmt ist. Von herausragender Bedeutung für die Abflussentstehung ist aber vor allem der Einfluss der Vegetation auf die hydrologischen Eigenschaften des Bodens. Denn sowohl die Infiltrationskapazität als auch die Speicherleistung des Bodens sind bei sonst gleichen Ausgangsbedingungen maßgeblich durch die Vegetation gesteuert. Zu nennen sind insbesondere die bodenphysikalischen Auswirkungen der Durchwurzelung und der jeweiligen Humusform. Insofern ist es nicht nur methodisch einfacher, für die Beurteilung und Modellierung des Wasserhaushaltes von Boden-Vegetationskomplexen auszugehen; es entspricht auch eher den tatsächlichen wirksamen Zusammenhängen. Dieser Tatsache ist bei der Bearbeitung der Ausgangsdaten Rechnung zu tragen. Ebenso sollten diese Erkenntnisse in die Kartierung maßgeblich einfließen, wie es beispielsweise bei der in Arbeit befindlichen „Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflusses bei konvektiven Starkregen“ von MARKART et al. (2004) der Fall sein wird.

2.3 Ableitung der Systemzustände

Ziel:

Ableitung möglicher hydrologisch relevanter Systemzustände im Gebiet

Ergebnis:

Einfache Verfahren zur Modellierung der Systemzustände

Bedeutung und zeitliche Dimension von Systemzuständen

Die zuvor genannten Subsysteme und Systemkomplexe des Einzugsgebietes weisen nicht nur weitgehend persistente Eigenschaften auf, die für den Wasserhaushalt entscheidend sind, sondern auch zeitlich variable Eigenschaften, die als Systemzustände bezeichnet werden können. Als wichtigste natürliche Systemzustände in diesem Sinne sind zu nennen: Schneebedeckung, Bodengefrorenis, Bodendurchfeuchtung und phänologischer Zustand der Vegetation. Zudem sind diverse Systemzustände an die Nutzungseingriffe des Menschen gebunden (Beweidung, Mahd usw.). Mit Ausnahme der Bodendurchfeuchtung ist die Abfolge der Systemzustände stark vom jahreszeitlichen Witterungsverlauf gesteuert und verläuft eher sukzessiv. Die Bodenfeuchte hingegen kann sich durch einzelne Niederschlagsereignisse und während dieser sehr rasch verändern.

Für eine exakte Modellierung des Verlaufes von Systemzuständen von Teilflächen in alpinen Einzugsgebieten fehlen in der Regel die notwendigen Eingangsdaten. In einem Expertensystem, das leicht auf andere Gebiete anzuwenden sein soll, müssen somit einfache Verfahren zur Anwendung kommen, um den Verlauf der Systemzustände in den Einzugsgebieten nachzubilden. Dazu werden meist gut verfügbare meteorologische Daten (Temperatur, Niederschlag) mit den Informationen aus dem Geländemodell (Höhe, Exposition) kombiniert.

Anhand vorhandener meteorologischer Datenreihen kann der mittlere jährliche Witterungsverlauf für ein Gebiet ermittelt werden. Er kann zur ersten Typisierung und zu Vergleichszwecken mit anderen Gebieten nützlich sein. Wichtiger allerdings sind die Abweichungen und Extreme, die als Beleg dafür gelten, was in einem Gebiet prinzipiell möglich ist und somit im Expertensystem berücksichtigt werden muss.

Abhängigkeit der Systemzustände von den Gebietseigenschaften

Für die räumlich differenzierte Ermittlung der Systemzustände muss die Abhängigkeit der Systemzustände von den Gebietseigenschaften berücksichtigt werden. Denn zwei unterschiedlich ausgeprägte Böden werden beispielsweise durch den gleichen Witterungsverlauf in unterschiedliche Systemzustände versetzt bzw. werden auch unterschiedlich schnell wieder in den Ausgangszustand zurückkehren. Das gilt gleichermaßen für alle natürlichen Systemzustände, die den Zustand des Bodenspeichers bestimmen.

Drei einfache Beispiele sollen diesen Zusammenhang erläutern:

Schneebedeckung:

Bei gleich großem Schneeniederschlag kann die Schneedecke unter Wald im Frühjahr wesentlich früher abgeschmolzen sein als auf Wiesenflächen.

- **Bodengefrorenis:**
Bei gleichen Temperaturverhältnissen wird der Bodenfrost in einem wassergesättigten Boden die Infiltration effektiver verhindern als in einem wasserungesättigten Boden.
- **Bodendurchfeuchtung:**
Bei gleichem Niederschlag wird sich die Wassersättigung des Bodens in Abhängigkeit von den bodenphysikalischen Eigenschaften unterschiedlich verändern und unterschiedliche lang andauern.

Die genauere Kenntnis der Gebietseigenschaften ist also eine weitere unbedingte Voraussetzung für die Ableitung möglicher Systemzustände. Durch sie müssen die zunächst allgemeinen Ergebnisse, die aus den meteorologischen Daten in Kombination mit dem Geländemodell ermittelt worden sind, teilflächenspezifisch modifiziert werden.

2.4 Regeln für die Ableitung des Abflusses homogener Teilflächen unter Berücksichtigung von Gebietseigenschaften und Systemzuständen

Ziel:

Aufbau einer Regelbasis zur Bestimmung des Abflussgeschehens auf Teilflächen

Ergebnis:

Regelbasis zur Bestimmung des Abflussgeschehens auf Teilflächen

Die Regelbasis: Bedeutung, Eingangsinformationen und Aussagen

Die Regelbasis für die Ableitung des Abflusses homogener Teilflächen unter

Berücksichtigung von Gebietseigenschaften und Systemzuständen steht im Zentrum des Expertensystems. Die Regelbasis soll zunächst einfach aufgebaut und so konzipiert sein, dass sie mit zunehmendem Detailwissen ausbaubar ist. Die Regelbasis verknüpft jeweils einen bestimmten Niederschlagstyp mit den Gebietseigenschaften und Systemzuständen einer homogenen Teilfläche. Als Ausgabe erfolgt ein zeitlich differenzierter Wert der raschen Abflüsse, der die Anlaufzeit, die sukzessive Zunahme des Oberflächenabflusses und den sich einstellenden konstanten Abflussbeiwert berücksichtigt.

Die Vielfalt der vorhandenen Flächendaten muss nach nachvollziehbaren Regeln zu komplexen hydrologisch relevanten Eingangsdaten zusammengefasst werden. Beispielsweise werden die zahlreichen Profilmerekmale eines Bodens zu komplexen Eigenschaften wie Infiltrationsrate, Speichervermögen und Disposition zu lateralem Fließen zusammengefasst.

Datendefizite und ergänzende Messungen

Die Daten für die Erstellung dieser Regelbasis können nicht im Rahmen des Projektes erhoben werden. Vielmehr gilt es, aus vorhandenen Untersuchungen und Datensätzen die Regeln zu extrahieren. Dabei stellt sich allerdings heraus, dass eine Reihe von Zusammenhängen noch nicht hinlänglich geklärt ist. So liegt zwar beispielsweise eine große Zahl von Beregnungsversuchen vor, aufgrund des Arbeitsaufwandes wurde es allerdings nur in seltenen Fällen unternommen, die gleiche Fläche bei unterschiedlichen Vorbedingungen zu beregnen, so dass der Einfluss von wechselnden Systemzuständen nur in Ausnahmen belegt und quantifiziert werden konnte (MARKART et al. 1996, NAEF et al. 1998).

Aufgrund dieser methodischen Defizite und generell erschwelter Zugänglichkeit der Originaldaten von Beregnungsversuchen erweist es sich als sinnvoll, die Aufnahme von Gebietseigenschaften durch eigene, punktuelle, einfach zu bewerkstellende Messungen zur Infiltration und zur Bodenfeuchte zu ergänzen. Nicht zuletzt werden auf diese Weise die Geländebefunde einer gewissen Überprüfung unterzogen. Zudem hilft die eigen ermittelte Datenbasis, vorhandene Daten aus der Literatur ergänzend in das Expertensystem einzubinden.

2.5 Anbindung der Flächenabflüsse an ein hydrologisches Modell

Ziel:

Einbindung der Daten aus dem Expertensystem in unterschiedliche vorhandene hydrologische Modelle

Ergebnis:

Definition von Schnittstellen zu hydrologischen Modellen

Das Ziel des Projektes liegt nicht in der Ausarbeitung eines neuen Niederschlag-Abflussmodells (Überblick bei MERZ & BLÖSCHL 2002). Das Expertensystem soll vielmehr dazu dienen, räumlich und zeitlich differenziertere Daten zum Abflussverhalten von Teilflächen in Einzugsgebieten zur Verfügung zu stellen. Die Anbindung der Daten in bereits

vorhandene oder in Weiterentwicklung begriffene hydrologische Modelle anderer alpS-Projekte ist in Diskussion. Sie bildet eine wesentliche Voraussetzung für die Ermittlung der Abflusswerte im Gerinne und ermöglicht somit erst den Vergleich und die Überprüfung des Expertensystems anhand vorhandener Messwerte in Testeinzugsgebieten.

2.6 Aussagen zu Rahmenbedingungen und Möglichkeiten von Spitzenabflüssen

Ziel:

Aussagen zu möglichen Dimensionen von Spitzenabflüssen

Ergebnis:

Angaben zu Rahmenbedingungen und Möglichkeiten von Spitzenabflüssen unter Berücksichtigung von Gebietseigenschaften und Systemzuständen auch für Einzugsgebiete ohne Abflussmessungen

Da das Expertensystem auf der Kombination aus Gebietseigenschaften, Systemzuständen und gebietsspezifischen Niederschlagstypen beruht, ergeben sich für die Anwendung unterschiedliche Möglichkeiten:

- Die Ableitung von Spitzenabflüssen unter aktuellen Rahmenbedingungen
- Die Ableitung von Spitzenabflüssen unter sich verändernden Rahmenbedingungen
- Die Anwendung des Expertensystems auf Gebiete mit anderen Gebietseigenschaften

Für die vorläufige Ausgestaltung des Expertensystems wird der vollständige Umfang möglicher Gebietseigenschaften alpiner Einzugsgebiete noch nicht berücksichtigt werden können. Die Struktur des Expertensystems wird aber so gestaltet sein, dass eine sukzessive Erweiterung ohne Probleme erfolgen kann.

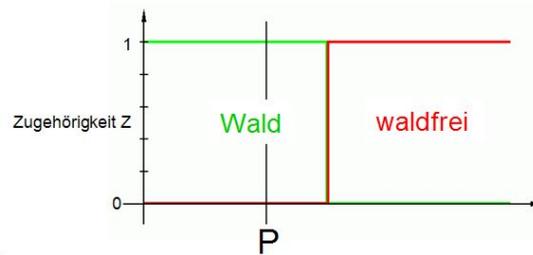
Die Aussagen des Expertensystems zu möglichen Spitzenabflüssen beziehen sich nicht nur auf das worst case Szenario, sondern auf eine größere Gruppe möglicher Spitzenabflüsse mit Angaben zu den jeweiligen Rahmenbedingungen.

3 Die Fuzzy Logik und Möglichkeiten ihrer Anwendung im Rahmen des Expertensystems

Die Fuzzy Logik ermöglicht einen arithmetischen Umgang mit Unschärfen und stellt daher einen Ansatz dar, der nicht auf die boolische Logik (0 oder 1) beschränkt ist, sondern sich auf eine mathematische Mehrwertigkeit stützt. Diese Methode wird als wichtiger Bestandteil in das Expertensystem integriert, um Unschärfen adäquater bearbeiten zu können.

Herkömmliche Mengenlehre:

Scharfe Schwellenwerte legen Eigenschaftsbereiche fest



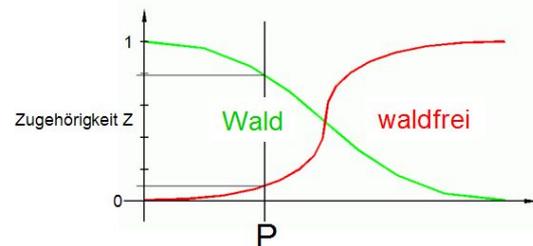
An der Stelle P:

$$Z_{\text{waldfrei}} = 1$$

$$Z_{\text{Wald}} = 0$$

Fuzzy-Logic

Eigenschaften können mit „fließenden“ Übergängen dargestellt werden



An der Stelle P:

$$Z_{\text{waldfrei}} = 0,09$$

$$Z_{\text{Wald}} = 0,79$$

Abb. 1: Vergleich der Zugehörigkeitsfunktionen zwischen der herkömmlichen Mengenlehre und der Fuzzy Logic

3.1 Was ist Fuzzy Logik?

Die Fuzzy (zu deutsch „unscharfe“) Mengenlehre stellt ein Konzept dar, mit dem man Elemente einer graduellen Zugehörigkeit einer oder mehreren Mengen zuweisen kann. Das Prinzip geht ansatzweise auf BLACK (1937) und LUKASIEWICZ (1957) zurück, wurde aber einer umfangreichen mathematischen Definition durch den Mathematiker ZADEH (1965) unterzogen, der somit als Begründer der Fuzzy Logik gilt. Mit dieser Theorie wird der Umgang mit der Unschärfe systematisiert. Die Fuzzy Logik hat seit den neunziger Jahren vermehrt Eingang in Expertensysteme (COX 1998; BRAUNER et al. 2000) und in die Geowissenschaften gefunden. Sie wird dort mit dem Ziel eingesetzt, einen möglichst naturgetreuen Umgang unscharfer Eigenschaften, Messwerte und räumlicher Übergänge, wie sie in der realen Welt vorkommen, zu ermöglichen. Dabei spielen Geographische Informationssysteme (GIS) eine übergeordnete Rolle bei der Bearbeitung und Darstellung von fuzzifizierten, räumlichen Daten. Die Anwendung von Fuzzy Methoden hat v.a. bisher verstärkt für bodenkundliche Untersuchungen stattgefunden; einen Überblick bieten u.a. ZHU et al. (2001), GRUNWALD et al. (2001), MCBRATNEY & ODEH (1997) und De GRUIJTER et al. (1997). Darüber hinaus finden Veröffentlichungen in den Bereichen der Standortsuche, sowie der Botanik und der kartographischen Visualisierung statt. In den Bereich der Hydrologie hat die Fuzzy Logik bisher nur wenig Eingang gefunden (z.B. BRONSTERT 1994)

3.2 Mögliche Anwendung im Rahmen des Projektes

Die Untersuchung von Systemzuständen in kleinen hydrologischen Einzugsgebieten erfordert das Verständnis von zahlreichen komplexen Vorgängen und Zusammenhängen. Dabei sind

umfangreiche Daten über das Gebiet notwendig, die allerdings oft nur unvollständig oder mit gewissen Ungenauigkeiten behaftet erhältlich sind. Um mit diesen Daten möglichst effektiv umzugehen zu können, sowie um auf die Anwendung von numerischen oder empirischen Modellen, die oftmals eine Blackbox darstellen oder eine umfangreiche Parametrisierung erfordern, verzichten zu können, findet im Rahmen des Projektes der Einsatz der Fuzzy Logik statt. Aufgrund der zahlreichen Unschärfen, z.B. in den Messwerten, in ihrer räumlichen und zeitlichen Interpolationen sowie im Gesamtverständnis des Systems, wird mit Unschärfen gerechnet. In diesem Zusammenhang ist die Verwendung linguistischer Variablen von großem Vorteil. So werden Ausdrücke wie „kalt“, „feucht“, trocken“ usw. Fuzzy-Zugehörigkeitsfunktionen zugeordnet. Dadurch wird eine Vorgangsweise verwendet, die dem menschlichen Empfinden und Denkweise ähnlich ist. Diese unscharfen, linguistischen Variablen fließen schließlich in der Regelbasis ein.

4 Die Testeinzugsgebiete

Für die Auswahl der Testgebiete (Abb. 2) war neben der Größe (<20 km²) die gute hydrologische und meteorologische Datenlage bei unterschiedlicher Gebietsausstattung entscheidend. Die Geländearbeiten innerhalb des Projektes konzentrieren sich auf die drei Gebiete, die in Tabelle 2 mit einigen Rahmendaten angeführt sind. Die bereits intensiv untersuchten Einzugsgebiete des Alpthals und der Löhnersbach (z.B. BURCH 1994, KIRNBAUER et al. 2001) sollen als ergänzende Referenzgebiete bei der Ausarbeitung des Expertensystems berücksichtigt werden.

Mit den detaillierten Untersuchungen und Auswertungen der Testgebiete werden generell zwei Ziele verfolgt:

1. Konkrete Erkenntnisse der Zusammenhänge von Gebietseigenschaften und Systemzuständen zu gewinnen und ihrem Einfluss auf das Abflussgeschehen zu definieren.
2. Die Überprüfung des Expertensystems anhand der vorliegenden meteorologischen und hydrologischen Daten vorzunehmen.

Denn über den konkreten Einfluss von gebietsspezifischen Systemzuständen auf die Abflussentstehung ist vergleichsweise wenig bekannt. Daher ist es bisher kaum möglich, eine Abschätzung ihrer hydrologischen Relevanz vorzunehmen. Diese bildet aber eine notwendige Voraussetzung für das Expertensystem. Neben der Auswertung von Daten aus der Literatur soll das Studium der meteorologisch-hydrologischen Zusammenhänge in Testeinzugsgebieten Auskunft über den Einfluss von Systemzuständen geben.

Dafür werden die vorhandenen meteorologischen und hydrologischen Daten ereignisspezifisch ausgewertet. Von besonderem Interesse für das Verständnis von Systemzuständen sind dabei Ereignisse, bei denen vergleichsweise geringe Niederschläge eine starke Abflussreaktion hervorrufen. Von den Ergebnissen dieser Auswertungen im Sinne einer Relevanzanalyse von Einflussfaktoren wird ein wichtiger Input für die Regelbasis des Expertensystems erwartet.

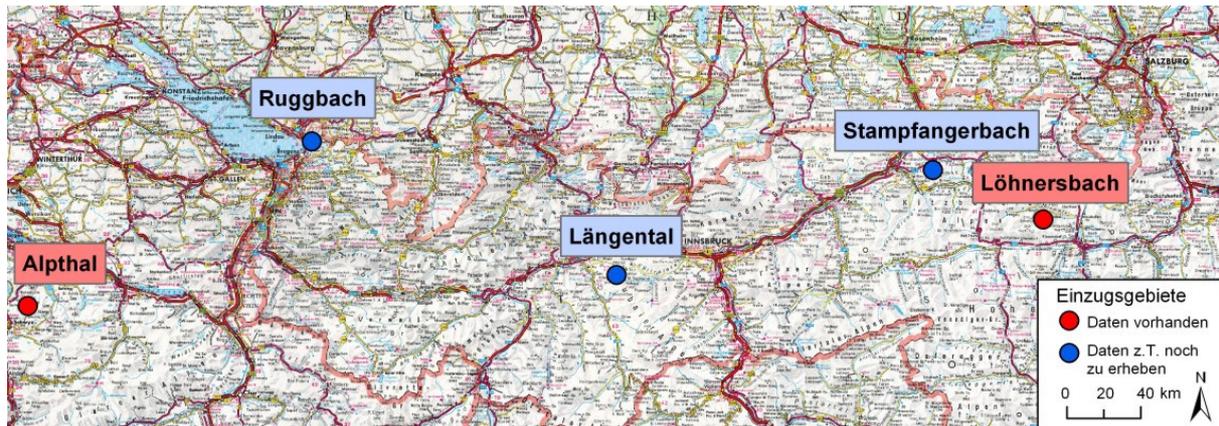


Abb. 2: Lage der ausgewählten alpinen Testeinzugsgebiete

Tab. 2: Zusammenstellung der Gebietseigenschaften der Testeinzugsgebiete, in denen

Einzugsgebiet	Ruggbach	Längentalbach	Stampfangerbach
Fläche in km²	7,2	9,2	20,9
H in m von-bis	410-1100	1900-2900	700-1600
Geologie	Molasse	kristallin	Grauwacke
Waldanteil	ca. 65%	ca. 5%	ca. 70%
Pegel seit	1968	1981	1986
max. Q in m³/s	65,0	4,1	18,5
Spende in m³/s·km²	9,03	0,44	0,89
ØN in mm/Jahr	1700	1100	1400

5 Literatur

Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft [Hrsg.] (2000): Geländeanleitung zur Abschätzung des Abfluss- und Abtragsgeschehens in Wildbacheinzugsgebieten. - Materialien des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft, 87: 111 S. München.

Black, M. (1937): Vagueness: an exercise in logical analysis. - Philosophie of Science: 427-455.

Blöschl, G. & Merz, R. (2002): Methoden der hydrologischen Regionalisierung im Zusammenhang mit der Niederschlag-Abflussmodellierung. - Wiener Mitteilungen - Wasser, Abwasser, Gewässer: 149-178.

Brauner, M., Ganahl, E. & Hübl, J. (2000): Ein GIS-basiertes Expertensystem zur Risikobewertung von Hanggleitungen in Wildbacheinzugsgebieten. In: J. Strobl, T. Blaschke, H. Griesebner (Hrsg.): Angewandte Geographische Informationsverarbeitung XII. Beiträge zum AGIT-Symposium Salzburg 2000.

Bronstert, A. (1994): Modellierung der Abflussbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen. - Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Heft 46: 192 S.; Karlsruhe.

Burch, H. (1994): Ein Rückblick auf die hydrologische Forschung der WSL im Alptal. - Landolt, R. [Hrsg.]:

Hydrologie kleiner Einzugsgebiete: Gedenkschrift Hans M. Keller, Bern: Schweizerische Gesellschaft für Hydrologie und Limnologie (SGHL), Birmensdorf, Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL): 18-33.

BWG (Bundesamt für Wasser und Geologie) [Hrsg.] (2003): Hochwasserabschätzung in schweizerischen Einzugsgebieten. – Berichte des BWG, Serie Wasser: 118 S.; Bern.

Cox, E. (1998): The fuzzy systems handbook. San Diego.

De Gruijter, J., Walvoort, D. & van Gaans, P. (1997): Continuous soil maps - a fuzzy set approach to bridge the gap between aggregation levels of process and distribution models. - Geoderma: 169-195.

German, U. (2000): Spatial Continuity of Precipitation, Profiles of Radar Reflectivity and Precipitation Measurements in the Alps, PhD thesis, ETH Zürich, 104 S. Zürich.

Germann, U. & Joss, J. (2001): Variograms of Radar Reflectivity to Describe the Spatial Continuity of Alpine Precipitation. - Journal of Applied Meteorology: 1042-1059.

Grunwald, S., McSweeney, K., Rooney, D. & Lowery, R. (2001): Soil layer models created with profile cone penetrometer data. In: Geoderma: 181-201.

Hegg, Ch. (2003): 100 Years of Hydrologic Research at WSL. – In: Stähli, M. & Hegg, Ch. [eds.] (2003): Abstracts of the International Workshop on Mountain Hydrology, April 2-4, Einsiedeln: 5.

Horat, P., Scherrer, S. (2001): Bestimmungsschlüssel zur Identifikation von hochwasserrelevanten Flächen. – 67 S.; Reinach.

Kirnbauer, R., Blöschl, G., Haas, P., Müller, G. & Merz, B. (2001): Space-time patterns of runoff generation in the Löhnersbach catchment. - Runoff Generation and Implications for River Basin Modelling, Freiburger Schriften zur Hydrologie, University of Freiburg i.Br./Germany: 37-45.

KHR (Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes [Hrsg.] (2001): Übersicht über Verfahren zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen. Erfahrungen aus den Rheinanliegerstaaten. – Bericht der KHR, 1-19: 191 S.

Löhmansröben, R. (2002): Die Bedeutung des Bodens im Zusammenhang mit der hydrologischen Regionalisierung. - Wiener Mitteilungen - Wasser, Abwasser, Gewässer: 201-213.

Lukasiewicz, J. (1957): ARISTOTELE'S syllogistic: From the standpoint of modern formal logic. Oxford.

Markart, G., Kohl, B., Zanetti, P. (1996): Beurteilung des Abflussverhaltens von Wildbacheinzugsgebieten anhand boden- und vegetationskundlicher Grundlagen. Ergebnisse der Untersuchungen im Rahmen des Pilotprojektes Schesastudie 1995/1996. – Endbericht, Forstliche Bundesversuchsanstalt, Innsbruck: 85 S.; Innsbruck.

Markart, G. et al. (2004, in Vorbereitung): Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflusses bei konvektiven Starkregen.

McBratney, A. & Odeh, I. (1997): Application of fuzzy sets in soil science: Fuzzy logic, fuzzy measurements and fuzzy decisions. - Geoderma: 85-113.

Merz, R. & Blöschl, G. (2002): Marktüberblick und Beispiele – Software für die NA Modellierung. - Wiener Mitteilungen - Wasser, Abwasser, Gewässer: 223-242.

Naef, F., Scherrer, S. & Faeh, A. (1998): Die Auswirkungen des Rückhaltevermögens natürlicher Einzugsgebiete bei extremen Niederschlagsereignissen auf die Größe extremer Hochwasser. – Schlussbericht NFP 31: 143 S.; Zürich.

Zadeh, L. (1965): Fuzzy sets. - Information and Control: 338-353.

Zhu, A. (2001): Soil mapping using GIS, expert knowledge, and fuzzy logic. - Soil Science Society of America Journal: 1463-1472.

ETALP-PROJEKT:

INTERDISZIPLINÄRE BEWERTUNG VON WILDBACH-EINZUGSGEBIETEN

L. Stepanek¹, W. Gattermayr², B. Kohl³, G. Markart⁴, M. Mölk⁵

EINLEITUNG

Vorbemerkung

Im Jahr 2000 wurde in der Wildbach- und Lawinenverbauung (WLV) ein internes Projekt initiiert, welches mittels eines interdisziplinären Expertenteams den Stand der Technik im Themenkomplex Wildbach den phänomenologischen Aspekt des Risikomanagements eruieren sollte. Das Projekt wurde unter dem Arbeitstitel ETALP (Erosion und Transport in Alpenen Einzugsgebieten) vom BMLFUW umgesetzt und mit Ende 2003 abgeschlossen.

Projektziele und -grundsätze

Stand der Technik, Stand des Wissens, Nachführbarkeit

Stand der Technik (z..B. gem. B-BSG §2(12)): der auf einschlägigen wissenschaftlichen Erkenntnissen beruhende Entwicklungsstand fortschrittlicher technologischer Verfahren, Einrichtungen und Betriebsweisen, deren Funktionstüchtigkeit erprobt oder erwiesen ist. ETALP berücksichtigt das Ziel „Stand der Technik und des Wissen“ durch die Aufnahme von Experten unterschiedlicher Fachbereiche und Institutionen aus In- und Ausland in das Projektsteam. Um dies für die Zukunft zu gewährleisten wird das vorliegende Ermittlungs- und Bewertungssystem ETALP so offen gehalten, dass neue Erkenntnisse aus Wissenschaft und Praxis jederzeit und auf einfache Weise einfließen können.

Einheitliche Standards

Unterschiedliche Qualität in der Entscheidung von Ämtern führt zu Unsicherheit und Misstrauen in die Entscheidungen staatlicher Institutionen. Für die WLV bedeutet dies, dass österreichweit mit vergleichbaren Methoden das Phänomen Wildbach beurteilt werden muss. ETALP gibt aufgrund der definierten einheitlichen Standards der WLV ein Lenkungsinstrument in die Hand, mit dem auch Fremdgutachten und –planungen auf vergleichbare Qualität geprüft werden können. Die Erreichung eines einheitlichen Standards wird vor allem auch durch vorgegebene Workflows erreicht.

¹ Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung, Gebietsbauleitung Westliches Unterinntal, Schwaz

² Amt d. Tiroler Landesregierung, Abt. Hydrographie, Innsbruck

³ Bundesamt und Forschungszentrum f. Wald, Inst. F. Lawinen und Wildbachforschung, Innsbruck

⁴ Bundesamt und Forschungszentrum f. Wald, Inst. F. Lawinen und Wildbachforschung, Innsbruck

⁵ Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung, Geologische Stelle, Innsbruck

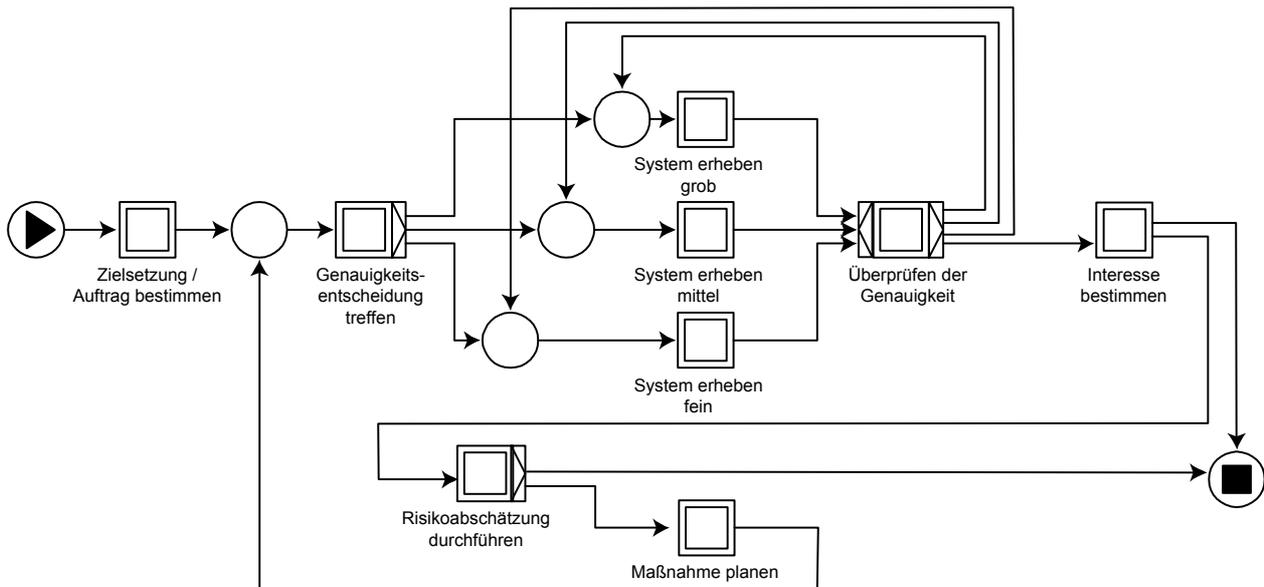


Abbildung 1: Workflow aus ETALP: Top Level Diagramm mit Entscheidung für den Detaillierungsgrad der jeweiligen Bearbeitung

Nachvollziehbarkeit - Investitionssicherheit

Die Stellung des FTD für WLW im Spannungsfeld öffentliches Interesse-Privatinteresse fordert die Nachvollziehbarkeit seiner Entscheidungen. Erst hierdurch wird Akzeptanz ermöglicht. Neben diesem Aspekt soll die Basis für die Sicherheit von Investitionen der öffentlichen Hand und der Privatwirtschaft verbessert werden. ETALP soll dies durch eine nachvollziehbare Vorgangsweise in einem klar definierten Workflow erreichen.

Die Maßstabsfrage

Grundsätzlich variieren die Genauigkeitsansprüche an die Ergebnisse bei verschiedenen Fragestellungen. Andererseits existieren bei den Datengrundlagen, der Naturraumerhebung wie auch bei den Modellierungswerkzeugen verschiedene Auflösungen bzw. Vertrauensbereiche (Genauigkeiten). Die willkürliche Vermischung von groben Eingangsdaten mit feinen Modellierungs-Werkzeugen ist unseriös, da eine nicht vorhandene Genauigkeit vorgetäuscht wird. Die Verwendung von detaillierten Eingangsdaten in Kombination mit groben Werkzeugen ist hingegen unzumutbar und unwirtschaftlich.

Aus diesem Grund wurde die Vorgangsweise im Rahmen von ETALP strukturiert – Grundlagenerhebung, Datenerfassung, Naturraumerhebung, Dokumentation und Modellierung sind in drei verschiedene Genauigkeitsstufen (Regional/Lokal/Detail) untergliedert.

GEOFORUM Umhausen TAGUNGSBAND III (2001-2004)

Maßstab ⁰	Grob ¹ 1 : 25 000 - 1 : 50 000	Mittel ² 1 : 5 000 - 1 : 10 000	Fein ³ 1 : 1 000 - 1 : 2 500
Topografie	ÖK 50 (25)	Orthofoto / Schichtenplan / DGM	Orthofoto / Schichtenplan / Stereofotos (IRFF) / DGM
Gelände- erhebung	<i>optional</i>	Begehung ⁴	Begehung
Geologie	Geologische Karte 50/25	durch geländespezifische Kenntnisse (Begehungen) verdichtete geologische Karte / <i>optional spezielle Gutachten / Kartierungen</i>	spezielle Gutachten / Kartierungen
Boden / Vegetation / Flächennutzung	Basis ÖK 50 (25); <i>optional grobauflösende Satellitenbilder.</i>	durch geländespezifische Kenntnisse (Begehungen) verdichtete Fachkarte (Basis Orthofoto / optional Luftbilder)	spezielle Erhebungen / Kartierungen
Chronik	Befragung	Literatur / Befragung	Literaturdatenbank (gezielte Datensammlung - Ereignisanalyse) / Archive / Befragung
Niederschlag	ÖKOSTRA, ONM ⁸ , OKM ⁹ ; punktuelle und regionalisierte Bemessungsniederschläge für bestimmte Wiederkehrzeit und Dauer;		
Abflußbeiwerte/ verluste	← Geländeanleitung MARKART / KOHL et al. 2002; Geländeanleitungen BALFW (LÖHMANNSRÖBEN et al. 2000) →		
	Gerinnedichte, Curve Numbers nach dem SCS-Verfahren, ψ aus Tabellen nach Kulturplantungen; ψ aus Veröffentlichungen; RICKLI und FORSTER; Bodenformen nach KÖLLA;	<i>optional Daten aus Beregnungsversuchen (wenn vorhanden)</i>	
Konzentrations- zeiten	KIRPICH nach SIFALDA (1996)	HATHAWAY, KREPS, Bergthaler, SCS/Kirpich, Kirpich/Widmoser, Gerinnelaufzeiten nach qualifizierter Schätzung;	$t_{ob} + t_s$ (MORGALI-LINSLEY, IZZARD oder PETRASCHECK (1978)); STRICKLER / RICKENMANN (1990) / SMART&JAEGGI (1981) / RUF (1997); Gerinnelaufzeiten nach qualifizierter Schätzung;
Abflußspitze ⁷	← Pegelmessungen →		
	Analogieschlüsse anhand von Pegelmessungen; WUNDT, HAMPEL ⁶ , LÄNGER, BERGTHALER ⁶ (mit IZZARD), HOFBAUER, KÜRSTEINER, KRESNIK, LAUTERBURG, DEUERLING u.a.; spezifische Abflüsse nach Erfahrung; Erkennt. aus Nachrechng. von HW-Ereig.; Profilsrückrechnungen; HQ100 = 10xSohlbreite in [m]; FGM;	Block-Modelle (Unit Hydrograph; Modelle IHW u. HEC-HMS); Kölla, Clark-WSL, Zeller (vereinfacht) ; Isochronenmodelle; (Flutplanverfahren, Zeitflächendiagramm);	Hydrotopmodelle (BROOK, BROOK 90, HQsim, NASIM); Zeller , Flächendetaillierte Modelle (SHE, SWMM, NWSRFS, THALES, ...);
Abflußfracht	← Pegelregistrierungen →		
	Rationalformel, Standardganlinie nach Kreps, Dreiecksganlinie (Bergthaler, Zedlacher);		
Abflußganlinie	Pegel, FGM;	Einheitsganlinie; Dreiecksganlinie (Bergthaler, Zedlacher);	

Abb. 2: Matrix für geeignete Werkzeuge zur Bestimmung der Niederschlag-Abflussbeziehung

HYDROGRAPHISCHE GRUNDLAGEN ZUR ABSCHÄTZUNG DES ABFLUSSES

Erosions- und Transportvorgänge in Fließgewässern stehen in engem Zusammenhang u.a. mit der Wasserführung.

Daher sind charakteristische Abflusskennwerte in Abhängigkeit von Wiederkehrzeit, Höhe und Dauer eine unverzichtbare Datengrundlage. Besonders von Wildbächen sind solche Kennwerte aber meist nur spärlich vorhanden.

Die bis vor wenigen Jahren üblichen Messverfahren erforderten stets den direkten Kontakt zur hochwasserführenden Welle, die im Wildbach meist mit hoher Geschwindigkeit und mit Feststoff beladen talwärts schießt.

Herkömmliche Messprinzipien z.B. nach dem Schwimmer- oder Luft-Einperl-Verfahren versagen häufig dann, wenn sich der Abfluss hochwasserähnlichen Zuständen nähert.

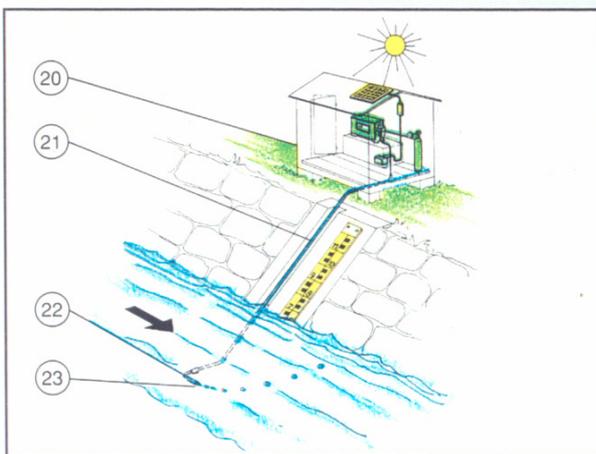


Abb. 3: Bei der Wasserstandsmessung an Wildbächen gelangen herkömmliche Messverfahren nach dem Schwimmer- oder Luftausperlprinzip rasch an ihre Leistungsgrenze wegen der Feststoffkomponente im Wasser.

Nicht selten fiel aber in Wildbacheinzugsgebieten nicht nur die Wasserstandsregistrierung aus, sondern die gesamte Pegelstelle dem Hochwasserabfluss zum Opfer.

Erst die neuzeitlichen berührungslosen Erfassungsmethoden auf der Basis von Ultraschall oder Radar, wie sie in den letzten Jahren zum Einsatz gekommen sind, lassen auf brauchbare Messergebnisse in extremen Abflusssituationen hoffen.

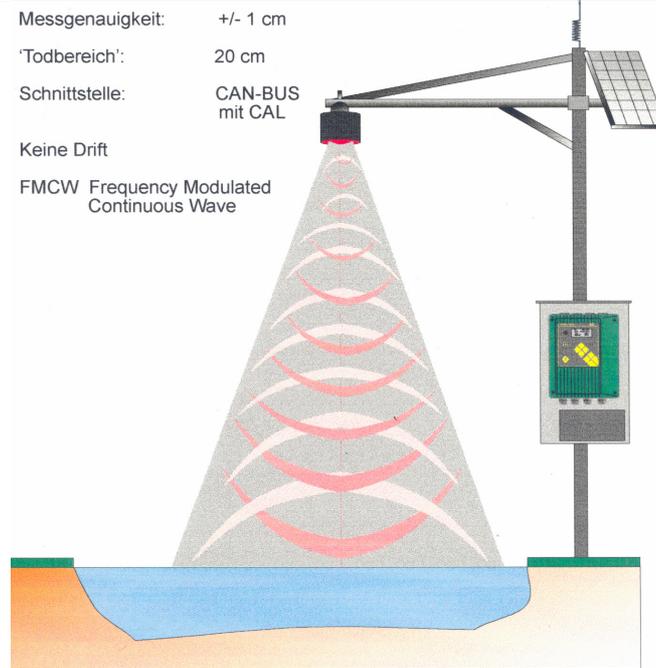


Abb. 4: Die Wasserstandserfassung mittels Ultraschall oder Radar (berührungsfreie Messtechnik) stellt einen weiteren Quantensprung in der W-Messtechnik dar.

Die Nützlichkeit dieser neuen Techniken wird sich in den nächsten Jahren zeigen, und davor werden kaum ausreichend lange Datenkollektive von Hochwasserereignissen in Wildbacheinzugsgebieten vorliegen.

Daher müssen für die Abschätzung der Hochwasserfähigkeit besonders von kleinen Einzugsgebieten alternative Verfahren herangezogen werden.

Im Hydrographischen Jahrbuch von Österreich werden die Abflusscharakteristiken der qualifizierten Pegelstellen in Österreich dargestellt. Mit Hilfe von Analogieschlüssen können diese Daten eine wertvolle Hilfestellung leisten, wenngleich die Übertragung auf kleine Einzugsgebiete mit zunehmender Unsicherheit behaftet ist.

Mit der „regionalisierten HQ₁₀₀-Spendenkarte“ (Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft, TU-Wien) steht ein weiteres Hilfsmittel zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen zur Verfügung.

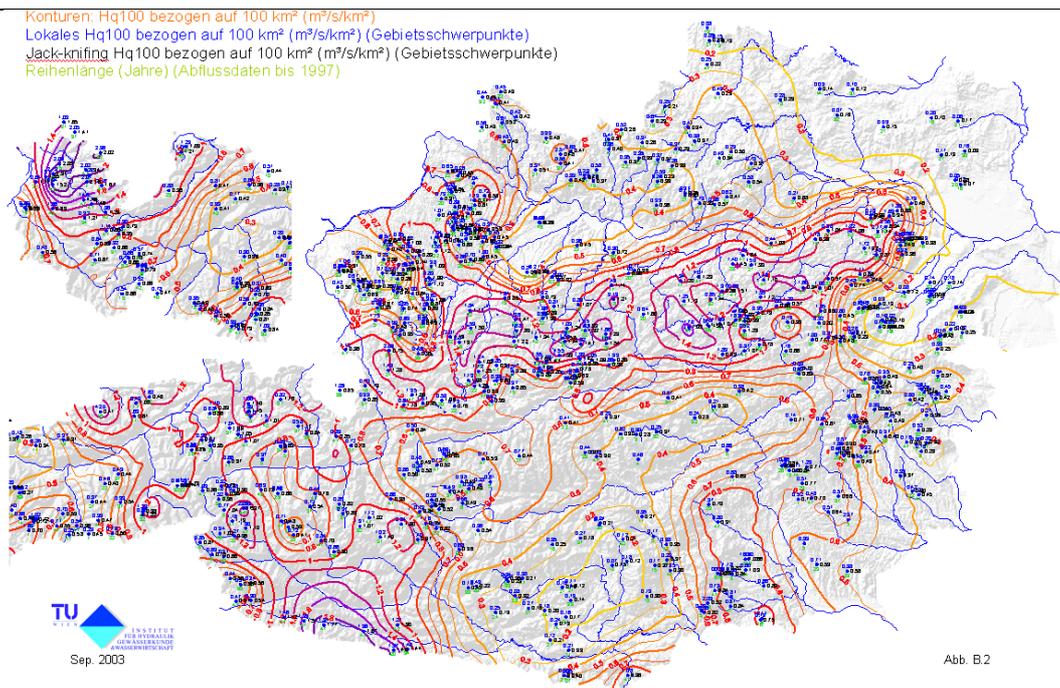


Abb. 5: Bei Fehlen von Hochwasserkollektiven für extremwertstatistische Auswertungen kann auf die Abflusspendenkarte von Blöschl (TU-Wien) zurückgegriffen werden.

Extreme Hochwasserabflüsse werden in der Regel von starken Niederschlägen ausgelöst. Starke Niederschläge können eine schwache bis mäßige Intensität aufweisen aber lange dauern (Stunden bis Tage), oder intensiv und kurz sein (Minuten bis wenige Stunden). Je nach Niederschlagsverlauf werden verschieden große Einzugsgebiete mit Hochwasser reagieren.

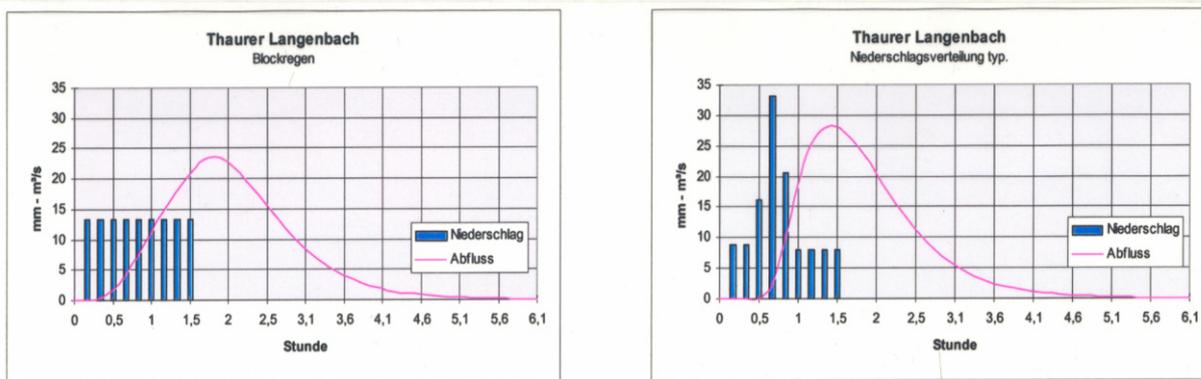


Abb. 6: Gleiche Niederschlagsdauer (90 Minuten) mit gleichen Niederschlagshöhen (~ 120 mm) bewirken unterschiedliche Abflusskurven: Auslöser hier: unterschiedliche Intensitätsverteilung des Niederschlags innerhalb des Ereignisses.

Die langdauernden Niederschlagsereignisse werden hauptsächlich durch Hebungs Vorgänge wie Stau- bzw. Aufgleitprozesse ausgelöst und betreffen besonders die größeren Einzugsgebiete.

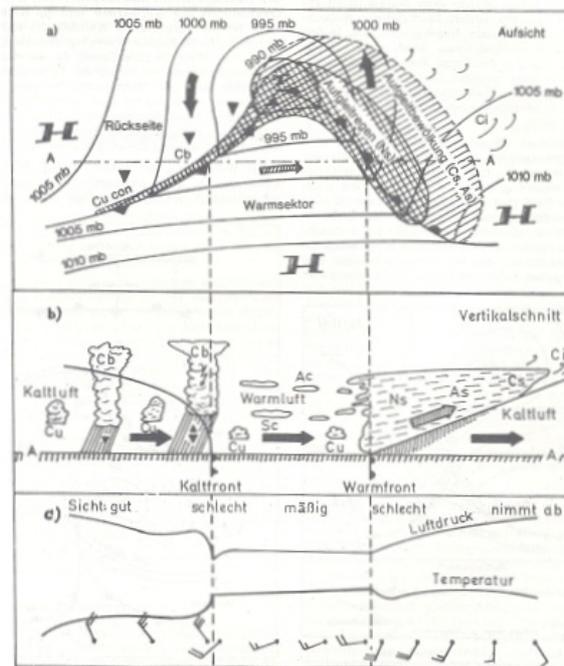


Abb. 7: Beispielhafte Darstellung einer Zyklone (Tiefdruckgebiet) mit Warmfront, Okklusion und Kaltfront mit den dazugehörigen Wettererscheinungen.

Kurzdauernde aber intensive Niederschlagsereignisse sind zumeist die Hochwasserauslöser in den kleinen Einzugsgebieten der Wildbäche und werden durch konvektive Hebungsprozesse ausgelöst.

Es gibt aber auch Mischformen.

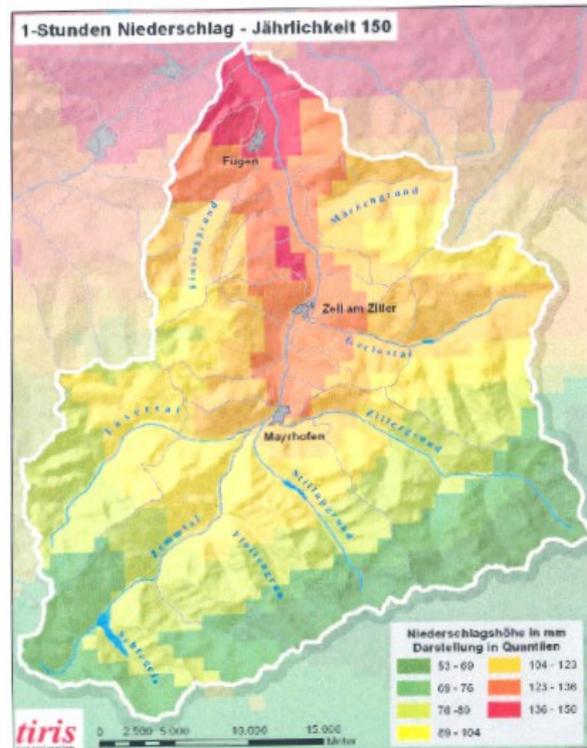
Charakteristische Niederschlagskennwerte für Bemessungsfragen in kleinen Einzugsgebieten können in der Regel nur mit Hilfe zeitlich hochaufgelöster Niederschlagsauswertungen ermittelt werden.

Folgende Niederschlagsinformationen werden beim Hydrographischen Dienst in Österreich erstellt.

- Auswertung von gemessenen 1-Tages-Niederschlagssummen nach Dauerstufe und Wiederkehrzeit
- Auswertung von registrierten Niederschlagszuwächsen nach Dauerstufe und Wiederkehrzeit im Zuge von ÖKOSTRA (österreichische koordinierte Starkniederschlagsregionalisierung und Auswertung)
- Bemessungsniederschläge kurzer Dauerstufen ($D \leq 12$ Stunden) mit inadäquaten Daten auf Basis eines meteorologischen Vorhersagemodells für konvektive Niederschläge in der warmen Jahreszeit
- Flächenmittel des Niederschlags aus punktuellen Messungen mit Hilfe eines mesoskaligen orographischen Niederschlagmodells für Stau- und Aufgleitniederschläge

- PMP (Probably Maximum Precipitation) zur Abschätzung maximal möglicher Niederschläge mit Hilfe langer Beobachtungsreihen von 1-Tagesniederschlägen.

Für die Abschätzung von Bemessungsabflüssen stellen die aufgezeigten Niederschlagsauswertungen eine notwendige aber nicht hinreichende Datengrundlage dar.



- Abb. 8: Die Verteilung des 150jährigen 1-Stunden-Niederschlags im Einzugsgebiet des Ziller/Tirol ermittelt anhand eines Niederschlagsmodells (inadäquate Daten!)

Der Boden-Vegetationskomplex in Verbindung mit den geologischen Gegebenheiten ist nun mitentscheidend bei der Wahl der maßgeblichen Niederschlagsdauer. Es ist jedoch darauf hinzuweisen, dass die Qualität der Bemessungsniederschläge unterschiedlich ist und dass der Bearbeiter die Auswahl der Grundlegendaten sorgfältig überlegen muss und zweckmäßigerweise den Hydrographischen Dienst bezieht.

ABFLUSSERMITTLUNG AUF VERSCHIEDENEN MASSSTABEBENENRegionale Ebene:

Von grundlegender Bedeutung ist auf regionaler Ebene das Erkennen von Bereichen, die in hohem Maße zur Abflussbildung beitragen und bei denen ein Eingriff in die Vegetation/Nutzung möglicherweise eine signifikante Wirkung auf den Oberflächenabfluss des jeweiligen Einzugsgebietes erwarten lässt.

Das System wird hinsichtlich Abflussbildung grob erhoben – die hierzu erforderlichen Grundlagen beschafft (Topographie, Niederschlag, Geologie, Boden, Vegetation, Flächennutzung, Niederschlag etc.) – anschließend werden diese Basisinformationen bewertet und visualisiert. Z.B. sind für die Erstellung einer Abflussdispositions-Karte als minimale Grundlagen Vegetationskarte, geologische Karte und ein digitales Geländemodell des Gebietes notwendig.

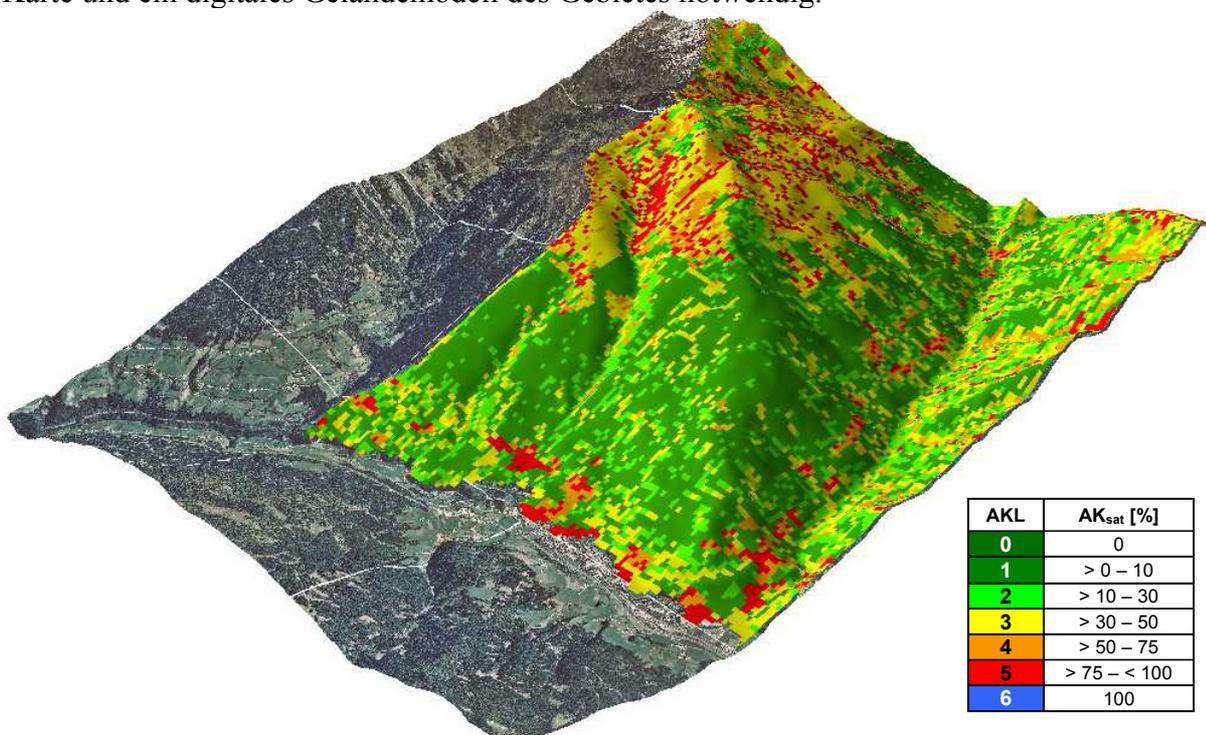


Abb. 9: Oberflächenabfluss-Potential-Karte, Regionale Ebene 1:25.000

Die Klassifizierung der Landnutzung bzw. Landoberflächen nach SEGER (Realraumanalyse) hat sich für diesen Zweck sehr bewährt. Mit diesem „Rauminformationssystem Österreich“ steht erstmalig die Landnutzungserfassung von ganz Österreich in einer für die Regionalplanung brauchbaren Differenzierung zur Verfügung. Die minimale Flächenausscheidung beträgt 2-3 ha. Diese Landnutzungstypen wurden nach ihrer Abflussdisposition bewertet und in Bandbreiten von Oberflächenabflussbeiwertklassen eingeordnet. Grundlage für diese Zuordnung bildet die Berechnungsdatenbank des BFW (Bundesamt und Forschungszentrum für Wald), diese umfasst die Daten von über 700 Starkregensimulationen des BFW und des LfW (Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft) mit den Ergebnissen der entsprechenden Begleituntersuchungen. Natürlich können die Abflussbandbreiten für diverse Landnutzungsclassen sehr groß sein, im Extremfall 0-100%, z.B. erlaubt die Landnutzungsform „dominant Fichtenwald“ keine nähere Eingrenzung der

Abflussbandbreite. Aus dem Grund wird die Ebene der Landnutzung mit geologischen und topologischen Datensätzen verknüpft. Nachfolgende Themen und Inhalte erlauben es die Bandbreite einzuschränken.

- Morphologie
- Gerinnedichte, Quelledichte
- Geologie: Substrat (Tendenz zur Bildung von bindigen Verwitterungsprodukten)
- Vorhandensein offener Kluftsysteme / Zerrungszonen
- Hauptschieferung (Orientierung in Relation zur Hangrichtung)
- Exposition und Hangneigung

Die Klassen der regionalen Abflussdispositionskarte werden nicht mit numerischen Werten belegt, sie stellen eine rein qualitative Ordnung (Abflussdisposition) dar. Aufgrund der nur generellen Bearbeitungstiefe dieser Maßstabsebene ist ihre Aussage zu wenig differenziert, um für die Niederschlag-Abfluss-Modellierung den parametrischen Input liefern zu können.

Mittlere Ebene / Detailebene

Die Ausscheidung von Oberflächenabfluss-Homogenbereichen auf mittlerer und Detailebene erfolgt in einer der jeweiligen Maßstabsebene entsprechenden Generalisierung. Die Erfassung erfolgt auf Grundlage der SEGER Daten, der Vorausscheidung aus dem Luftbild und schließlich gemäß den Vorgaben der Geländeanleitung des BFW (Markart et al. 2004). Zusätzlich werden im Zuge der Geländekartierung Nutzungsintensitäten einerseits hinsichtlich tatsächlichem Auftreten und Aktualität, andererseits hinsichtlich der vorausgeschiedenen Abgrenzung aus dem Luftbild verifiziert. Die Dokumentation der Nutzungsarten und -intensitäten zusätzlich zur Dokumentation der Oberflächenabfluss-Homogenbereiche erscheint auf den ersten Blick redundant, ist aber wegen der Nachvollziehbarkeit der Bewertung nach späteren Nutzungsänderungen oder z.B. für die Planung von Maßnahmen notwendig.



Gesellschaft	Standort/Boden	Nutzung	Hydrologische Eigenschaften	Abfluss-beiwertklasse
Besenheide mit Borstgras Zwergstrauchanteil < 50%	Flach bis mittelgründige Ranker, Braunerden, Podsole. Hoher Skelettanteil, Skelett bis an die Bodenoberfläche anstehend, Anteil des Bürstlings < 50%	keine	Bürstling limitiert die Infiltration (Strohdacheffekt)	3
	Wie oben, jedoch hoher Feinanteil	Weide	Bürstling limitiert die Infiltration (Strohdacheffekt), keine bevorzugten Infiltrationswege durch fehlenden Grobanteil an der Oberfläche, daher hohe Abflussbereitschaft	4

Abb. 10: Besenheide vergesellschaftet mit Borstgrasrasen und anderen Zwergsträuchern – Bewertung aus der provisorischen Geländeanleitung zur Anschätzung des Oberflächenabflusses auf alpinen Boden-/Vegetationseinheiten bei konvektiven Starkregen (Version 1.0), Markart et al

Für die hydrologische Modellierung sind weiters Informationen über die Oberflächen-Rauhigkeiten im Einzugsgebiet erforderlich. Auch diese werden nach den Vorgaben der Geländeanleitung des BFW (Markart et al. 2004) ermittelt.

Das Konzept der Anschätzung von Oberflächenabflussbeiwerten war ursprünglich nur auf kurzzeitige Niederschläge mit hoher Intensität ausgerichtet. Auswertungen der Beregnungsdatenbank und erste Ergebnisse des Projektes „Abflussverhalten von Einzugsgebieten unterschiedlicher Größe bei Dauerregen“ des BMLFUW ermöglichten nunmehr eine Anpassung der erhobenen Abflussbeiwerte an beliebige Niederschlagsintensitäten für die Modellrechnung.

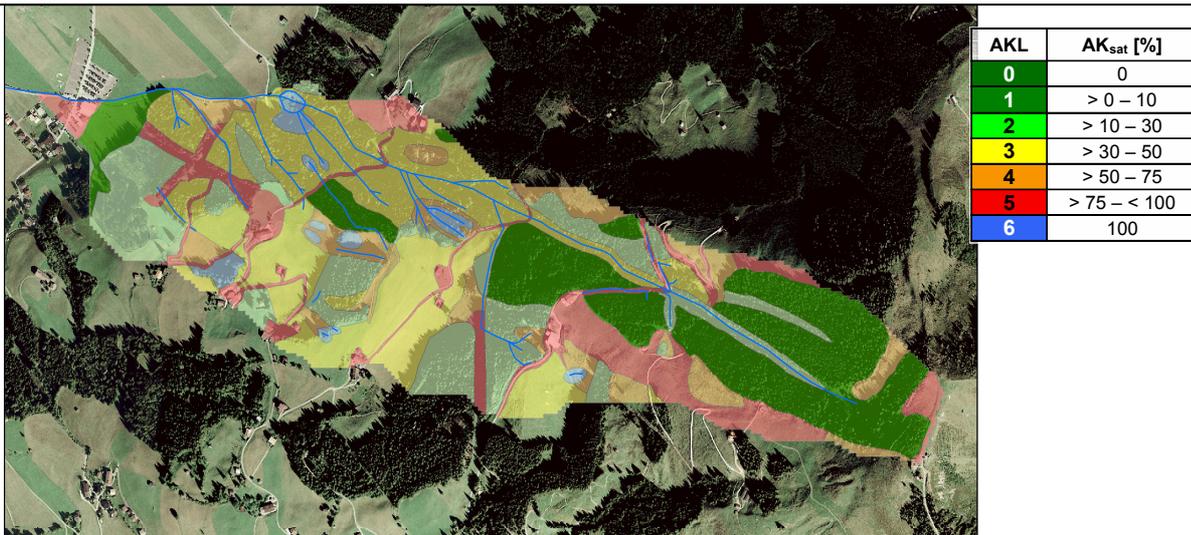


Abb. 11: Oberflächenabfluss –Karte erhoben nach den Vorgaben der Geländeanleitung des BFW (Markart et al. 2004), Mittlere Ebene 1:10.000

Im Werkzeugkoffer ETAlp sind für die mittlere Ebene und die Detailebene auch Anleitungen für die Definitionen relevanter Randbedingungen und Szenarien für die Abflussbildung. Deren Festlegung erfolgt durch Variation maßgeblicher Randbedingungen und kombinatorische Verknüpfung der Randbedingungen. Die Festlegung der maßgeblichen Systemzustände sollte auf das „realistische Worst-Case-Szenario“ ausgerichtet sein. Horrorszenarien (z.B. hochintensiver flüssiger Niederschlag auf gefrorenem Boden) sind nicht Gegenstand der Betrachtung.

Ergänzend finden sich in der Anleitung Hinweise für die Umsetzung der angesprochenen Parameter in der hydrologischen Modellierung.

GESCHIEBEBEREITSTELLUNG

Im Rahmen des Projektes ETAlp wurden standardisierte Vorgangsweisen entwickelt, um für verschiedene Maßstabebenen eine nachvollziehbare Erfassung und Bewertung von Geschiebepotentialen zu ermöglichen.

Dabei wird im Regionalen Maßstab auf eine quantitative Erfassung der Geschiebepotentiale (Kubaturen) verzichtet, da in dieser Maßstabebene aufgrund der Unschärfe der erfassten Parameter eine Modellierung von Geschiebefrachten auf seriöse Weise nicht möglich ist. In der regionalen Ebene werden Erosionsprozesse im wesentlichen durch eine stereoskopische Luftbilddauswertung in Kombination mit einzelnen Stichprobenbegehungen qualitativ erfasst. Im Rahmen der Bewertung des qualitativen Abflussbeitrages von Teilflächen fließen diese Ergebnisse als Einflussgrößen ein. Die Dokumentation der Ergebnisse erfolgt im Rahmen eines Geographischen Informations-Systems (GIS). In weiterer Folge werden Verschneidungen der erfassten Prozesse und Nutzungen vorgenommen.

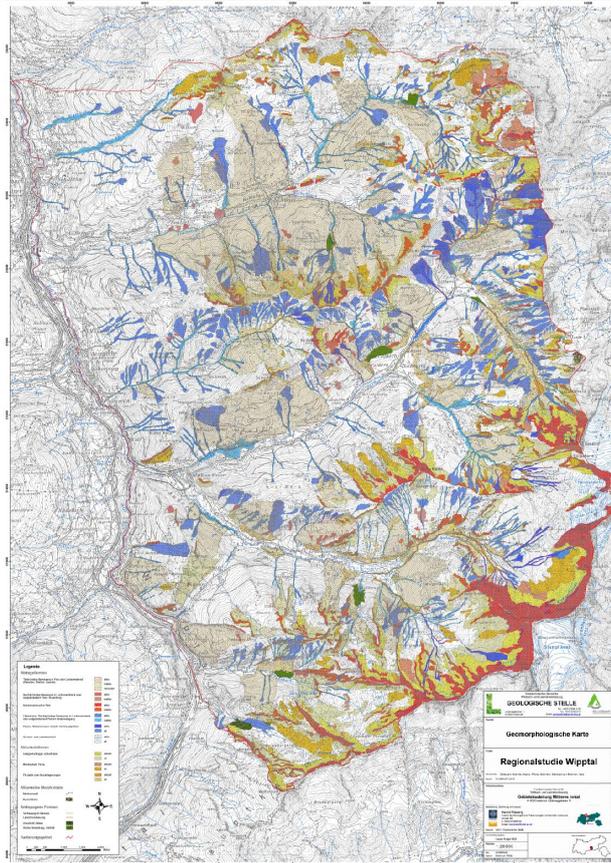


Abb. 12: Beispiel Geomorphologische Karte des südöstlichen Wipptales (Regionalstudie)

In der Lokalen und Detail-Maßstabsebene werden die Prozesse im Wildbach- Einzugsgebiet sowohl qualitativ als auch quantitativ mit verschiedenen Detaillierungsgraden erfasst.

Dabei wird das Geoinventar (Geologie der Locker- und Festgesteine, Erosions- und Ablagerungsprozesse ...) im jeweiligen Einzugsgebiet flächig erfasst und hinsichtlich seiner Relevanz für das Wildbachgeschehen bewertet. Die Erhebungsverfahren (untergliedert in Standard- und Sondermethoden) werden in Handbüchern beschrieben, die Gliederung der Vorgangsweise ist im ebenfalls ausgearbeiteten Workflow definiert.

Die qualitative Beurteilung von potentiellen Geschiebeherden erfolgt in Form von Dispositionsklassen für jeden einzelnen Geschiebeherd. In Abhängigkeit von verschiedenen Szenarien (Kombination von Systemzuständen und Transportprozessen) kann so entschieden werden, welche Geschiebepotentiale bei einem definierten Ereignis (Szenarienmodelle in Hinblick auf Transportprozesse) mobilisiert werden können.

Szenarien		Disposition *)					
Systemzustand	Transportprozess	1A	1B	2	3	4	Sohle
Trocken	Geschiebetrieb	-	-	-	-	-	¹ (X)
Vorberechnet + ungesättigt	Geschiebetrieb	X	X	-	-	-	¹ (X) <small>Wass. Anbruch Abpflasterung</small>
Vorberechnet + gesättigt	Geschiebetrieb	X	X	X	X	² (X)	¹ (X) <small>Wass. Anbruch Abpflasterung</small>
Trocken	Murgang	³ (X)	-	-	-	-	X
Vorberechnet + ungesättigt	Murgang	X	X	X	-	-	X
Vorberechnet + gesättigt	Murgang	X	X	X	X	² (X)	X

Abb. 13: Szenarien und Disposition von potentiellen Geschiebeherden

Die Erfassung und Bewertung der Geschiebepotentiale wird in Form von Gerinne-Aufnahmeblättern (GAB) dokumentiert und in weiterer Folge in einem Geschiebepotential-Band (GPB) in Form eines Bewertungsbandes mit einer Verortung der einzelnen Geschiebeherde im Längsprofil zusammengeführt.

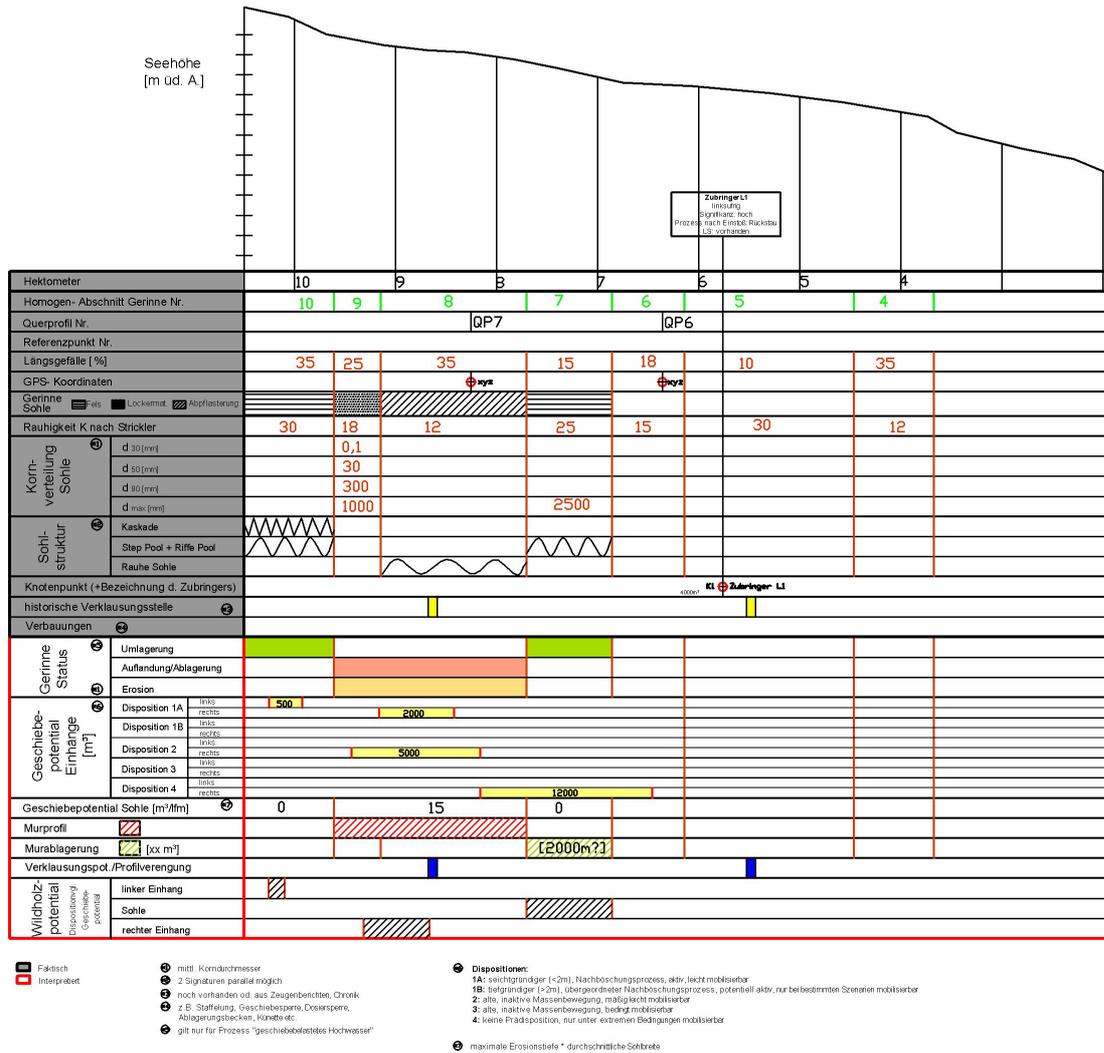


Abb. 14: Geschiebepotentialband in der Lokalen Maßstabsebene

Durch die gewählte Vorgangsweise sind die erfassten Naturraumparameter einerseits nachvollziehbar dokumentiert und können andererseits digital in verschiedene Modellierungswerkzeuge übernommen werden. Eine Nachführung der Datensätze bei zukünftigen Entwicklungen im Einzugsgebiet (größere Ereignisse) ist jederzeit möglich.

INTEGRATION

In der mittleren und detaillierten Maßstabsebene werden die Zwischenergebnisse aus Abflussermittlung und Geschiebepotential-Ermittlung in Geschiebetransportmodelle integriert. Der Unterschied in diesen Maßstabsebenen bezieht sich rein auf die Genauigkeit der Eingangsdaten und Ergebnisse. Es werden jedoch jeweils numerische Ergebnisse, wenn auch mit einer unterschiedlichen Aussageschärfe (Standardabweichung), produziert.

Bei der Ermittlung des Bemessungsereignisses wird von verschiedenen Szenarien hinsichtlich Abflussbildung und Geschiebebereitstellung ausgegangen, welche im Zuge der Modellierung nachgebildet werden. Die Szenarien stellen hinsichtlich ihres Auftretens einen realistischen „worst

case“ dar. Die in der Statik übliche Annahme von ungünstigsten Zuständen auf allen Parameterebenen führt in der Hydrologie zu unrealistischen Horrorszenarien. Mit Hilfe einer Checkliste können die Randbedingungen übersichtlich auf allen Parameter-Ebenen variiert und logische Ungereimtheiten so vermieden werden.

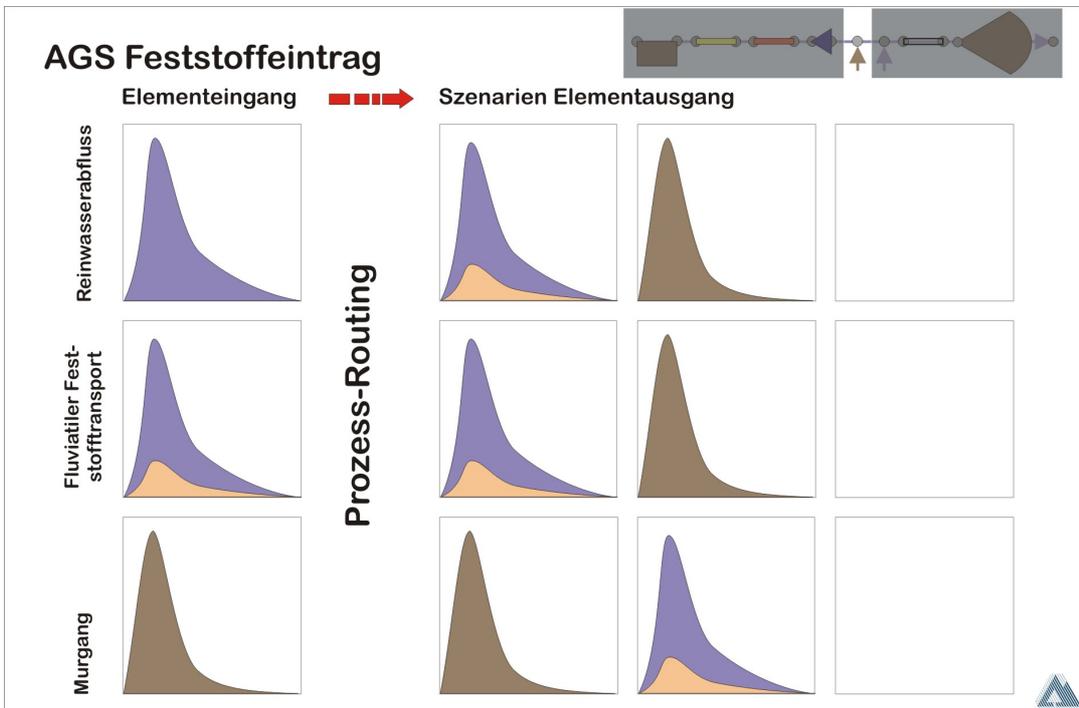


Abb. 15: Szenarien für die Transportmodellierung: In Abhängigkeit von der am relevanten Gerinne-Knotenpunkt herrschenden Transportbedingung (Elementeingang) kommt es beim Szenario „Feststoffeintrag“ zu den nachfolgenden möglichen Kombinationen

Die für jedes Szenario ermittelten Zwischenergebnisse aus der hydrologischen Modellierung werden in das verwendete Transportmodell integriert. Auf Basis der Geschiebepotentialbänder sowie der Erosions-Prozesskarte wird ein „Abstrahiertes Gerinnesystem“ (AGS) erstellt, auf dessen Basis Szenarien für verschiedene relevante Ereignisabläufe (Reinwasserabfluss, Geschiebetrieb, Murgang) definiert werden.

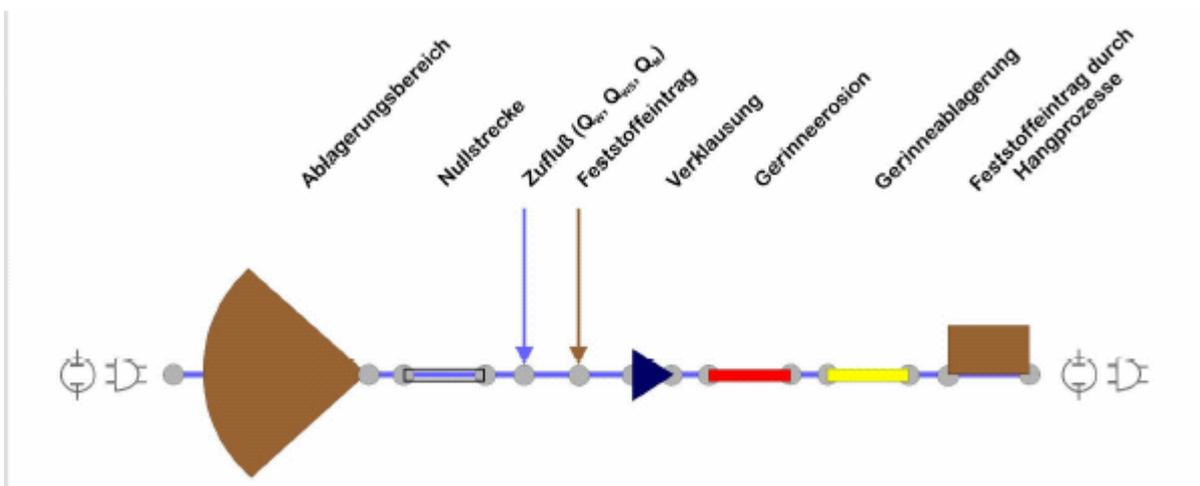


Abb. 16: Symbologie des abstrahierten Gerinnesystems

Analog zur hydrologischen Modellierung werden die definierten Szenarien numerisch nachgebildet. Die modellierte Ausscheidung von Wirkungs-Summenlinien bedarf einer Plausibilitätsprüfung im Gelände.

Die Dokumentation und Visualisierung numerischer Ergebnisse erfolgt in tabellarischer oder Textform, Ganglinien werden unter Angabe des zugehörigen Knotenpunktes tabellarisch dokumentiert und graphisch visualisiert. Mittels Darstellung von Wirkungs-Summenlinien wird in der mittleren Maßstabsebene auf kartographischer Basis der Emissionsbereich des Gerinnes dargestellt. In der Detailebene erhält man zusätzlich durch die Kombination von Darstellungen im abstrahierten Gerinnesystemes (AGS) mit dem Prozessrouting (Transformation von Prozesstypen an den Knotenpunkten) für jedes Szenario an jedem Knotenpunkt eine Gesamtabfluss-Ganglinie (Feststoffe und Reinwasser).

Literatur:

- BMLFUW 2004: **ETAip**: Gesamtheitliche Erfassung und Bewertung von Erosions- und Transportprozessen in Wildbacheinzugsgebieten. Handbücher und Kompendien, Wien 2004.
- GATTERMAYER W. 2003: Übersicht vorhandener Grundlagen und Modelle betreffend den Niederschlag. - Kompendium für das Projekt **ETAip**, Innsbruck
- KIRNBAUER R. 2003: Mathematische Modelle zur Berechnung des Niederschlag-Abfluss-Prozesses (NA-Modelle). - Kompendium für das Projekt **ETAip**, Wien
- MARKART, G., KOHL, B., SCHAUER, T., SOTIER, B., BUNZA, G. & STERN, R. 2003: Provisorische Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflusses auf alpinen Boden-/Vegetationseinheiten bei konvektiven Starkregen (Version 1.0).- BFW Dokumentation Nr. 3, Innsbruck
- MARSCHALLINGER, R. & SCHMUCK, C. 2003: Machbarkeitsstudie-Marktanalyse Workflow - Handbuch „Yawl“ – Erläuterungen zur graphischen Workflow-Sprache. - Kompendium zu **ETAip**, Salzburg.
- MAYR P., 2002: Hydraulische Simulationsmodelle mit Anwendungsmöglichkeit in Wildbächen, , Kompendium für das Projekt **ETAip**, Wien
- MOELK, M., PLONER, A., SOENSER, T. & STEPANEK L. (2000): Process-Oriented basic Data Assessment and Mass Balance as a Reproducible Approach to design Torrential Mitigation Measures. – Proceedings of the “International Seminar on the Debris Flow Disaster of December 1999 in Venezuela”. – Caracas 2000.
- PIRKL H., 2001: Fernerkundung als Instrument der Naturraumanalyse für Zwecke der WLIV. - Kompendium für das Projekt **ETAip**
- RICKENMANN D. & BRAUNER M., 2003: Ansätze zur Abschätzung des Geschiebetransports in Wildbächen und Gebirgsflüssen, Kompendium für das Projekt **ETAip**, Wien
- RICKENMANN D., 2003: Methoden zur Beurteilung von Murgängen, , Kompendium für das Projekt **ETAip**, Wien
- STEPANEK, L., KOHL, B., MARKART, G., (2001): Erfahrungen in der praktischen Anwendung der Laufzeitmethode nach Zeller, Wildbach- und Lawinenverbau, 65. Jg., H. 146, S.121-136

Temperatur und Kluftwasser als Ursache von Felssturz

Dr. Ruedi Krähenbühl

Tiefbauamt Graubünden, Strassenbaulabor, 7000 Chur, rudolf.kraehenbuehl@tba.gr.ch

Zusammenfassung

Eine scheinbare Häufung von Felssturzereignissen im Alpenraum wirft Fragen hinsichtlich deren Verursachung durch ändernde Klimaverhältnisse auf. Statistische Ansätze zur Klärung von Fragen die in Zeiträumen rezenter geologischer Prozesse stattfinden sind hierfür kaum geeignet. Nur das Verstehen der gebirgsentfestigenden Prozesse kann fundierte Antworten liefern. Von Literaturbeispielen weiss man, dass sowohl Fälle von Felssturz mit eindeutiger Korrelation zu hohen Niederschlägen auftreten, wie auch solche, wo kein klarer Zusammenhang hergestellt werden kann.

Im Zuge des Risikomanagements von drei kritischen Objekten mit hoher Felssturzgefährdung entlang des Strassennetzes im Kanton Graubünden konnten in den letzten 4 Jahren viele Messdaten gesammelt werden. Zusammen mit detaillierten geologischen Feldaufnahmen, Risikoanalysen und einer intensiven Datenauswertung war es möglich, die massgebenden Prozesse in spröden Gebirgstypen zu erkennen. Die jährlichen Temperaturänderungen und Kluftwasserdruck sind die treibenden Kräfte für den dynamischen Entfestigungsprozess. Häufig genannte Ursachen wie Eis-, Wurzeldruck, Erdbeben, etc., stellen nur den zufälligen Auslöseprozess für Felsmassen dar, welche durch kontinuierlichen Kohäsionsabbau eine minimale Standsicherheit erreicht haben.

Felssturz Val d'Infern

In der Südabdachung Graubündens führen auf der einzigen Zufahrtsstrasse vom Misox ins Calancatal zwei Tunnels in kurzer Folge durch zwei Gneisrippen der Simano-/Aduladecke. Dazwischen wird die Störzone des Val d'Infern mit einer 30 m langen Brücke überquert. Über der Brücke baut sich eine fast 100 m hohe Felswand auf. Die Felsrippe des östlichen Tunnels wird entlang des parallel und senkrecht zum Calancatal streichenden Kluftsystems tief greifend entfestigt. Das Tunnelgewölbe ist dementsprechend mit bis auf Faustgrösse geöffneten Rissen zerlegt. In den letzten 5 Jahren haben sich aus der Felswand jährlich und stets im Herbst Block- und Felsstürze bis maximal 600 m³ ereignet (Fig. 1). Mit bescheidenen Schutzmassnahmen eines eher hilflosen Steinschlagnetzes und mit viel Glück überstand die Brücke alle bisherigen Ereignisse mit nur leichten Schäden. Das Gros der Sturzmassen fiel durch den wenige Meter breiten Schlupf zwischen Felswand und Brücke oder sprang über letztere hinweg.

Verschiedene in den letzten Jahren vorgenommene geologische Aufnahmen und Risikoanalysen führten zu einer umfassenden, messtechnischen Überwachung, zu der Verifizierung einer latent absturzgefährdeten, kritischen Sturzmasse von ~ 3'000 m³, zum Aufbau eines Alarm- und Frühwarnsystems, zur Erkenntnis, dass bereits ein kritischer Brückentreffer eines 2 m³ Blocks die Brücke zum Einsturz bringen kann, und letztlich zur raschen Projektierung eines 300 m langen Umfahrungstunnels. Ein Brückeneinsturz würde das Calancatal für Monate von der Umwelt abschneiden. Im Mai 2004 wurde mit den Tunnelarbeiten begonnen.

Geologische Entfestigungsmodelle

Verschiedene geologische Bearbeiter haben zwei unterschiedliche Modelle ausgearbeitet. Das eine postuliert ein auf den mit 40-65° talwärts geneigten K2-Klüften und der Schieferung S1 treppenförmig ausgebildetes Felsgleiten. (Fig. 2 und 2.1). Das andere Modell ging primär von kontinuierlichem Kohäsionsabbau infolge Spannungsumlagerungen in der Felsrippe aus. Diese steigen ausgehend von der als Knautschzone wirkenden, basalen Störzone aus Gesteinen geringerer Druckfestigkeit in der ganzen Felsrippe auf. In beiden

Modellen öffnen sich die durchschlagenden, als Ablösefläche dienenden K1-Klüfte scherenartig.

Das Risikomanagement

Mit einem Monitoring sollte einerseits die zeitliche Entwicklung der Gefahrensituation und andererseits das massgebende Entfestigungsmodell eruiert werden. Gleichzeitig hoffte man den Entfestigungsprozess besser verstehen zu können. Seit 1995 wurden in der ganzen Rippe Messpunkte geodätisch erfasst. Innerhalb der entfestigten Felsrippe konnte eine kritische Sturzmasse mit einer erhöhten, mittleren Verschiebungsgeschwindigkeit von 20 mm/Jahr festgestellt werden (Fig. 2).

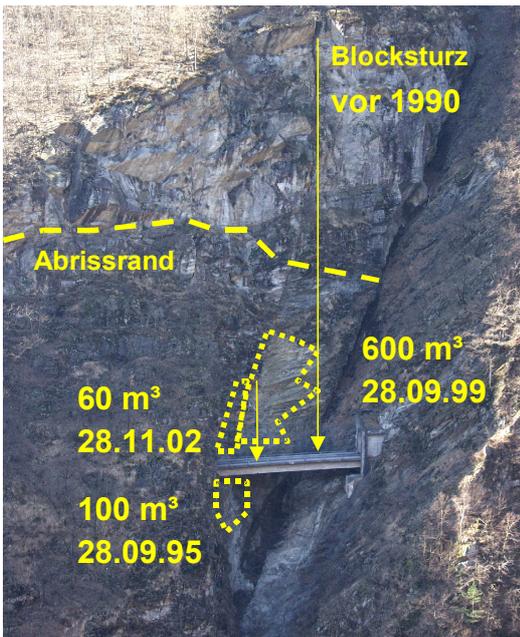


Fig. 1: Seit 1995 ereigneten sich jährlich Block- und Felsstürze. Durch die Entfestigung der Felsrippe wurde das Tunnelgewölbe stark zerrissen

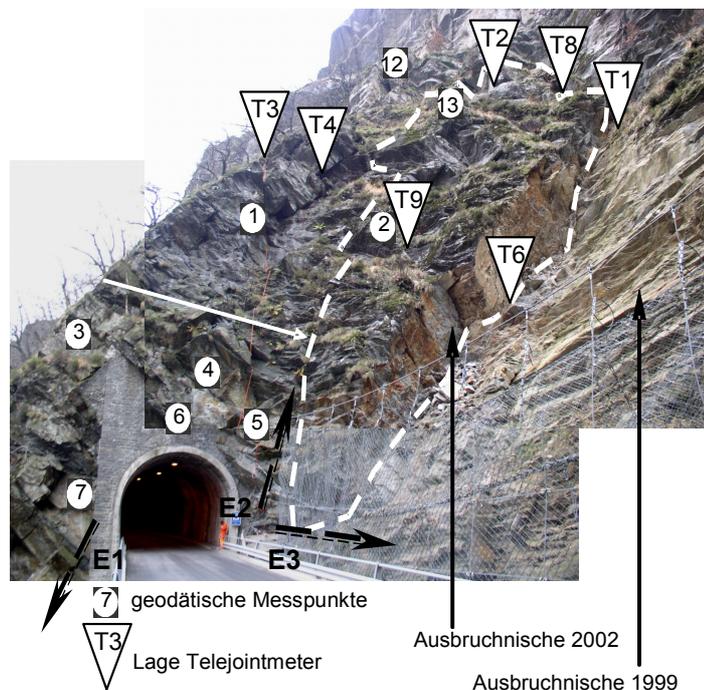
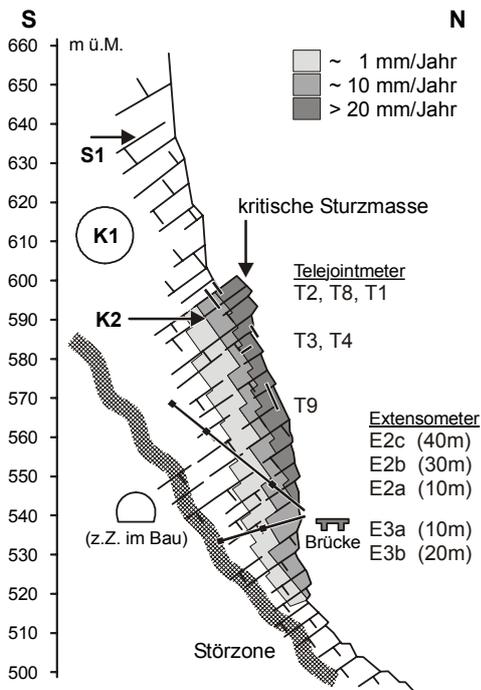


Fig. 2: Dank der Messanlage konnte in der Felsrippe eine kritische Sturzmasse von $\sim 3'000 \text{ m}^3$ und in die Tiefe der Felsrippe Entfestigungszonen mit abnehmenden Verschiebungsraten erkannt werden.

Nach dem grossen Felssturz von 600 m³ wurden im Jahr 2001 die Hauptablösung von der festen Felswand und die fortschreitende Zerlegung der Felsrippe mit sieben Kluft und Spannungsrisse überbrückenden Verschiebungsmessgebern überwacht. Zur Erfassung der tief greifenden Felsentfestigung wurden zwei bis 40 m lange Dreifach- und ein Zweifachextensometer installiert. Letzteres wurde Richtung der 100 m hohen Felswand gebohrt, um für den geplanten Umfahrungstunnel die Lage der stabilen Felszone zu verifizieren. Im Stundentakt wurden mit einer Klimastation die Niederschlagsmenge und die Lufttemperatur gemessen und diese zusammen mit allen Verschiebungsmessdaten über Natel einer Fernabfrage zugeführt.

Trotz dieses Frühwarndienstes konnte der Felssturz von 2002 nicht vorhergesehen werden. Keiner der Messgeber erfuhr eine kurzfristige, übermässige Beschleunigung. Es zeigte sich einzig, dass 4 Tage vor dem Absturz der am Fuss der kritischen Sturzmasse über einen Spannungsriss angebrachte, bis dahin keine Verschiebungen zeigende Telejointmeter T7 einen Sprung von lediglich 0.2 mm ausführte. Damit wurde das extrem spröde Verhalten des Felsens manifestiert.

Da infolge der Felsabbrüche der Fuss der kritischen Sturzmasse immer kleiner wurde und demzufolge unter einer zunehmenden Spannungskonzentration stand, entschloss man sich eine Alarmorganisation mit Rotlichtanlage aufzubauen, welche ab Dezember 2002 in Betrieb kam. Im April 2003 legte man in das Steinschlagnetz eine Reissleine ein, versetzt zusätzliche Telejointmeter sowie in 2 m Tiefe ein Felsthermometer. Bei Überschreiten von definierten Schwellwerten oder Unterbruch der Reissleine wurde der Verkehr durch eine automatisch geschaltete Rotlichtanlage angehalten. Bis 2004 erfolgten 10 Rotlichtalarme meist ausgelöst durch Stein- oder Blockschlag. Jeweils 30 Minuten nach der Alarmschaltung, nach der Beurteilung der Situation vor Ort und der Überprüfung der Messdaten, konnte der Verkehr wieder freigegeben werden. Im November 2003 erlitt ein Pickup durch einen Blocktreffer Totalschaden, Personen wurden glücklicherweise keine verletzt.

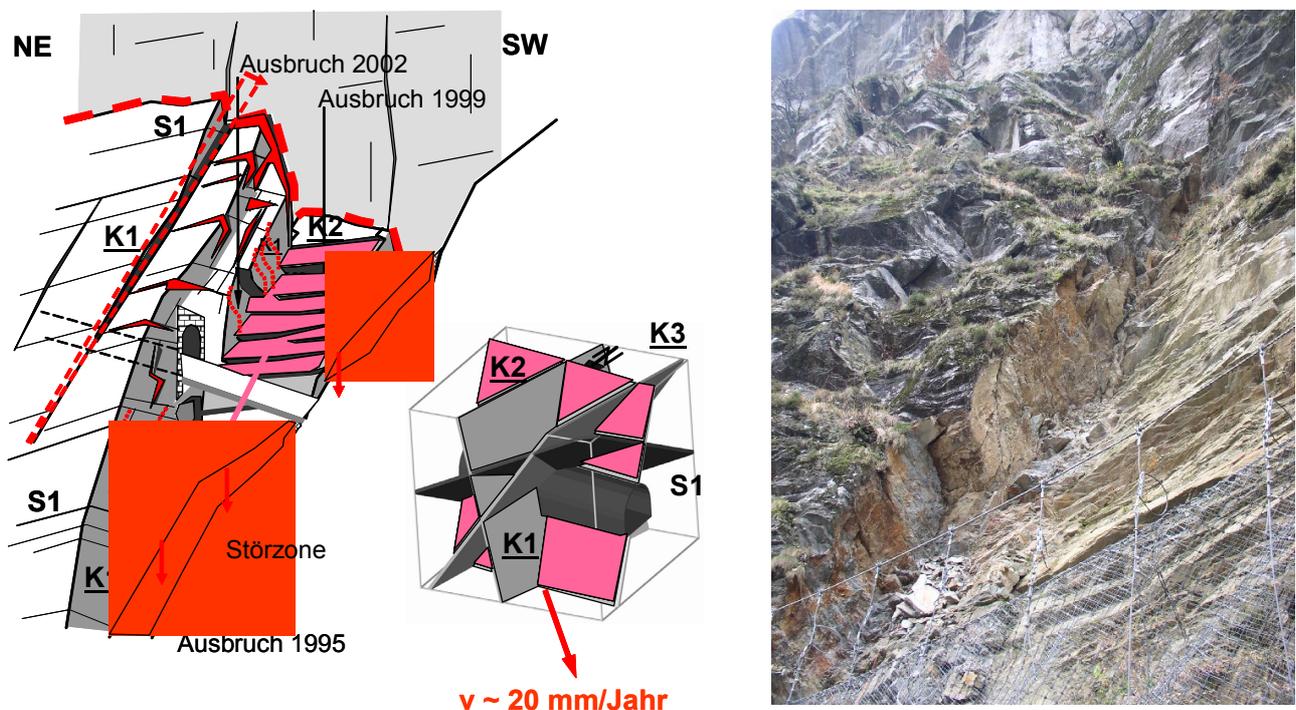


Fig. 2.1: Zwei geologische Entfestigungsmodelle wurden etabliert. Das eine geht von kontinuierlichem Kohäsionsabbau durch Spannungumlagerungen in der Felsrippe mit Felsablösungen der scherenartig sich öffnenden K1- und den überkippten K3-Klüften aus. Das andere von Felsgleiten entlang der bis 65°

geneigten K2-Klüfte.

Ergebnis der Messdaten

Vorerst versuchte man anhand der Weg/Zeitdiagramme das Deformationsverhalten der Felsrippe zu verstehen. Dies als Voraussetzung, um überhaupt Schwellwerte definieren und ein angemessenes Risikomanagement aufbauen zu können. Nachdem ersichtlich war, dass die Deformationen jährlich stets zwischen September und März erfolgten, wurde mit einer Detailauswertung die Abhängigkeit zu den Klimadaten untersucht.

Die Auswertung der Messdaten führt zu folgenden Erkenntnissen:

- Aufgrund der geodätischen Messungen ist seit 1995 eine zunehmende Deformationsbeschleunigung erkennbar, von der die kritische Sturzmasse am stärksten betroffen ist (Fig. 3).
- Die Extensometer zeigen erst ab November Deformationszunahmen (Fig. 5). Auffällig sind die im Sommer stagnierenden oder im mm-Bereich gar rückläufigen Verschiebungen [4].
- Die Herbstniederschläge bewirken einen Sturz der Lufttemperatur (2003 um 5-10°C), was die Felstemperatur in 2 m Tiefe zum Wendepunkt bringt. Dies erweist sich für die Felsentfestigung als das kritische Ereignis, indem von da weg die Verschiebungen einsetzen (Fig. 4, 6). An der Felsoberfläche beginnen sie bei Luft- und Felstemperaturen von < 10°C bzw. 15°C (Telejointmeter).

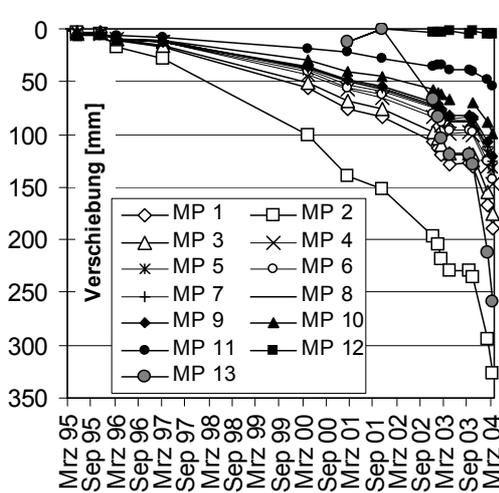


Fig. 3: Geodätische Verschiebungsmessungen zeigen seit 1995 beschleunigte Zunahmen.

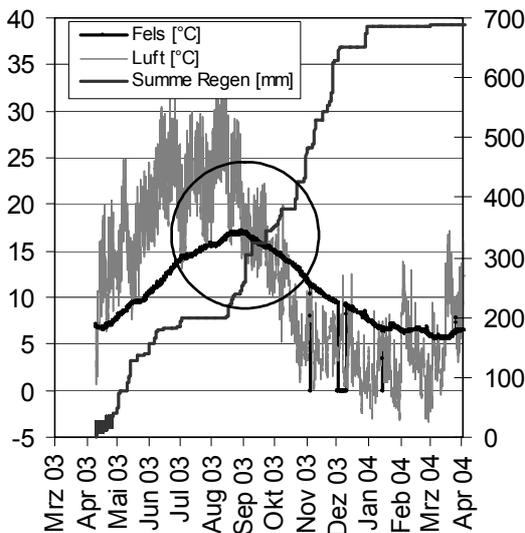


Fig. 4: Die Septemberniederschläge bewirken eine Temperatursturz von 5-10°C, was die bis dahin steigende Felstemperatur zum Wendepunkt

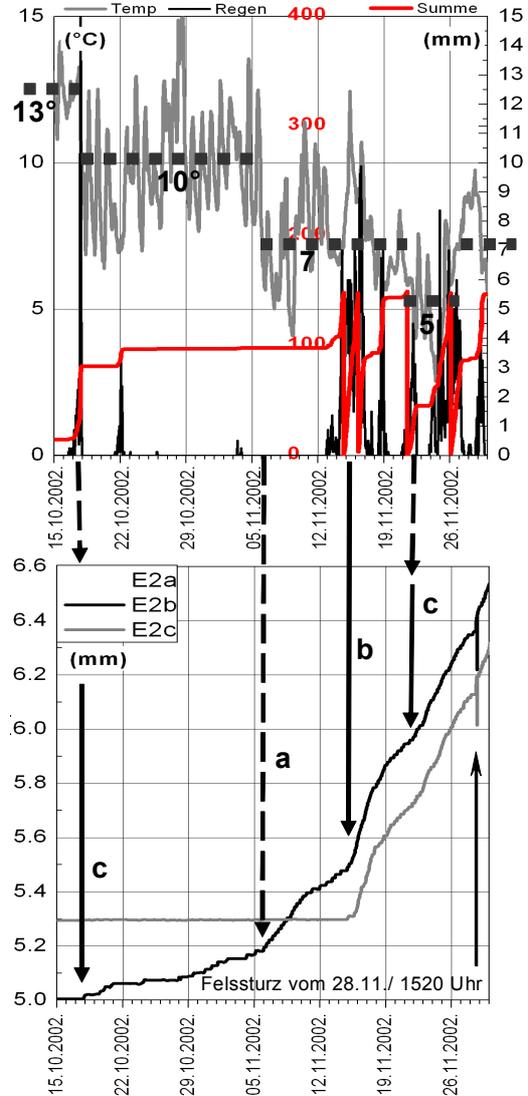


Fig. 5: Temperaturabsenkungen injizieren bei den Extensometern Verschiebungsschübe (a), starke Niederschläge bei gleicher Lufttemperatur ebenfalls (b), Überlagerungen von beiden kumulieren die Deformationen (c).

- Starkniederschläge im Frühjahr vermögen die Deformationen kaum, im Herbst dagegen stark zu beeinflussen (Fig. 6). Ein Vergleich mit den Messungen von 2002 bestätigt, dass hohe und lang anhaltende Niederschläge im Sommer keine nennenswerten Deformationen zu bewirken vermögen [4].
- Betrachtet man in einer Verschiebungsperiode nur die Abschnitte ohne Regenfälle, so sind mit sinkender Temperatur exponentielle Deformationen erkennbar (Fig. 7). Unter mittleren Lufttemperaturen von 5°C und Felstemperaturen in 2 m Tiefe < 10°C werden bereits Verschiebungsraten von ~ 1 mm/Tag erreicht (Telejointmeter T8). In der Periode 03/04 waren die Verschiebungsbeträge fast doppelt so hoch wie in der Periode 02/03. Dabei dauerte die Kälteperiode mit Lufttemperaturen < 5°C um 2/3 länger als in der Periode 02/03.
- Die temperaturabhängigen Deformationen stagnieren im März nach Überschreiten des jährlichen Felstemperturminimums von 5-7°C. In Felstiefen von nur noch geringen Felstemperturschwankungen treten keine Verschiebungen mehr auf, was beim vorliegenden Objekt in Tiefen von etwa 10 m erreicht wird [4].
- Die Tagesschwankungen der Lufttemperatur haben keinen erkennbaren Einfluss auf den Deformationsverlauf.
- Das Fokussieren auf die Regenperioden zeigt bei einer erheblichen Datenstreuung eine eher lineare Abhängigkeit von Niederschlags- und Deformationsrate (Fig. 7). Dabei zeigen verschiedene Messgeber, wahrscheinlich aufgrund ihrer unterschiedlichen geometrischen Lage zu der Hauptbewegungsrichtung, bei gleichen Niederschlags- unterschiedliche Verschiebungsraten.
- Niederschläge haben zwar kurzfristig die grösseren Auswirkungen auf die Verschiebungsraten als die Temperaturänderungen. Da die winterlichen Kälteperioden meist arm an Regen sind, liegen die Anteile der niederschlags- und temperaturbedingten Verschiebungsbeträge einer Herbst/Winter-Periode in der gleichen Grössenordnung.
- Die Deformationsschübe setzen ab Herbst mit geringer Verzögerung von 1-2 Stunden nach Niederschlagsbeginn ein und können noch über Tage nach Niederschlagsende anhalten.

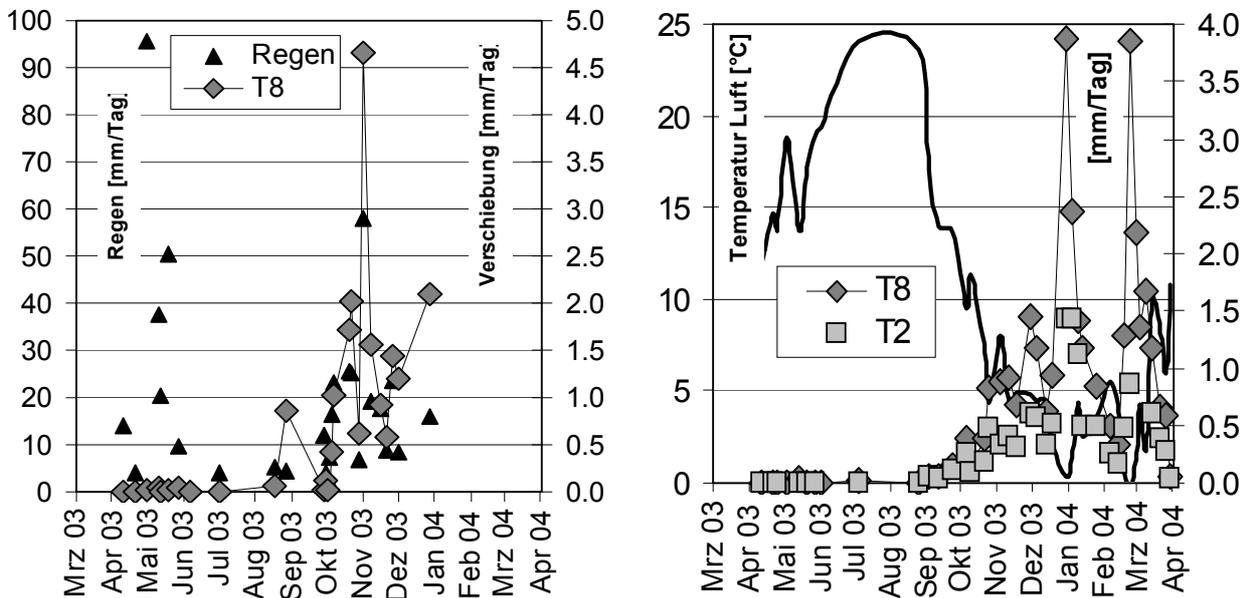


Fig. 6: Nur die Herbstniederschläge vermögen ab September Verschiebungen auszulösen (Telejointmeter), jene im Frühjahr/Sommer nicht (rechts, Darstellung nur der Regenperioden). Die Darstellung nur der Trockenperioden zeigt ab September die rein temperaturabhängigen Verschiebungsraten (links). Sie nehmen schlagartig ab, sobald die Temperatur wieder ansteigt.

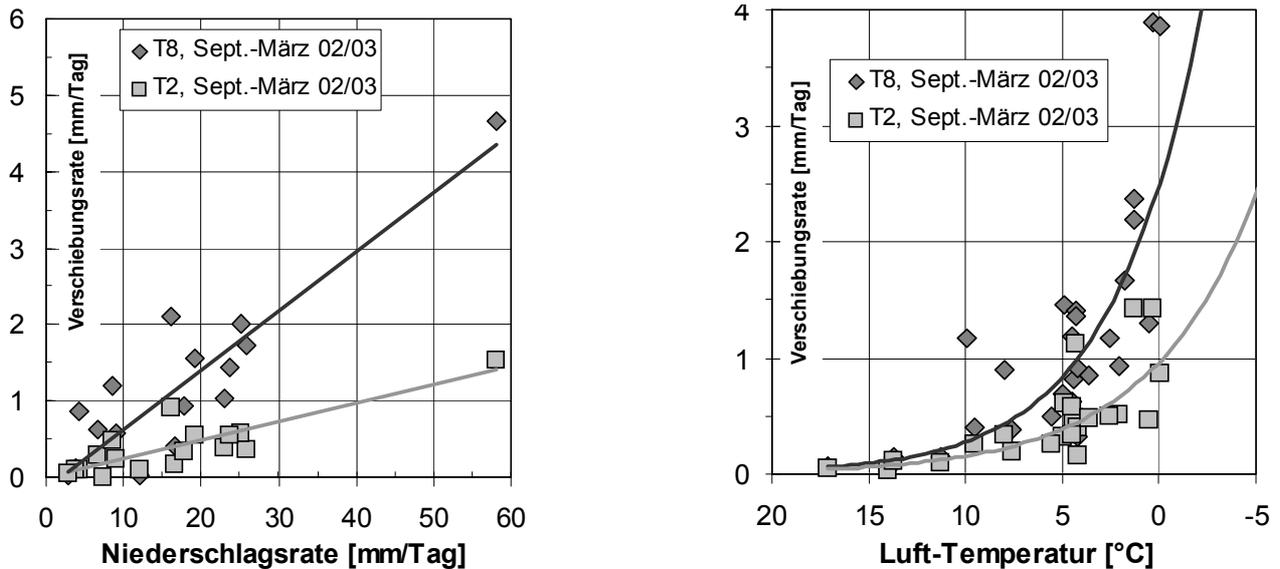


Fig. 7: Der Einfluss der Niederschläge auf die Verschiebungen ist eher linear. Jener der Temperatur verläuft exponentiell (links nur Regen-, rechts nur Trockenperioden dargestellt).

Dynamisches Entfestigungsmodell

Die Messdatenauswertung zeigt überwiegend plausible aber auch wenig verständliche Ergebnisse. So stellt sich die Frage, weshalb haben grosse Niederschlagsmengen im Frühjahr und Sommer keinen Einfluss auf die Verschiebungen? Oder wie können die rückläufigen Verschiebungen der Extensometer erklärt werden? Aufgrund der Untersuchungen lassen sich zwei, aus geologischer Sicht dynamische Entfestigungsmodelle ableiten.

Spannungsumlagerungen und Kluftwasserdruck

In der zerlegten, kritischen Sturzmasse des Val d'Infern aber auch in der gesamten Felsrippe treten kommunizierende Klüfte auf, die den Aufbau von Kluftwasserdruck ermöglichen. Die Zweiglimmer- und Biotitgneise zeigen ein deutliches Spröbruchverhalten. Senkrechte und als Fiederklüfte die Gneisbankung durchtrennende Spannungsrisse sind klare Hinweise für felsmechanische Spannungsumlagerungen, welche von der basalen Störzone aufsteigen. Dieses Modell wird durch die Tatsache gestützt, dass das ausserhalb der vorspringenden Felsrippe Richtung feste Felswand versetzte Extensometer E3 ebenfalls Verschiebungen von ~ 5 mm/Jahr anzeigt.

Der massgebende Entfestigungsprozess umfasst das Öffnen von Klüften für die Wasserwegsamkeit durch felsmechanisch bedingte Spannungsrissbildung, durch Brechen von Gesteinsbrücken und damit verbundenem Kohäsionsabbau. Dadurch steigt bei Niederschlag die Kluftwassersäule bzw. der hydrostatische Kluftwasserdruck, was als überlagernde Beanspruchung die Nukleation von neuen Spannungsrissen verursacht [1]. Diese kumulierenden, langsam fortschreitenden Prozesse bewirkten über Jahrzehnte im Kopfbereich der kritischen Sturzmasse einen fast vollständigen Abbau der Kohäsion, bis fast nur noch lose Felstürme auf dem noch kohäsiven Wandfuss stehen [4]. Im Ablösebereich sind daher die grössten Verschiebungsbeträge zu messen (Telejointmeter T8: Sept. 2003 bis März 2004 > 200 mm!). Der Fuss der Sturzmasse erfährt eine Zunahme der Spannungskonzentration, womit das Gestein überbeansprucht wird. Dies erhöht die Absturzgefährdung massiv. Aufgrund dieser Überlegungen stehen wir bei der kritischen Sturzmasse von $\sim 3'000$ m³ voraussichtlich kurz vor einem grösseren Sturzereignis. Ob „kurz“ hier Monate oder 1-2 Jahre bedeutet bleibt ungewiss.

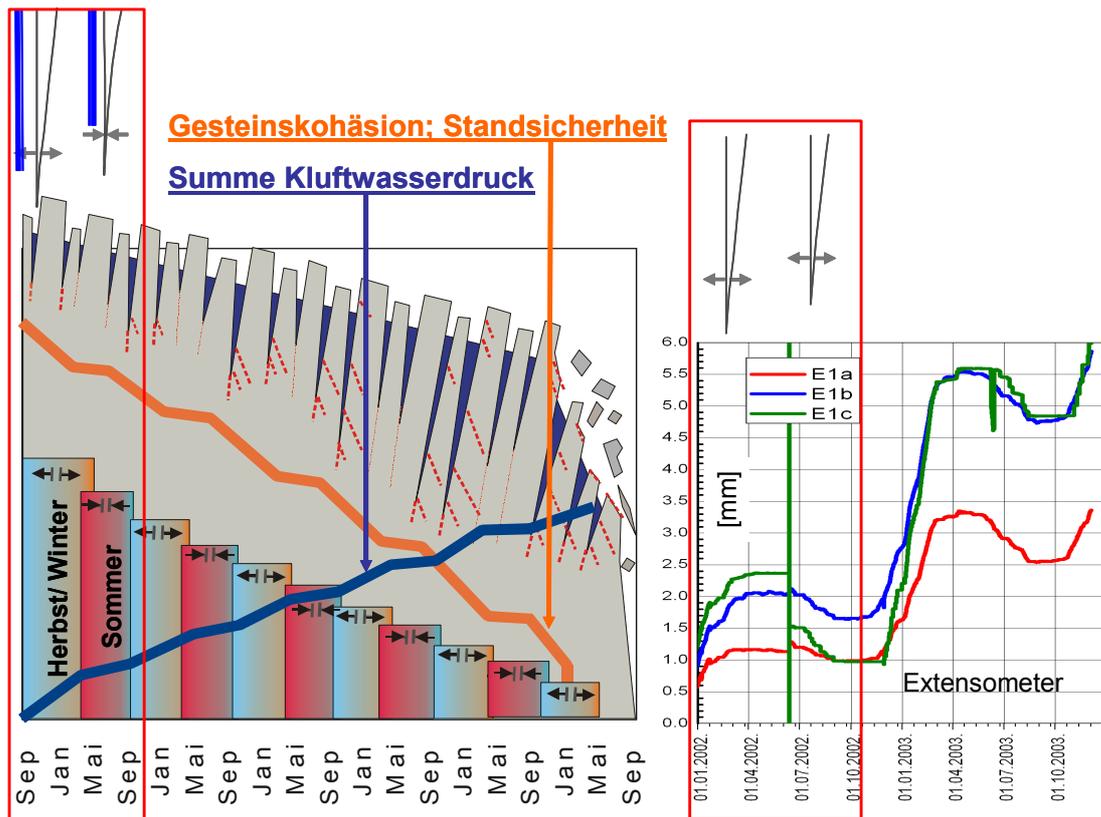


Fig. 8: Dynamisches Modell der jahreszeitlichen Expansion und Kontraktion der Klüfte. Durch Öffnen der Kluftbasis ab Herbst wird ein maximaler, kritischer Kluftwasserdruck erzeugt, entstehen Spannungsbrüche, und durch jährliche Zunahme der Klufttiefen die Gesteinskohäsion sowie die Standsicherheit abgebaut. Im Sommer herrscht relative Ruhe.

Temperaturwechsel und Kluftwasserdruck

Der periodisch wiederkehrende Bewegungsschub im Herbst ist primär temperaturbedingt und erfolgt aufgrund der Gesteinskontraktion nach Überschreiten des Felstemperaturmaximums (Fig. 4). Das unterschiedliche, niederschlagsbedingte Deformationsverhalten im Sommer und Herbst kann ebenfalls mit den jahreszeitlichen Temperaturänderungen erklärt werden. In einem spröden Gebirgstyp, wo tektonische Biegebeanspruchungen einen hohen Kluftdurchtrennungsgrad verursachen, führt dies zu jährlich variierenden Kluftöffnungsweiten sowie Klufttiefen [3].

Die Zugspannungen der Gesteinskontraktion wirken sich auf die schwächsten Zonen im Gebirge, die Klüfte, am stärksten aus (Fig. 8). Diese erfahren ab Herbst eine in die Tiefe abtauchende Öffnung und erreichen an der Basis Haarrissbreite. Bei Niederschlägen entstehen dadurch maximale Wassersäulen, was für das Gebirge kritische, hydrostatische Wasserdruckverhältnisse verursacht (10 kN/m² Wassersäule, Horizontaldruck). Die Gesteinsausdehnung im Frühjahr beendet den temperaturabhängigen Deformationsschub schlagartig nach Durchschreiten des Felstemperaturminimums. Die Klüfte werden im unteren Teil geschlossen, was bei Regen reduzierte Kluftwassersäulen bewirkt [4]. Diese sind für das Gebirge offenbar nicht mehr kritisch und vermögen keine Verschiebungen mehr auszulösen. Im Sommer rückläufige Extensometermessungen bestätigen dieses dynamische Temperatur/Kluftwasser Entfestigungsmodell. Die Gesteinsexpansion bewirkt zudem Zwängungen, was Felsbereiche mit hohem Durchtrennungsgrad wieder versteift.

Diese dynamische Ermüdung führt in spröden Gesteinen zu einer wachsenden Mikrorissbildung, zum Bruch von Gesteinsbrücken und zu kontinuierlichem Kohäsionsabbau. Dieser Prozess greift nur so weit in die Tiefe des Gebirges bis die Temperaturschwankungen so klein sind, dass nur noch geringe Zugspannungen im Gestein auftreten. In den Gneisen des Val d'Infern konnten mit den Extensometern temperaturabhängige Deformationen bis ~ 10 m Tiefe festgestellt werden [4]. In einem spröden Gebirgstyp können sich daher entlang steiler Felsflanken über Jahrzehnte Felsmassen von mehreren tausend m³ entfestigen, bis sie eine minimale Standsicherheit erreichen. Dann genügt ein zufälliger Auslöseprozess, wie eine Frostperiode, ein durch Starkregen injizierter Kluftwasserdruck, ein Erdbeben, etc., um den Absturz auszulösen.

Modellbestätigung an weiteren Objekten

Auf den ersten Blick erscheint es schwer vorstellbar, dass in starren Festkörpern von grosser Masse wie kristallinen Gebirgskomplexen rezent und ohne tektonische Einwirkungen sich Klüfte jahreszeitlich bedingt öffnen und schliessen, auch wenn dies nur im mm- Bereich erfolgt. Zudem herrscht oft die durchaus plausible Meinung vor, dass Kluftwasser in einer oberflächennahen, starken Felszerlegung abfliessen kann und kaum aufgestaut wird. Anhand vergleichbarer Objekte bestätigt sich jedoch dieses dynamische Entfestigungsmodell.

Felssturz Mesocco

Auf einem Plateau in Mesocco mit prähistorischen Gräbern öffneten sich 1994 etwa 10 m hinter einer 30-60 m hohen Felswand klaffende Risse in der Humusschicht. In den Folgejahren wurden geodätische Kontrollmessungen durchgeführt, Felsverschiebungen von 20 mm/Jahr gemessen, geologische Aufnahmen gemacht und als die Grösse des instabilen Felskörpers bekannt schien, wurden 1998 vorgespannte Anker versetzt. Es drohten etwa 100 m³ Fels aus ~ 10 m Höhe auf die am Fuss der Felswand als Galerie überdachte Brücke der Nationalstrasse zu stürzen. Die grob gebankten, metamorphen Kalkschiefer der Misoxerzone verfügten über ein Klufttrennflächensystem, welches Verschiebungen in Richtung der Galerieachse zuließ (Fig. 9). Wie sich später herausstellte, war die destabilisierte Felsmasse erheblich grösser als angenommen, was eine progressive Zunahme der Ankerkräfte zur Folge hatte und im Dezember 2000 ein Ablassen derselben erforderte (Fig. 11). Am 4. April 2001 erfolgte nach rapidem Kräftezuwachs der Anker ein Felsabbruch von ~ 8'000 m³ (Fig. 9). Erwartungsgemäss stürzte nur ein kleiner Teil von ~ 200 m³ auf das Galeriedach. Glücklicherweise kamen keine Menschen zu Schaden und jener am Bauwerk blieb relativ bescheiden. Wie die geologische Aufarbeitung ergab, knickte der nach unten verjüngte Fuss der Sturzmasse im Bereich der Moesa aus, was den Felssturz verursachte.

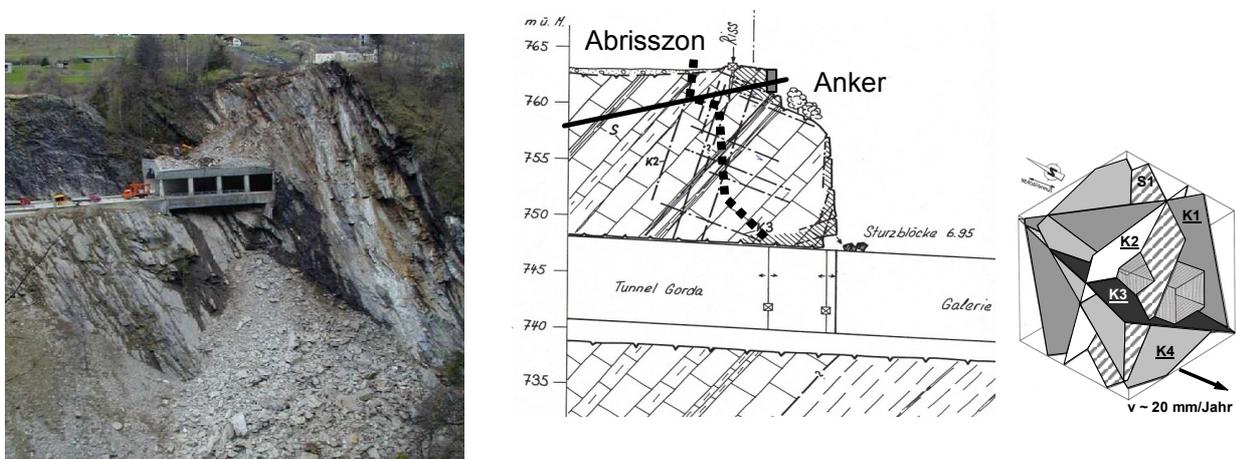


Fig. 9: Felssturz vom 4. April 2001 an der Nationalstrasse bei Mesocco. Schnitt durch die Tunnelachse mit der Abrisszone. Die Felsablösung erfolgte entlang der K2/K1 und den mit 50° geneigten K4-Klüften als Gleitflächen.

Das in dem metamorphen, spröden Gebirgstyp festgestellte Deformationsverhalten ist vergleichbar mit jenem im Val d'Infern. Aufgrund der Verschiebungsmessungen war erkennbar, dass stets ab Herbst die Deformationen ein- und ab Frühjahr wieder nahezu aussetzten (Rissmonitore). Da zum Zeitpunkt beginnender Deformationen die Lufttemperaturen noch deutlich über 0°C waren und grössere Bewegungsschübe meist nach Niederschlägen erfolgten, wurde damals nicht Frost sondern Kluftwasser als treibende Kraft angenommen.

Die mit Messdosen bestückten Anker zeigten jährlich ab September periodisch zunehmende und ab Frühjahr nahezu stagnierende Ankerkräfte, was mit dem gemessenen Deformationsverhalten korrelierte (Fig. 11). Auch an diesem Objekt vermochten nur die Herbstniederschläge, kaum aber jene des Frühjahrs und Sommers einen Kräftezuwachs auszulösen. Da man weder die Klimadaten noch der Felstemperaturverlauf am Objekt gemessen hatte, wurde der Einfluss der Temperatur auf den Entfestigungsprozess nicht erkannt. Es zeigt sich heute, dass die ab September steigenden Ankerkräfte mit einem Abfall der mittleren Lufttemperatur unter 10°C einsetzen.

Felssturz Lago di Poschiavo

Aufgrund der besonderen Felstrennflächenlage ist die ganze Westflanke des Lago di Poschiavo seit Jahrzehnten bekannt für kontinuierliche Felsentfestigungen und periodische Felssturzaktivitäten. Der schmale, steile Uferstreifen erforderte bei den gebündelten Verkehrsträgern Strasse und Schiene den Bau vieler Kunstbauten. Damit entstand für Felssturz ein hohes Schadenpotential. Am Südennde des Sees beschädigte 1998 ein Felssturz von lediglich 20 m³ Gestein aus 30 m Fallhöhe die Ponte Scalascia VI derart, dass sie statisch verstärkt werden musste (Fig. 10).

4.04.01 (unten, Geodäsie).

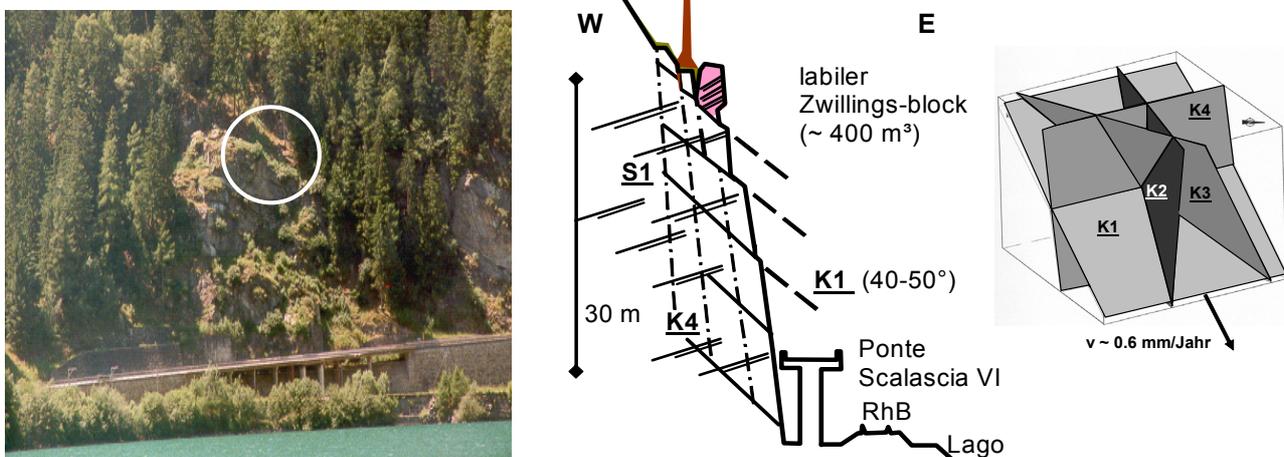


Fig. 10: Felsackungsmasse mit Ausbruchnische von 1998 (Kreis), wo ein Felssturz von 20 m³ aus 30 m Höhe die Ponte Scalascia VI beschädigte. Die Felsentfestigung erfolgt durch Ablösung entlang der K4, K2 und K3 Klüfte und der Gleitfläche K1 mit 40-50° Neigung.

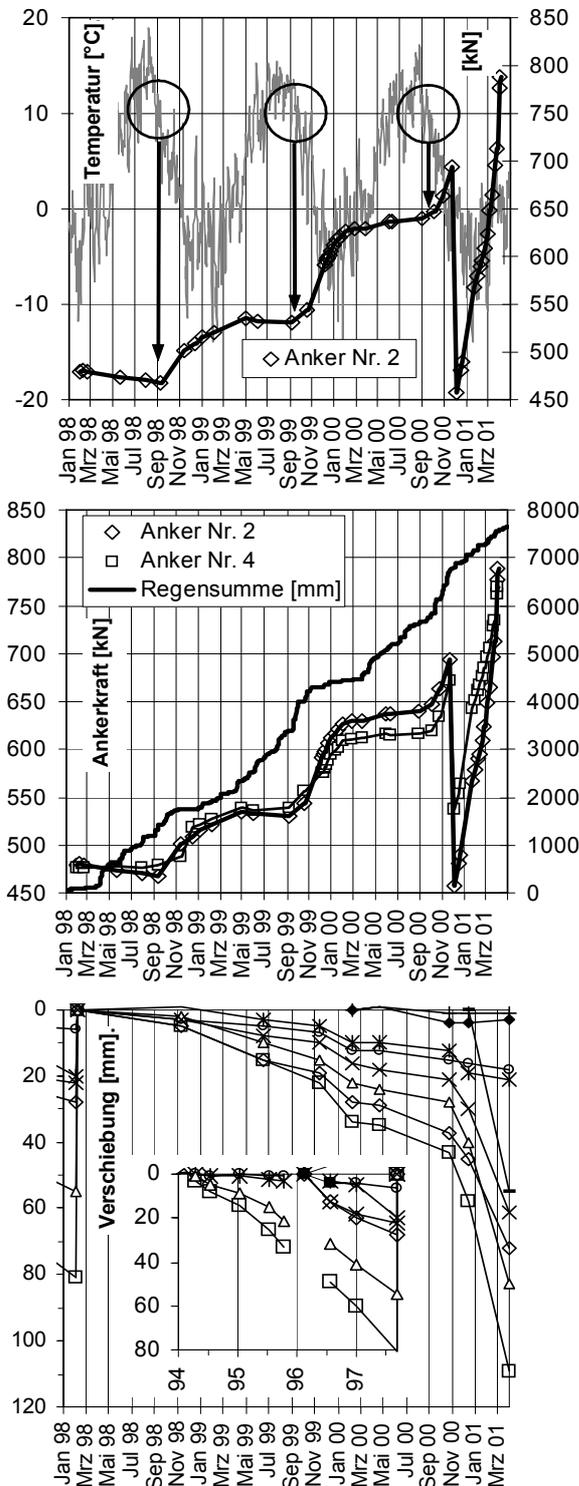


Fig. 11. Felssturz Mesocco: Sinkt die Lufttemperatur im September unter 10°C beginnen die Ankerkräfte zu steigen (Messstation San Bernardino). Sie stagnieren ab März wieder. Verschiebungsverlauf bis zum Felssturz vom

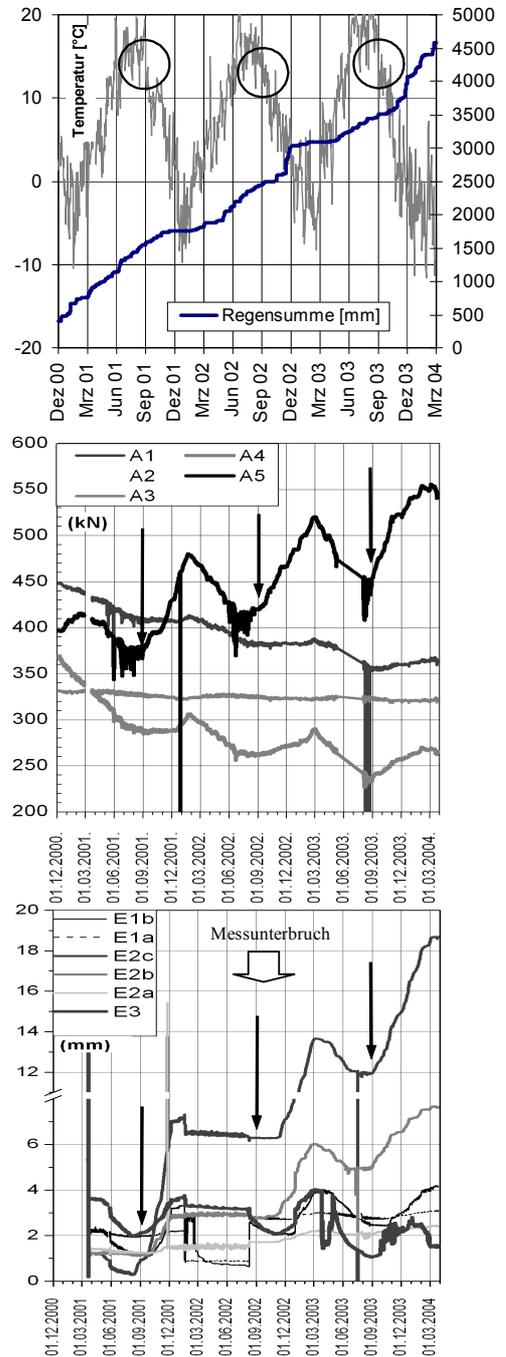


Fig. 12. Lago di Poschiavo: Der Beginn der Ankerkraftzunahme ab September ist primär temperatur- und nicht niederschlagsabhängig (Messstation Robbia, oben). Die Ankerkräfte (Mitte) schwanken mit dem Jahrestemperaturverlauf und die Extensometer zeigen eine ähnliche Zyklizität (unten).

Detaillierte geologische Untersuchungen und Ergebnisse von versetzten Telejointmetern brachten in 30 m Höhe eine instabile Felsmassen von 400 m³ und damit ein für die Brücke kritisches Gefahrenpotential zu Tage. Im ungünstigsten Fall musste gar mit Sturzmassen von 6'000 – 10'000 m³ gerechnet werden. Im Ereignisfall wären damit alle Verkehrsträger von Süden ins Puschlav für Monate unterbrochen.

Es folgten 1999 verschiedene Risikoanalysen, bauliche Massnahmenevaluationen, zusätzliche Instrumentierungen mit Extensometern und das Etablieren eines Frühwarn- und Alarmdispositivs. Im Jahr 2000 erfolgte als chirurgischer Eingriff ohne Sprengarbeiten der heikle Abtrag des 400 m³ grossen, labilen Zwillingsblocks und verschiedene Ankerarbeiten [2] (Fig. 13).

Anhand der neuen Aufschlüsse und der Ankerbohraufnahmen konnte von der Felswand ein detailliertes Befundprofil erstellt werden. Die Gneise der Felsackungsmasse bilden eine vollständig zerlegte, von aussen her kompakt erscheinende Felswand von 5-7 m Stärke. Dahinter folgt ein wirres Blockhauffwerk mit bis mehrere Meter breiten Klüften und Höhlen. Die in der Tiefe folgende Felswand ist ebenfalls von offenen Talklüften durchsetzt. Durch Felsgleiten stottern die entlang der Talklüftung sowie der senkrecht dazu stehenden Trennflächen abgelösten Kluffkörper auf Gleitflächen von 40-50° Neigung über Jahrzehnte talwärts (Fig. 10). Angesichts des extrem hohen Zerlegungsgrads und den grossen Klufföffnungsweiten waren sich alle am Objekt beteiligten Geologen darüber einig, dass Kluffwasser abfliesst und keinen massgebenden Staudruck aufzubauen vermag. Das Monitoring zeigte jedoch, dass im Herbst mit einem Verzug von ~ ½ Tag nach Niederschlägen Verschiebungen im 1/10 mm bis 1 mm Bereich auftraten.

Die im Zweistundentakt automatisch gemessenen, bis 30 m langen Mehrfachextensometer zeigen zwischen September und März Verschiebungen > 5 mm. Im Sommerhalbjahr sind sie leicht rückläufig, wie jene im Val d'Infern. Einige Ankerkräfte widerspiegeln diesen periodischen, saisonalen Trend. Unabhängig davon, ob die Ankerkräfte über die Jahre hinweg abnehmende oder zunehmende Tendenzen zeigen, weisen sie von September bis März schwingungsähnliche Kräftezunahmen bis 20% und zwischen März und September entsprechende Abnahmen auf (Fig. 12). Gleich wie in Mesocco setzen im ebenfalls spröden Gebirgstyp die Felsdeformationen und Ankerkraftzunahmen primär aufgrund des Temperaturabfalls und nicht von Niederschlagszunahmen ein.

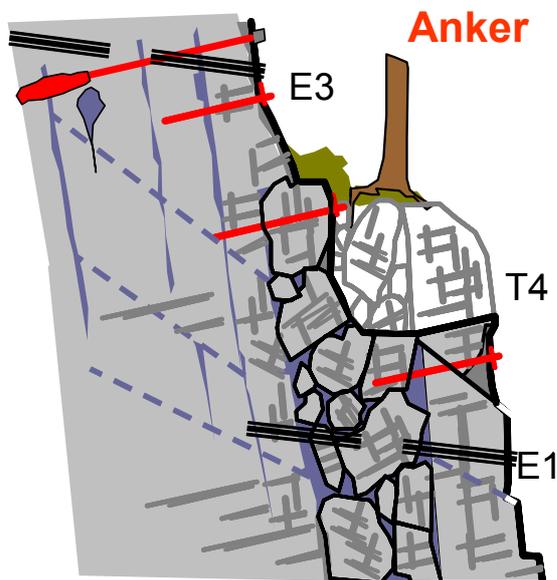


Fig. 13: Lago di Poschiavo: Nach Versetzen der Extensometer (E1-E3), nach Teilabtrag und Ausführung der Ankerarbeiten zeigt das geologische Befundprofil hinter der ~ 5-7m starken Felswand ein Hauffwerk von Blöcken mit grossen Hohlräumen. Die dahinter folgende Felswand ist mit offenen Talklüften K4 zerlegt.

Folgerungen

Das aufgrund der Verschiebungsmessungen, der Klimadaten und des Felstemperaturverlaufs im Val d'Infern für spröde Gebirgstypen abgeleitete, dynamische Temperatur/Kluftwasser Entfestigungsmodell bestätigt sich an den zwei vergleichbaren Objekten in Mesocco und am Lago di Poschiavo. Bei Letzteren korreliert der saisonale Verlauf der Deformationen mit jenem der Ankerkräfte. Verschiebungs- und Ankerkraftzunahme setzen bei Unterschreiten der mittleren Tageslufttemperatur von ~ 10°C ein. Vergleichbare Messungen im duktilen Gebirgstyp zeigen ein vollständig anderes Deformationsverhalten, auf das in dieser Arbeit nicht eingegangen werden kann.

Primär bewirken die jährlichen Temperaturwechsel die oberflächennahe Gebirgsentfestigung (Ermüdung). Dieser dynamische Prozess wird sekundär durch Kluftwasserdruck verstärkt (Rissbildung). Der maximale Kluftwasserdruck bildet sich temperaturbedingt jeweils in der Herbst/Winter-Periode, wenn die Klüfte am weitesten geöffnet sind. Zwischen September und April besteht in spröden Gebirgstypen daher das grösste Felssturzsrisiko, was die Ereignisse im Val d'Infern nachdrücklich bestätigen.

Bis in Felstiefen von 10 m bewirken temperaturabhängige Spannungsänderungen blasbalgähnliche Kluftbewegungen im mm-Bereich, die zu einer dynamischen Gesteinsermüdung führen. Mit sinkender Felstemperatur steigen die Deformationsraten exponentiell. Niederschlagsabhängiger Kluftwasserdruck verursacht bei maximalen Kluftöffnungsweiten starke Deformationsschübe. Diese überlagernden Prozesse bewirken einen Kohäsionsabbau und die Reduktion der Standsicherheit. Die für Felssturz ungünstigsten Verhältnisse sind mittlere Tagestemperaturen < 5°C und starke Niederschläge.

In Felstiefen > 10 m sind keine temperaturabhängigen Entfestigungseinflüsse mehr erkennbar. Kluftwasserdruck wirkt hier nur noch als einer von vielen Auslöseprozessen in Verhältnissen von sehr bescheidener Stabilitätsreserve. Oder er wird als überlagernde Einwirkung von felsmechanisch bedingten Entfestigungsprozessen massgebend (Spannungsumlagerungen). Bei kritischen Stabilitätsverhältnissen treten Ereignisse zufällig und unabhängig von der Jahreszeit auf. In solchen Fällen ist eine Frühwarnung nicht mehr möglich.

Die Analyse und das Verstehen der Entfestigungsprozesse im spröden Gebirgstyp zeigen, dass eine Klimaerwärmung mit Auswirkungen von steigenden Temperaturen und heftigen Niederschlägen auf diese oberflächennahen Prozesse kaum einen wesentlichen Einfluss haben können. Bei Auslöseprozessen von Felssturz spielen Starkniederschläge dagegen eine bedeutende Rolle. Hier kann die Klimaerwärmung kurz bis mittelfristig zu einer Zunahme von Ereignissen führen. Dies so lange, bis die heute kritischen Felsinstabilitäten in den Alpen abgeräumt sind. Dann ist das relative Gleichgewicht wieder eingestellt. Da die Klimaerwärmung ein langsamer Prozess ist, wird diese Ereigniszunahme kaum spürbar sein. Innerhalb der geologischen Entwicklungsdynamik kann somit für den Prozess Felssturz nicht von ausserordentlichen Verhältnissen gesprochen werden.

Referenzen

- [1] Eberhardt, E., Willenberg, H., Loew, S., Maurer, H.R. 2001: Active rockslides in Switzerland – Understanding mechanisms and processes. In: UEF International Conference of Landslides-Causes, Impacts and Countermeasures, 25-34. Verlag Glückauf GmbH Essen.
 - [2] Krähenbühl, R. 2001: Frühwarndienst in einem 1600 km langen Strassennetz. Mitt. Schweiz. Ges. f. Boden- und Felsmechanik, 143: 66-71.
 - [3] Krähenbühl, R. 2004: Gebirgswasser und Deformationen. 4. Kolloquium Bauen in Boden und Fels, Tagungshandbuch: 241-246. Technische Akademie Esslingen, Ostfildern
 - [4] Krähenbühl, R. 2004: Temperatur und Kluftwasser als Ursache von Felssturz. Bull. angew. Geol. 9/1, 19-35
-

Vortrag am 5.11.2004 9:00 – 9:30

"Instabilität von Hangflanken im vorderen Schmirntal und deren Prognoserelevanz für den Brenner Basistunnel"

Florian RIEDL, Geologische Bundesanstalt Wien
Neulinggasse 38
1031 Wien

Zusammenfassung

Die Hangbewegungen „Lorleswald“ und „Hochgenein“ befinden sich im Schmirntal, einem Seitental des Wipptales, und liegen mit einer Fläche von rund 3,5 km² zur Gänze in den Bündner Schiefen der Glocknerdecke.

Auf Basis einer detaillierten strukturgeologischen, geomorphologischen und geotechnischen Bearbeitung lassen sich die Talzuschübe als „tiefgreifend“ klassifizieren. Für eine tiefgreifende Hangverformung sprechen neben den geotechnischen Ergebnissen, die „konkavkonvexe Hangmorphometrie“ („Hochgenein“) und die starke Versteilung der Talzuschubsstirn („Lorleswald“).

Begünstigt wird die Instabilität der Hänge durch ein Zusammentreffen spezieller lithologischer und strukturgeologischer Gegebenheiten. Wechsellagerungen von kompetenten Kalkmarmoren mit inkompetenten Schwarzphylliten, die nahezu hangparallel einfallen, ein duktiler Faltenbau und spröde Strukturen definieren die geologisch-strukturgeologischen Rahmenbedingungen.

1. Einleitung

Im Sommer 2004 wurde im Auftrag der BBT-SE (Brenner Basistunnel Gesellschaft) eine Aufnahme der Talzuschübe „Lorleswald“ (orographisch linkes Schmirntal) und „Hochgenein“ (orographisch rechtes Schmirntal) durchgeführt. Diese Hangbewegungen liegen im geplanten Trassenbereich des Brenner Basistunnels. Untersuchungsgegenstand war das Aufzeigen von möglichen Auswirkungen der Massenbewegungen auf den Tunnelbau bzw. umgekehrt die Beeinflussung der instabilen Hänge durch den Tunnelbau.

Die vorliegende Arbeit soll als Zwischenbericht verstanden werden, da eine Fertigstellung der laufenden Untersuchungen erst im Herbst 2005 erfolgen wird.

- Langsame und tiefgreifende Deformationsvorgänge an Talflanken werden u.a. als „Bergzerreißung“ (Ampferer, 1939), „Talzuschub“ (Stiny, 1941), „deep seated rock slide“ (Terzaghi, 1962) oder „Sackung“ (Clar u. Weiss, 1965; Zischinsky, 1969b) beschrieben.

Tiefgreifende Hangdeformationen haben Auswirkungen auf technische Bauwerke, wie z. B. auf Verkehrswege- und Untertagebauten, auf Stauräume und Wildbachverbauungen.

Spaun (1985) berichtet über die beträchtlichen Erschwernisse bei Ausbau- und Sicherungsmaßnahmen im Tunnelvortrieb, verursacht durch Spannungsumverteilungen im gestörten Gebirge.

Poscher (1990) zeigt die Zerstörung von konventionellen Sperrbauwerken am Beispiel des Talzuschubs „Lahnstrichbach“ („Zillertal“, Tirol) auf.

Dalgic (2003) dokumentierte folgende geotechnischen Probleme, die beim Bau des „Tuzla Tunnel“ (Türkei), im Bereich von tiefgreifenden Störungs- und Scherzonen auftraten:

- Instabilität der Ortsbrust und erhöhte Verbruchgefahr während des Vortriebes
- Starke Deformation in bestimmten lithologischen Einheiten (quellfähige Tonminerale,...)
- Versagen von technischen Stützbauwerken
- Exzessiver Wasserzutritt

Die Zerstörung bzw. die Beeinträchtigung dieser Bauwerke erfolgte durch aktiven Gebirgsdruck, der sich durch eine Übersteilung des Hangfußes äußert. Ein negativer Rückkoppelungseffekt und eine weitere Destabilisierung der Talflanken entsteht durch die erhöhte Hangfußerosion des einschneidenden Vorfluters.

2. Aufgabenstellung und Methodik

Die Ziele dieser Arbeit waren u.a. die Lokalisierung der tiefgreifenden Scher- bzw. Gleitzonen, die Erfassung der Geometrie der Hangverformungen und die Bestimmung der geotechnischen Eigenschaften. Daraus resultierend konnte die kinematische Interpretation der Talzuschubsprozesse abgeleitet werden.

Eine detaillierte Geländeaufnahme ist Voraussetzung für die Einschätzung von solchen tiefgreifenden Hangdeformationen.

Nachstehende Untersuchungsmethoden wurden angewandt:

- Luftbildauswertung
- Geologisch – strukturgeologische Kartierung
- Geomorphologische Detailkartierung (1:5.000)
- Geotechnische Festgesteinsklassifizierung
- Hydrogeologische Übersichtskartierung

2.1 Geomorphologie

Die geomorphologische Legende orientiert sich nach den Richtlinien der WLW (Scheikl, Wanker, Poscher, 1997). Die Abtragsprozesse wurden nach ihrer Aktivität von rezent bis relik eingestuft.

2.2 Geotechnische Charakterisierung

Die Festgesteinsklassifikation erfolgte mittels Geological Strength Index (GSI, Hoek et al. 1998) für schwach und stark geschieferte Gesteine. In ausgewählten Bereichen wurde ergänzend zum GSI der geotechnische Dokumentationsvorschlag für Felsaufschlüsse von Rockenschaub (1991) angewandt.

2.2.1 Geological Strength Index (GSI)

Der GSI ist durch die Beschreibung der Struktur („structure“) und der Oberflächenbeschaffenheit („surface conditions“) definiert.

Die Strukturtypen werden unterteilt in: *intact rock, blocky, very blocky, blocky/disturbed, disintegrated, foliated/laminated/sheared*; die Oberflächenbeschaffenheit wird in *very good, good, fair, poor, very poor* eingestuft. (vgl. Klassifikationstabelle Hoek et al. 1998).

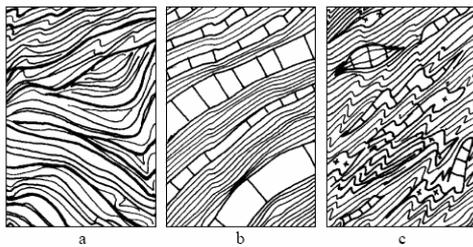
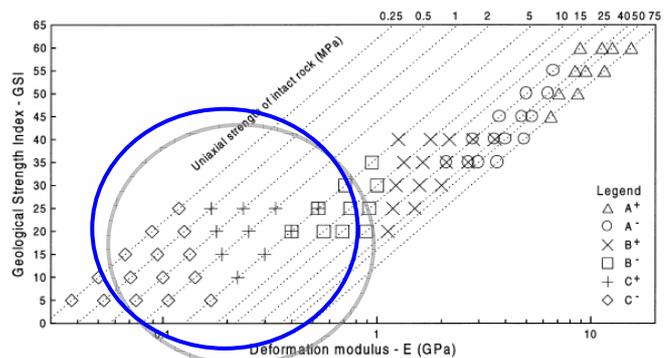


Fig. 7
 a Foliated/laminated/sheared rock structure. b The seamy rock mass type consisting of intercalated rock members of strikingly different competence which are differentially deformed (sheared, folded and faulted). c A chaotic rock mass comprising lensified hard rock bodies and boudinaged quartz or calcite lenses floating in a sheared soil-like environment. The rock mass structure is scale-independent and its influence depends upon the scale of the engineering structure

$$E_m = \sqrt{\frac{\sigma_{ci}}{100}} \cdot 10^{\left(\frac{GSI - 10}{40}\right)}$$

Abb. 1
 Durch die Ermittlung des GSI wird der Deformationsmodul (E_m) bestimmt
 aus Hoek et al. 1998



A ⁺	Medium strong to strong metasandstone or limestone rock mass, interlocked, with angular blocks formed by four or more discontinuity sets with rough and MW to SW surface condition.
A	The lower E_m values of this field derive either from lower σ_{ci} values due to weathering-tectonic weakening of the intact rock material, or from lower GSI values reflecting the decreased surface quality due to shearing / mylonitization and weathering.
B ⁺	Medium strong to weak, thinly foliated sericite sandstone / schist or greywacke, with occasional boudins of quartz.
B	The lower E_m values may derive either from lower σ_{ci} values due to weathering-tectonic weakening of the intact rock material, or from lower GSI values reflecting the decreased surface quality due to shearing / mylonitization and weathering.
C ⁺	Weak to very weak, laminated argillaceous shale or phyllite, with boudins of quartz or lenticular blocks of intact rock in a soft rock environment.
C	The lower E_m values bottom left derive either from lower σ_{ci} values due to weathering-weakening of the intact rock material, or to lower GSI values reflecting the absence of blockiness and the decreased surface quality due to shearing / mylonitization and weathering.

2.2.2 Geotechnische Dokumentationsvorschlag (Rockenschaub, 1991)

Dieser Dokumentationsvorschlag bezieht sich auf folgende Parameter (vgl. Rockenschaub, 1991):

- Mittlerer Trennflächenabstand (Kluftziffer k, TA 1– TA 6)
- Mittlere Kluftkörpergröße (KG 1 – KG 5)
- Mittlerer linearer Auflockerungsgrad (AG 1 –AG 4)
- Beurteilung der Gebirgsfazies (sehr gut – schlecht)

2.3 Hydrogeologie

Ergänzend zu den angeführten Methoden wurde eine erste Temperatur- und Leitfähigkeitsmessung sämtlicher Quellen vorgenommen, um mögliche Hinweise auf deren Wasserwegigkeiten bzw. deren Verweildauer zu erhalten. Die Messung beschränkte sich auf die hydrogeologische und hydrologische Kartierung von Quellen, Vernässungszonen und Gerinnen.

3. ERGEBNISSE

3.1. GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Das Projektgebiet liegt in den Bündner Schiefern der Glocknerdecke, am westlichen Rand des Tauernfensters. Innerhalb der Glocknerdecke treten Wechselfolgen von Kalkglimmerschiefern, Kalkphylliten, kalkfreien Phylliten und untergeordnet Grünschiefern (Prasiniten) auf. Die Bündner Schiefer wurden grundsätzlich, abhängig von ihrem Karbonatgehalt, in „kalkarme“ und „kalkreiche“ Typen unterteilt. Die „kalkarmen Bündner Schiefer“ bestehen vorwiegend aus Phylliten, Schwarzphylliten und Kalkphylliten, die „kalkreichen“ hingegen aus Kalkschiefern, Kalkmarmoren und Kalkglimmerschiefern.

3.1.1 Lithologisches Inventar

Kalkarme Bündnerschiefer (Talzus Schub „Lorleswald“)

Zwischen der Gammerspitze und der Ottenspitze ist der Gratbereich durch das Auftreten von graphitreichen Schwarzphylliten, kalkarmen dunklen Phylliten und untergeordnet Kalkmarmoren gekennzeichnet.

Schwarzphyllite

Der erhöhte graphitische Anteil, die wenig feste, dünnblättrige Ausbildung der Schieferung und das schwarze Aussehen beschreiben diesen in der Regel karbonatfreien Gesteinstyp.

Phyllite (kalkarm, dunkel)

Im Gegensatz zu den Schwarzphylliten zeigen diese Phyllite einen geringeren Graphit- und Kalkgehalt. Der Geländebefund ergab, aufgrund der dunkelgrauen bis schwarzen Gesteinsfarbe und dem dünnblättrigem Gefüge, Ähnlichkeiten zu den Schwarzphylliten.

Kalkmarmore

Am Grat „Leiten“ sind, schieferungskonkordant und in Wechsellagerung mit den kalkarmen Phylliten und Schwarzphylliten, hellgraue massige Kalkmarmore aufgeschlossen, die Bankungen im dm- bis m-Bereich aufweisen.

Kalkreiche Bündnerschiefer (Talzus Schub „Hochgenein“)

Kalkschiefer, Glimmermarmore

Das kompakte Aussehen, die schwach ausgeprägte Schieferung und die hell- bis ockerbraune Gesteinsfarbe lässt eine deutliche Differenzierung zu den Kalkphylliten und Kalkmarmoren zu.

Kalkphyllite

Dieser hellgraue bis blaugraue Gesteinstyp enthält einen erhöhten Karbonatanteil. Der Phyllit ist gekennzeichnet durch kompaktere kalzitische Zwischenlagen im mm-Bereich, was eine Verminderung der Teilbeweglichkeit zur Folge hat.

3.1.2 Strukturgeologische Aufnahme

Der duktile Faltenbau innerhalb der Bündnerschiefer und die überprägende spröde Deformation bewirken eine Verschlechterung des Gebirgsverbandes.

Abb. 2
 Modifiziertes
 Deformationsschema
 aus der BBT
 Projektphase I für das
 nordwestliche
 Tauernfenster
 (Rockenschaub et al.
 2001)

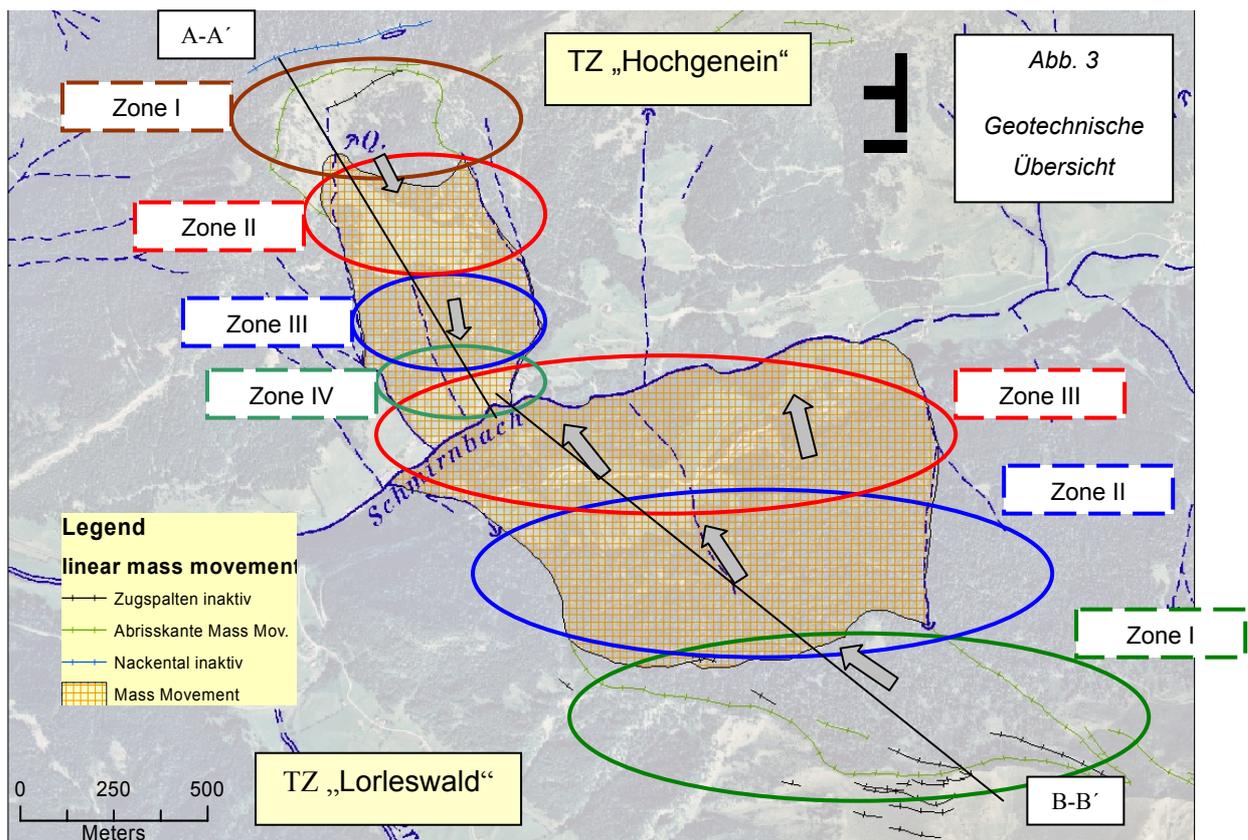
		Foliation	Folds	Stretching lineation
Deposition	Appearance/name	S ₀ first foliation, compositional layering	-	-
	Orientation	overprinted by IsoF ₁ ; S ₀ is transposed by S ₁	-	-
D ₁	Appearance/name	S ₁ (main foliation)	isoclinal, IsoF ₁	StrLin ₁
	Orientation	N of the 'Tuxer Kern' moderately steep N-NW-dipping, in the Pfitsch-Valley SW- to S-dipping	fold axes: shallowly W plunging, axial planes: variably steep N-NW dipping (occasionally S)	parallel to IsoF ₁ fold axes
D ₂	Appearance/name	no new foliation formed	tight, F ₂	no stretching lineation
	Orientation	-	fold axes: refolded by F ₃ , originally shallowly NW-plunging	-
D ₃	Appearance/name	APS ₃ of the Nordrahmenzone, pressure solution S ₃ of the Brenner Normal Fault	tight folds, F ₃	StrLin ₃

Im Bereiche der Talzusubsprozesse „Lorleswald“ und „Hochgenein“ dominieren die Deformationsphasen D1 und D3. D1 beschreibt die flach liegenden isoklinalen Falten (F1). D3 wird repräsentiert durch den engen südvergenten Faltenbau (F3). Die Deformationsphase D2 wurde von Ledoux (1982) im östlicheren Bereich (Hintertux) beschrieben und ist im Projektgebiet nur sehr untergeordnet vertreten. Die Achsenebenen von F1 entsprechen der dominanten Hauptschieferung, welche mit 40-50° nach NW-N einfällt. Die Achsenebenen der F3 – Faltungen weisen ein Einfallen zwischen 20-30° nach ± N auf. Die Faltenachsen tauchen in Richtung W (270°) bis WNW (290°) ab.

4. Morphologische Charakteristik

4.1 LUFTBILDAUSWERTUNG

Aufgrund der Luftbildauswertung können die Talzuschiebe in verschiedene charakteristische Zonen gliedern werden.



Talzus Schub „Lorleswald“

- Zugspalten im vorderen und hinteren Gratbereich (Zone I)
- Gestuftes treppenartiges Hangprofil (Zone II)
- Separation in vier Teilbewegungskörper (Zone III)
- Versteilung der Talzuschubsstirn (Zone III)

Talzus Schub „Hochgenein“

- Zugspalten *untergeordnet* im Abrissbereich (Zone I)
- Kesselförmiger, konkaver Muschelausbruch (Zone I u. Zone II)
- Konkaves Hangprofil (Zone III)
- Fehlende Versteilung der Talzuschubsstirn (Zone IV)

Die aus der Luftbilddauswertung vermuteten differenzierten Bewegungsmechanismen der Talzuschübe wurden im Zuge der Geländearbeiten bestätigt. Die markantesten morphologischen Unterschiede liegen im Abrissbereich. Die Hangbewegung „Hochgenein“ weist einen kesselförmigen konkaven Muschelausbruch auf, und „Lorleswald“ ist im Gratbereich gekennzeichnet durch die zunehmende Ausbildung von Zugspalten.

4.2 MORPHOLOGISCHE VERHÄLTNISSE INNERHALB DER HANGBEWEGUNG

4.2.1 Talzus Schub „Lorleswald“

Nach Abschluss der Geländearbeiten wird der Talzus Schub „Lorleswald“ in folgende drei Zonen unterteilt:

- Zone I: Gratbereich – Zugspalten / Abrisskante (2170 – 1850 m ü.d.M.)
- Zone II: Mittlerer Hangbereich (1850 – 1450 m ü.d.M.)
- Zone III: Unterer Hangbereich – Talzuschubsstirn (1450 – 1200 m ü.d.M.)

Zone I: Gratbereich - Abrisskante und Lineamente (2170 – 1850 m ü.d.M.)

Das Erscheinungsbild ist geprägt durch das vermehrte Auftreten von subrezentem bis fossilen Zugspalten, Doppelgratbildungen bis hin zur beginnenden Berzerreißung („Ottenspitze“). Die Zugspalten im hinteren Gratbereich („Leiten“) lassen den Ausstrich von Gleit- bzw. Scherzonen vermuten, welche Streichrichtungen von NW-SE einnehmen.

Rezente gravitative Sekundärprozesse sind im untergeordneten Ausmaß vorhanden und treten vereinzelt in Form von Felsstürzen im Bereich „Leiten“ auf.

Zone II: Mittlerer Hangbereich (1850 – 1450 m ü.d.M.)

Im Vergleich zum Gratbereich, wo Hangneigungen von 35 – 55° auftreten, wurden im mittleren Abschnitt flachere Winkel von 15 – 25° ermittelt. Vorwiegend

relikte Rotationsrutschungen mit erkennbaren relikten Anbrüchen („scarps“) und untergeordnet kleinräumigeren Vernässungszonen kennzeichnen diesen vegetationsreichen Abschnitt.

Zone III: Unterer Hangbereich - Talzuschubsstirn (1450 – 1200 m ü.d.M.)

Der untere Abschnitt erstreckt sich von der „Muchner Siedlung“ bis zum Schmirnbach. Die Übersteilung zum Schmirnbach, die ausgebildete Erosionskante und die aktiven Sturzprozesse innerhalb der Uferanbrüche deuten in diesem Bereich auf noch nicht abgeschlossene Prozesse hin. Durch die Verbauung des Schmirnbaches mittels Staffelung und Konsolidierungssperren wurde die erhöhte Sohl- und Seitenerosionswirkung des Vorfluters bereits reguliert.

4.2.2 Talzuschub „Hochgenein“

Der Talzuschub „Hochgenein“ wird auf Basis der morphologischen Gegebenheit zonal gegliedert:

- Zone I: Gratbereich – Muschelausbruch (1950 – 1820 m ü.d.M.)
- Zone II: Sackungsbereich (1820 – 1620 m ü.d.M.)
- Zone III: Mittlerer Hangbereich – Konvexometrie (1620 – 1320 m ü.d.M.)
- Zone IV: Unterer Hangbereich (1320 – 1150 m ü.d.M.)

Zone I: Gratbereich Muschelausbruch (1950 – 1820 m ü.d.M.)

Der ausgeprägte Muschelausbruch wurde bereits in der Luftbildauswertung erkannt und gibt erste Hinweise auf die Kinematik der Hangverformung. Der Gratbereich weist mit seinen einzelnen Lineamenten („Zugspalten“) und den wenig geklüfteten Felsstufen relativ stabile Verhältnisse auf.

Zone II: Sackungsbereich (1820 – 1620 m ü.d.M.)

Im Grenzbereich zwischen Zone I und Zone II treten vermehrt Vernässungs- und Versickerungszonen zutage. Die elektrischen Leitfähigkeiten der Wässer decken ein Spektrum von 250 – 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ab und die Wassertemperaturen liegen zwischen 8 und 13°C.

Zone III: Mittlerer Hangbereich - Konvexometrie (1620 – 1320 m ü.d.M.)

Das konvexe Hangprofil reicht, im Vergleich zum Talzuschub „Lorleswald“, nicht bis zum Hangfuß. Die Hangneigungen von 28 - 34° sind deutlich steiler als jene von Zone II, die Neigungswinkel von 8 – 18° aufweist.

Kleinmaßstäbliche sekundäre Escheinungen wie aktive Boden- oder Rinnenerosionen prägen die Abschnitte zwischen 1400 und 1550 m ü.d.M.

Die bis zu 100 m hohen Felsstufen zeigen ähnlich stabile Verhältnisse wie sie in Zone I beschrieben wurden.

Zone IV: Unterer Hangbereich (1320 – 1150 m ü.d.M.)

Die fehlende Hangversteilung, die konstante Neigung von ca. 28° und die mangelnde Erosion des Vorfluters sind u. a. Indizien für abgeschlossene Prozesse.

Flachgründige Rotationsrutschungen auf einer Höhe von 1200 – 1240 m ü.d.M. sind Zeugen relikter Hangexplosionen, verursacht durch ein Starkniederschlagsereignis im Jahre 1976.

5. Geotechnische Festgesteinsklassifikation

Die gebirgsfazielle Aufnahme der Festgesteine (vgl. 2.2) erfolgte nach den Arbeiten von Rockenschaub (1991) und Hoeck et al. (1998).

5.1 TALZUSCHUB „LORLESWALD“

5.1.1. GSI – Geological Strength Index

Den unter 3.1.1 angeführten Lithologien (Phyllite, Schwarzphyllite,...) werden „structure“ - Werte der Kategorie „foliated/laminated/sheared“ zugewiesen. Die vereinzelt, im dm-Bereich eingeschalteten, kompetenten Kalkmarmore, wurden nicht separat berücksichtigt. Begründet durch die geringe Mächtigkeit einerseits und andererseits durch die geringe laterale Erstreckung.

Gebunden an die Abrisskante, an die seitliche Begrenzung und an den Hangfuß wird die „surface condition“ mit „poor“ bis „very poor“ (GSI: 7 - 12) beschrieben.

Der östliche Fortsatz am Gratbereich weist bis auf eine Höhe von ca. 1800 m ü.d.M. verbesserte GSI - Werte von 17 - 22 auf.

Innerhalb von Zone II (vgl. 4.2.1) wird der Gebirgszustand mit GSI - Werten von 24 – 30 klassifiziert.

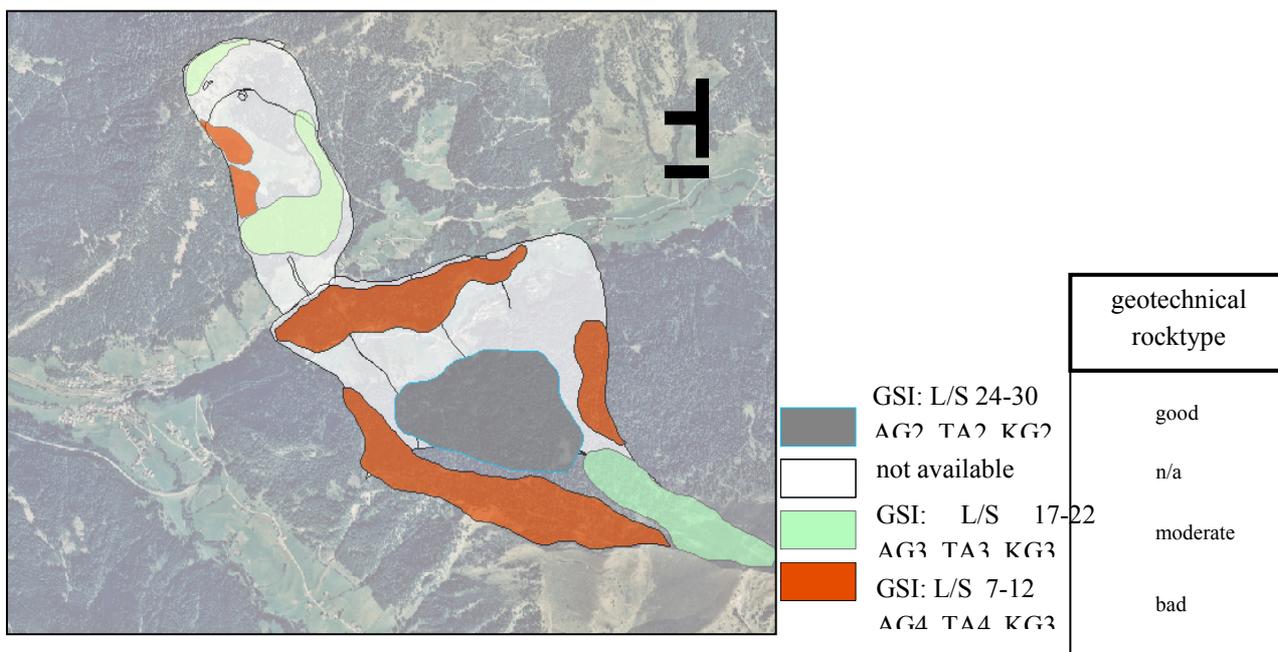


Abb. 4
Geotechnische Festgesteinskartierung

5.1.2. Geotechnische Dokumentationsvorschlag

Ein deckungsgleiches Verhaltensmuster zeigen die Parameter aus dem geotechnischem Dokumentationsvorschlag von Rockenschaub (1991). In den instabilen Bereichen wurden erhöhte Trennflächenabstände (TA 4: 30 – 10 cm), Kluftkörpergrößen (KG 3: 60 – 20 cm) und erhöhte mittlere lineare Auflockerungsgrade (AG 4: > 30 mm/m) aufgenommen. Daraus kann eine „schlechte“ Beurteilung der Gebirgsfazies abgeleitet werden.

Abb. 5
Geotechnische Parameter - Talzus Schub „Lorleswald“

Abkürzungen: f/l/s-structure: foliated/laminated/sheared; TA: mittlerer Trennflächenabstand; KG: mittlere Kluftkörpergröße; AG: mittlerer linearer Auflockerungsgrad

	GSI (Hoeck et al 1998)	Dokumentationsvorschlag (Rockenschaub 1991)
Abrisskante, seitliche Begrenzung und Hangfuß	structure: f/l/s surface condition: „poor“ bis „very poor“ (7 – 12)	TA 4: 30 - 10 cm KG 3: 60 - 20 cm AG 4: > 30 mm/m
Östliche Gratbereich	structure: f/l/s surface condition: „poor“ (17 – 22)	TA 3: 100 - 30 cm KG 3: 60 - 20 cm AG 3: 15 - 30 mm/m
Zone II	structure: f/l/s surface condition: „fair“ bis „poor“ (24 – 30)	TA 2: 300 - 100 cm KG 2: 200 - 60 cm AG 2: 5 - 15 mm/m

5.2 TALZUSCHUB „HOCHGENEIN“

5.2.1. GSI – Geological Strength Index

Die geotechnische Gebirgsfazies innerhalb des Talzuschubes „Hochgenein“ ist charakterisiert durch höhere GSI – Werte als in Talzus Schub „Lorleswald“. Begründet ist dies unter anderem durch die Einlagerung kompakter Kalkschiefer, die in Wechsellagerungen mit den Kalkphylliten eine Mächtigkeit von bis zu 200 m besitzen (1300 – 1500 m ü.d.M.).

In Zone I und Zone III (vgl. 4.2.2) treten Gebirgszustände auf, die mit „foliated/laminated/sheared rock structure“ GSI – Werte von 15 – 19 einnimmt. Mit Ausnahme der westlichen Begrenzung, wo verschlechterte Werte zwischen 9 – 14 aufgenommen wurden, zeigt der Talzus Schub „Hochgenein“ insgesamt einen stabileren Gebirgsverband als „Lorleswald“.

Abb. 6
Geotechnische Parameter - Talzus Schub „Hochgenein“
Abkürzungen siehe Abb. 5

	GSI (Hoeck et al 1998)	Dokumentationsvorschlag (Rockenschaub 1991)
Westliche TZ-Grenze	structure: f/l/s surface condition: „poor“ bis „very poor“ (9 – 14)	TA 4: 30 - 10 cm KG 3: 60 - 20 cm AG 4: > 30 mm/m
Zone I und Zone III	structure: f/l/s surface condition: „poor“ (15 – 19)	TA 3: 100 - 30 cm KG 3: 60 - 20 cm AG 3: 15 - 30 mm/m

6. Kinematik der Hangbewegungen

Auf Basis einer detaillierten Geländebeobachtung konnte, trotz fehlender geophysikalischen Untersuchungen, die Kinematik der Hangbewegungen geklärt werden.

Die geologische und strukturelle Ausgangssituation ist repräsentiert durch hochteilbewegliche Phyllite. Diese Phyllite haben polyphas duktile, semiduktile bis spröde Deformationsstadien durchlaufen (vgl. 3.1.2).

Köhler (1985) beschreibt die geomechanische Eigenschaft der Phyllite. Das wichtigste Merkmal ist die ausgeprägte engständige Schieferung, die dem Gestein eine erhöhte Teilbeweglichkeit verleiht (vgl. 3.1.1).

Der Talzus Schub „Lorleswald“ als auch der Talzus Schub „Hochgenein“ kann nach dem Klassifikationsschema von Hermann (1996) in das „Finale Stadium“ gestellt werden.

Die geomorphologische Charakteristik mit den überwiegend relikten/subrezenten Prozessen und der konkavkonvexen Hangmorphometrie lassen diese Einstufung zu.

Der markante Muschelausbruch bei „Hochgenein“ spricht unter anderem dafür, dass es sich um einen „*rotationalen Talzus Schub*“ handelt (vgl. Bunza, 1982).

„Lorleswald“ hingegen deutet aufgrund dem fehlendem konkaven Abrissbereich, dem hangparallelem Schieferungseinfall und der Separation in vier Teilbewegungskörper auf einen „*gleitenden Talzus Schub*“ hin.

Die geometrisch ermittelten und die im Gelände angetroffenen Indizien lassen folgenden Tiefgang der Scher- bzw. Gleitzonen konstruieren:

Talzus Schub „Lorleswald“: 60 bis 80 m
 Talzus Schub „Hochgenein“: 100 bis 120 m

Das Vorkommen der Zugspalten auf unterschiedlichen Höhen erhärtet die Vermutung, dass mehrere Scher- bzw. Gleit zonen ausgebildet sind, wie sie Moser & Glumac (1983) am Beispiel „Gradenbach“ annehmen.

Geodätische, geophysikalische als auch hydrogeologische Untersuchungen ($\delta^{18}\text{O}$ -Isotopen) sind jedoch Grundvoraussetzung um die Kinematik und Deformationsraten solch tiefgreifender Hangverformungen quantitativ eindeutig erfassen zu können.

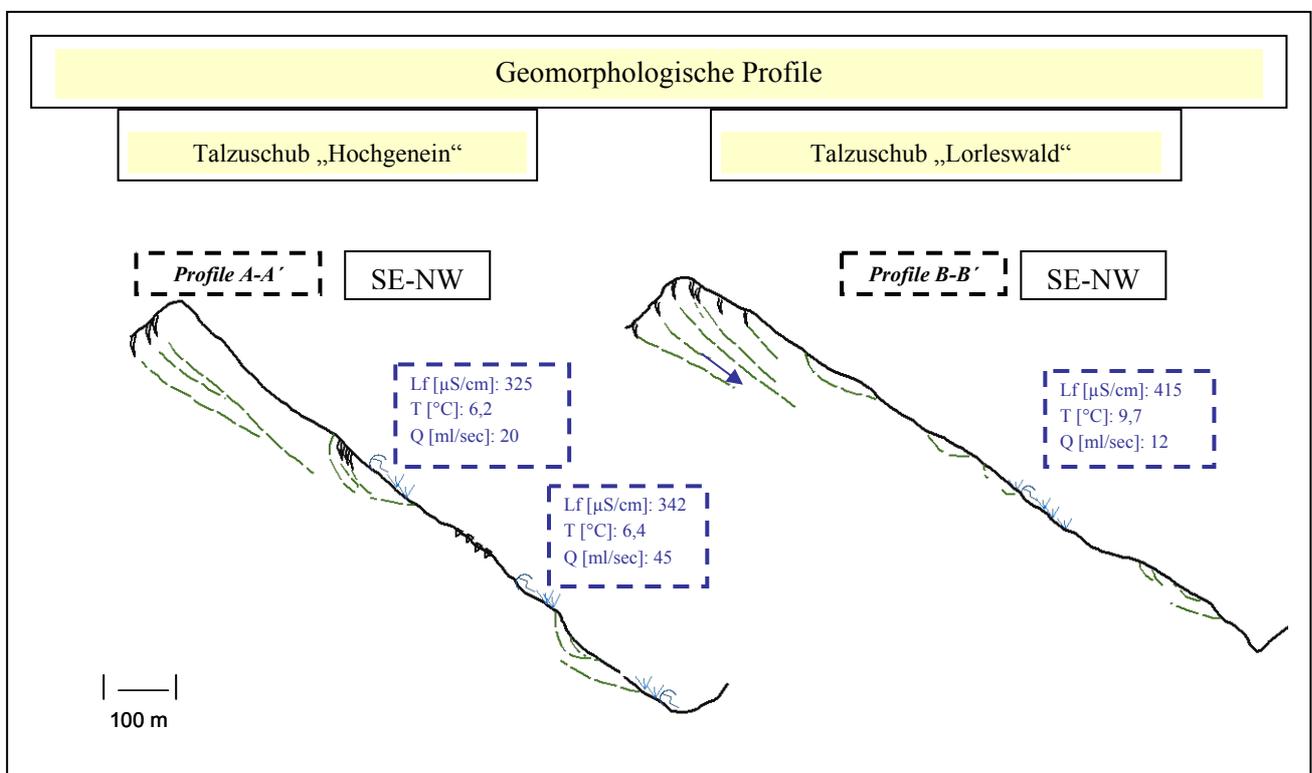


Abb. 7
 Geomorphologische Profile (vgl. Abb. 3)

Dank

Zu Dank bin ich Herrn Dr. Rockenschaub (Geologische Bundesanstalt, Wien) für wertvolle Hinweise und für die Durchsicht des Manuskripts verpflichtet.

Dem Auftraggeber BBT-SE für die zur Verfügung gestellten digitalen Daten (Orthofotos, Höhenmodell) und für die Zustimmung zur Publikation.

Literatur

- Ampferer, O. (1939): Über einige Formen der Bergzerreißung. – Sitzber. Akad. Wiss., Mathem. – naturwiss. Kl., Abt. 1, Bd. 148, H. 1& 2: 1–14; Wien.
- Bunza, G. (1982): Systematik und Analyse alpiner Massenbewegungen. – in: Geologisch-morphologische Grundlagen der Wildbachkunde, Schriftreihe des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft, Heft 17, 1-84; München.
- Clar, E. u. Weis, P. (1965): Erfahrungen im Talzuschub des Magnesit-Bergbaues auf der Millstätter Alpe. – Berg- und Hüttenmänn. Monatsh. 110, 447-460; Wien.
- Dalgic, S. (2003): Tunneling in fault zones, Tuzla tunnel, Turkey. – Tunneling and Underground Spaces Technology 18, 453-465; Istanbul
- Hermann, S. (1996): Initiale Bergzerreißung als Gefahrenherd für Bergstürze, Nährgebiet für Muren und Großrutschungen. Beispiele aus dem Naturpark Sölkertäler, Österreich. – Int. Symp. Interpraevent, Bd. 1, 409-418; Garmisch-Partenkirchen.
- Hoeck, E., Marinos, P., Benissi, M. (1998): Applicability of the geological strength index (GSI) classification for very poor and sheared rock masses. The case of the Athens schist formation.
– Bull. Eng. Geol. Environ. 57, 151-160;
- Köhler, M. (1985): Großräumige Massenbewegungen in Quarzphylliten und ihre baueologischen Auswirkungen. – Geotechnik 1/85, 8-14; Essen (VGE).
- Moser, M. und Glumac, S. (1983): Geotechnische Untersuchungen zum Massenkriechen in Fels am Beispiel des Talzschubes Gradenbach (Kärnten). – Verh. G.B.-A., 1982/3, 209-241; Wien.
- Poscher, G. (1990): Geotechnische und morphologische Untersuchungen im Bereich des Talzschubes „Lahnstrichbach“ / Fügenberg. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, Bd. 17, 39-49; Innsbruck.
- Rockenschaub, M. (1991): Vorschlag zur geotechnischen Dokumentation von Felsaufschlüssen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 37, 37-49; Wien.
- Rockenschaub et al. (2001): Endbericht der Projektierungsphase I des Brenner Basistunnels. – Unveröffentl. Bericht, Geologische Bundesanstalt; Wien
- Scheikl, M., Wanker, W. u. Poscher, G. (1997): Innovative ingenieurgeologische Methoden im alpineologischen Sektor. – Unveröffentl. Bericht, Büro ILF, 77-96; Innsbruck.
- Spaun, G. (1985): Tunnelbau in instabilen Hängen. – Geotechnik, 1/85; Essen (VGE).
- Stini, J. (1941): Unsere Täler wachsen zu. – Geol. u. Bauwesen, 13, Bd. 3, 71-79; Wien (Springer).
- Terzaghi, K. (1962): Stability of Steep Slopes on Hard Unweathered Rock. – Geotechnique, Bd. 12, 251-270; London.
- Zischinsky, U. (1969 b): Über Bergzerreißungen und Talzuschub. – Geol. Rundschau, Bd. 58, 3, 974-983; Stuttgart (Enke).

Vortrag am 5.11.2004

10:40 – 11:10

**"Die beim Vortrieb des Tunnels Vomp -Terfens angetroffenen
geologischen Verhältnisse"**

Markus SCHOLZ, Baugeologisches Büro Bauer, Garching

Die geologischen Verhältnisse des Tunnels Vomp-Terfens

Marcus Scholz & Manfred Köhler

Dr. Marcus Scholz, Team Baugeologie Vomp (Baugeologisches Büro Bauer/München & Dr. Sven Jacobs/Korneuburg), Neue Landstraße 4a, A-6123 Terfens, marcusscholz@mac.com

Dr. Manfred Köhler, Brenner Eisenbahn Gesellschaft, Neuhauserstraße 7, A-6020 Innsbruck manfred.koehler@beg.co.at

Zusammenfassung

Der Tunnel Vomp-Terfens ist das erste Hauptbaulos der neuen Unterinntaltrasse zum Ausbau der Strecke München – Verona auf österreichischem Staatsgebiet. Es handelt sich hierbei um einen ca. 7,3 km langen zwei- und dreigleisigen Tunnel in bergmännischer Bauweise. Einer der drei Tunnelvortriebe durchörtert die Festgesteine der kalkalpinen Trias. Die beiden im Westen gelegenen Vortriebe verlaufen nahezu vollständig in den quartären Lockergesteinen der Gnadenwald-Terrasse. Im westlichen dieser Teilabschnitte wurden bis Januar 2005 Grundmoränenmaterial, Terrassenschotter und verschiedene Eisrandbildungen angetroffen. Bemerkenswert ist, dass die quartären Sedimente durch steil stehende Störungen durchtrennt waren. Diese Störungen wirkten als Wasserstauer und untergliederten den Aquifer in einzelne Becken. Die Auswertung der Ortsbrustkartierungen und der Erkundungsbohrungen ergibt Hinweise auf einen Staffelbruch in den quartären Sedimenten. Als Ursache für den Staffelbruch können vermutlich Setzungen innerhalb der Lockergesteinsfüllung des Inntals - insbesondere innerhalb der Seesedimente - gesehen werden. Die ingenieurgeologischen Besonderheiten werden am Rande erläutert.

1 Übersicht

1996 nahm die BEG mit der Aufgabe der Realisierung des Ausbaus der Strecke München – Verona auf österreichischem Staatsgebiet ihre Tätigkeit auf. In einem ersten Schritt galt es, den Streckenabschnitt Kundl/Radfeld–Baumkirchen der Zulaufstrecke Nord mit einer Längserstreckung von ca. 40 km baureif zu planen. Der heutige Trassenverlauf im Unterinntal ist das Ergebnis einer intensiven planerischen Auseinandersetzung mit den für die Umweltverträglichkeitsprüfung relevanten Schutzgütern und den Anforderungen einer Hochleistungsstrecke.

Der Abschluss der UVP konnte mit dem Umweltverträglichkeitsgutachten plangemäß im Jahr 1999 erreicht werden. Die eisenbahnrechtliche Baugenehmigungsverhandlung wurde im Herbst 2001 abgewickelt. Im Frühjahr 2002 wurde schließlich der Bescheid zur Baugenehmigung erteilt. Um eine effiziente Bauabwicklung zu ermöglichen erfolgte eine Einteilung der Gesamtstrecke in insgesamt sieben Baulose.

Im August 2003 erfolgte der Baubeginn der Hauptbaumaßnahmen im Hauptbaulos H5, Tunnel Vomp/Terfens. Mit den bergmännischen Vortriebsarbeiten selbst wurde im Oktober 2003 begonnen. Es handelt sich hierbei um einen 7.735 m langen 2-gleisigen Tunnel in bergmännischer Bauweise mit einem Ausbruchsquerschnitt von ca. 111 m² bzw. 125 m². Über eine Länge von 2.276 m wird ein 3-gleisiger Abschnitt mit 202 m² Ausbruchsquerschnitt für einen Überholbahnhof errichtet. Die Gesamtbauzeit für den gegenständlichen Tunnel beträgt ca. 41 Monate. Das vertragliche Gesamtbauende ist im Januar 2007 vorgesehen.

Der Tunnel wird von insgesamt drei Angriffen aus aufgeföhren. Zwei bergmännische Vortriebe erfolgen vom Zwischenangriff über eine Zugangskaverne in der Schottergrube „Derfesser“: Richtung Osten der Vortrieb H5O von km 52,112 bis km 48,120 (3.992 lfm Tunnel) und Richtung Westen der Vortrieb H5W von km 52,112 bis km 54,055 (1.943 lfm Tunnel). Der Vortrieb H5T wird von Terfens aus zwischen km 55,755 bis km 54,055 (1.700 lfm Tunnel) durchgeführt. Gemäß dem letztgültigen Planungsstand werden ca. 4.325 lfm im Lockermaterial und ca. 3.310 lfm im Festgestein vorgetrieben. Von NBS-km 55+755 bis NBS-km 55+855 wird der Tunnel in offener Bauweise hergestellt.

Zusätzlich werden zur Erfüllung der Sicherheitsvorschriften außer dem bereits zu einem großen Teil im Rohbau errichteten Rettungstollen zwei Rettungsschächte sowie drei Seitenstollen erbaut. Das Gesamtausbruchsvolumen für das Baulos H5 beläuft sich auf etwa 1.180.000 m³

2 Geologie im Projektgebiet

2.1 Geologischer Überblick

Der Vortrieb H5O liegt im Bereich des von Lockergesteinen bedeckten Felsrückens des Vomper Berges. In diesem Abschnitt werden einerseits die unterschiedlichen Festgesteine der Walderjoch Antiklinalzone nördlich von Fiecht sowie die Festgesteine der Vomperbach Schuppenzone durchörtert (Raibler Formation, Wetterstein Formation und Hauptdolomit Formation). Andererseits verläuft der Vortrieb H5O in den Lockergesteinen des Vomperbaches.

Die Vortriebe H5W und H5T verlaufen nahezu vollständig in den quartären Lockergesteinen der Terfener- bzw. Gnadenwald-Terrasse. Im östlichsten Teilabschnitt werden auch die Deltasedimente des Vomper Baches und alluviale Schwemmfächersedimente durchörtert.

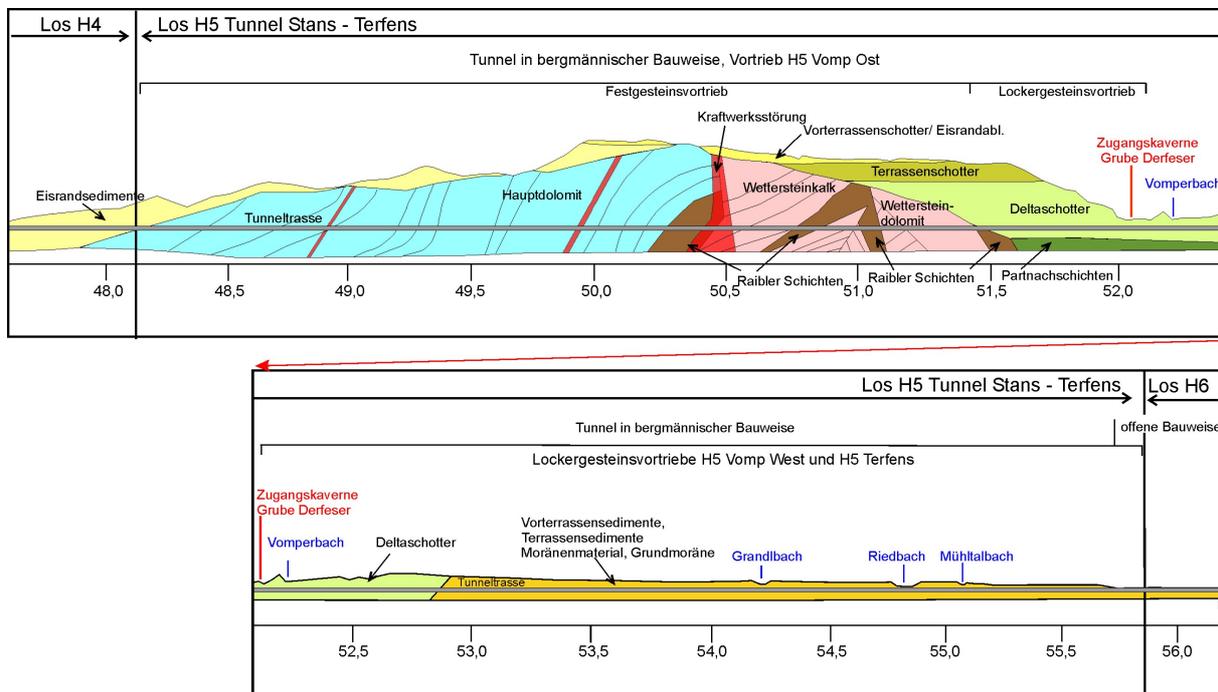


Abb. 1: Tunnel Vomp-Terfens, geologischer Längsschnitt entlang der Trasse.

Zur Erläuterung der Lagerungsverhältnisse und der Altersbeziehungen im Lockergestein diene folgende Tabelle:

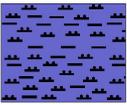
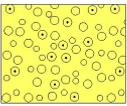
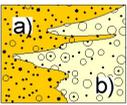
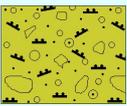
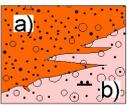
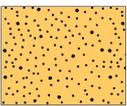
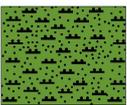
Darstellung	Fazielle Einheit	Kurzbeschreibung
	Austufe	Schluffige Feinsande, beigebraun bis beigegrau, dicht bis lose gelagert.
	Innschotter	Sandige, gering schluffige Fein- bis Mittelkiese selten Grobkiese. Bereiseweise kiesige Sande und schluffige Sande. Mitteldicht bis lose gelagert.
	a) Vorterrassenschotter b) Schwemmfächer-sedimente des Vomperbaches	Weitgestufte sandige, schluffige Kiese mit wechselnden Anteilen von Steinen und Blöcken. Unterschiedliche Lagerungsdichten. Zu a) Buntes Geröllspektrum, nicht verkittet. Zu b) vorwiegend kalkalpines Geröllspektrum, untersch. stark kalzitisch verkittet.
	Würmeiszeitliche Grundmoräne	Stark schluffige Kiese und Kies-Schluffgemische mit wechselnden Anteilen von Steinen und Blöcken. Sehr dicht gelagert, bzw. von halbfester bis fester Konsistenz (überkonsolidiert).
	a) Terrassenschotter b) Deltaschotter des Vomperbaches	Weitgestufte sandige, schluffige Kiese mit wechselnden Anteilen von Steinen und Blöcken. Unterschiedliche Lagerungsdichten. Zu a) Buntes Geröllspektrum, nicht verkittet. Zu b) vorwiegend kalkalpines Geröllspektrum, st. kalzitisch verkittet/konglomeriert.
	Sande der Terrasse	Kiesige Fein- bis Grobsande (Braunsandfazies) und schluffige, stark glimmerhaltige Fein- bis Mittelsande (Grausandfazies). Sehr dicht gelagert.
	Bänderschluften der Terrasse	Feinsandige Schluffe, tonige Schluffe und schluffige Sande, fein geschichtet, sehr dicht gelagert bzw. von halbfester bis fester Konsistenz.

Abb. 2: Lagerungsverhältnisse der Lockergesteine im Projektgebiet.

2.2 Angetroffene Verhältnisse und Vortrieb

Auf der von Oktober 2003 bis Januar 2005 im Vortrieb Terfens aufgefahrene Strecke bis TM 740 wurden Vorterrassenschotter (umgelagertes Moränenmaterial und verschiedene Eisrandbildungen), Grundmoräne, Terrassenschotter sowie Sande und Schluffe der Terrasse als Basis der Lockergesteinsabfolge (Abb. 2) angetroffen. Der Vortrieb im vorwiegend rolligen Gebirge erfolgte als Baggervortrieb mit Abschlagslängen von 1,0 m, wobei die Ortsbrust in Teilflächen geöffnet wurde. Die Methode der Voraussicherung wurde stets den geologischen und geotechnischen Gegebenheiten angepasst. So kamen streckenweise Rohrschirme und streckenweise Spießschirme zum Einsatz. Die Schotterkörper der Vorterrasse und der Terrasse beherbergten zusammenhängende Bergwasserspiegel, die auf weiten Strecken mittels Drainagebohrungen vom Vortrieb aus vorseilend entwässert werden konnten. Bemerkenswert war die Unterteilung des Aquifers durch steil stehende, tonig-schluffig gefüllte Störungen, die in den quartären Sedimenten ausgebildet waren. Diese Störungen, an denen Versätze der Schichten bzw. Versätze zwischen den Terrassenschottern und dem Moränenmaterial von mehr als 8 m zu kartieren waren, verliefen schleifend und nahezu senkrecht zur Vortriebsrichtung. Die Störungen wirkten als Wasserstauer und untergliederten den Aquifer in einzelne Becken.

Die Vortriebe Vomp Ost und Vomp West lagen über weite Strecken in den unterschiedlich stark verkitteten Deltasedimenten des Vomperbaches. Die kalkalpinen Kiese, Sande und Schluffe waren auf weiten Strecken stark verkittet bzw. konglomeriert. In den verkitteten Deltasedimenten konnten unter Ausnutzung der sehr guten Drainagewirkung des parallel zum Haupttunnel und bergwärts gelegenen Erkundungsstollens bei abgesenktem Bergwasserspiegel hervorragende Vortriebsleistungen im Hauptvortrieb erzielt werden. Die aus dem Vortrieb des Erkundungsstollens bekannten Schwierigkeiten (Wasserzutritte bis 10 l/s, Aus-fließen von Material) traten beim Vortrieb

des Haupttunnels nicht mehr auf. Die auf weiten Strecken stark verkitteten Deltasedimente des Vomperbaches ließen sich im Kalottenquer-schnitt meist ohne Voraussicherung vollflächig bei Abschlagslängen bis 1,2 m problemlos mit der Baggeranbaufräse lösen. Das Gebirge war infolge der Voraussicherung über den Rettungstollen erdfeucht und selten feucht. Es waren nur wenige tropfende oder schwach rinnende ($<0,05$ l/s) Wasserzutritte zu verzeichnen gewesen. Der Schotterkörper war durch eine Vielzahl von steil stehenden Störungen und schluffgefüllten Spalten durchtrennt. An den Störungen konnten Versatzbeträge (Abschiebungen) von bis zu 0,7 m kartiert werden.

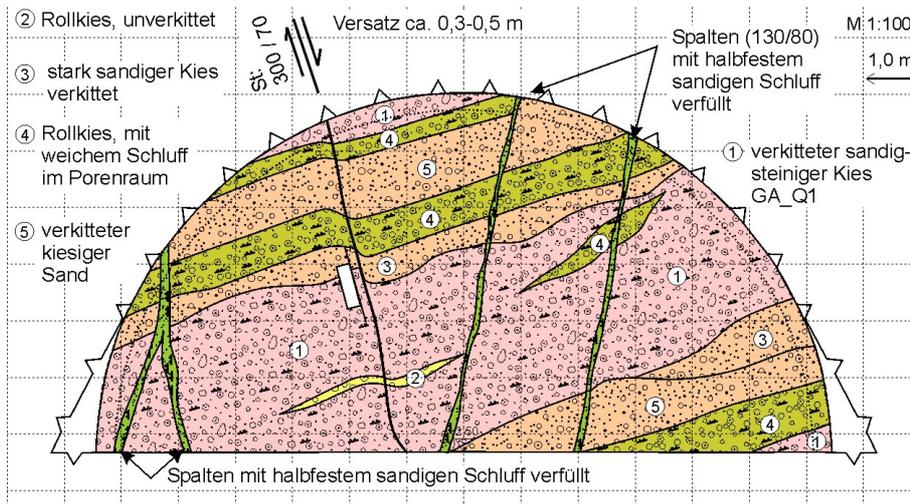


Abb. 3: Störungen und Spalten in den verkitteten Deltasedimenten des Vomperbaches, Kartierung bei TM 17,2 im Vortrieb Vomp West.



Abb. 4: Störungen und Spalten in den verkitteten Deltasedimenten des Vomperbaches, Foto bei TM 20,6 im Vortrieb Vomp Ost.

Etwa bei TM 640 erreichte der Vortrieb Vomp Ost mit den Tonschiefern, Dolomiten, Sandsteinen und Anhydrit der Raibler Schichten das Festgestein. Von TM 675 bis TM 1740 lag der Vortrieb Vomp Ost in den stark zerscherten und zerbrochenen Dolomiten der Wetterstein Formation, in die drei mächtige Späne aus Gesteinen der Raibl-Formation eingeschuppt waren.



Abb. 5: Gesteine der Raibler Schichten (Tonstein, Dolomit, Anhydrit Gips, Rauhwacken) mit einem Karstschlot in den Evaporiten, der mit braunen Dolomitsanden verfüllt war. Foto bei TM 667,3 im Vortrieb Vomp Ost.

Von TM 1740 an lag der Vortrieb in den unterschiedlichen Dolomiten der Hauptdolomit-Formation. In der bisher aufgefahrenen Festgesteinsstrecke bis TM 3000 gab es aufgrund der effektiven Voraussentwässerung durch den bergseitig, parallel zum Hauptvortrieb verlaufenden Erkundungsstollen keine nennenswerten Wasserzutritte in der Kalotte oder Strosse. Aus dem Erkundungsstollen strömen derzeit ca. 120 l/s Wasser. Der Großteil der aufgefahrenen Strecke konnte im dreigleisigen Kalottenquerschnitt bogenfrei unter Anwendung von Stahlfaserspritzbeton bei Abschlagslängen von 2,0 – 2,2 m aufgefahren werden.

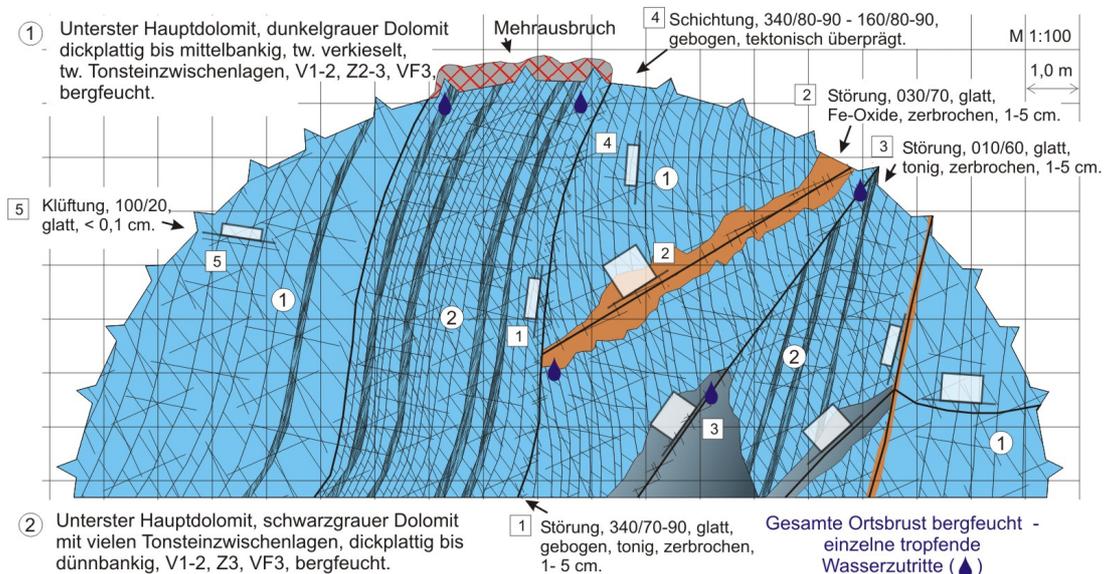


Abb. 6: Dünn- bis mittelbankige Dolomite mit zerscherten Tonsteinzwischenlagen, Unterster Hauptdolomit (Vomp member), Kartierung bei TM 2408,8 im Vortrieb Vomp Ost.

Der Vortrieb Vomp West erreichte etwa bei TM 406 die Sande und Schluffe der Terfener Terrasse und etwa bei TM 426 die mehr oder minder stark verkitteten Schwemmfächersedimente des Vomperbaches sowie die Vorterrassenschotter. Seit TM 730 liegt der Vortrieb vollständig in den unterschiedlichen Kiesen der Vorterrassenschotter. Aufgrund der hohen Lagerungsdichte, des günstigen Wassergehaltes des Gebirges und der günstigen Korngrößenverteilungen war es auf weiter Strecke (von TM 750 bis TM 1342) möglich, die Kalotte mit vorauseilender Sicherung durch 4 m

Spieße (sowohl SN-Spieße als auch Verpressrohrspieße) vorzutreiben. Die Kalotte wurde bei Abschlagslängen von 1,0 m in 4 bis 10 Teilflächen geöffnet. Bei TM 1342 wurde, da sich das Gebirge verschlechterte (höherer Wassergehalt, höherer Anteil an Feinkorn im Schotter und zahlreiche dünne Schlufflagen) auf die Voraus-sicherung mittels Rohrschirm umgestellt. Die Setzungen an der Oberfläche erreichten in der Rohrschirmstrecke etwa 5-6 cm. Im Vortrieb gab es bisher keine nennenswerten Wasser-zutritte.

3 Störungen im Lockergestein - Befund

Seit langem sind Störungen und mit Schluffen verfüllte Spalten in den pleistozänen Deltaschottern des Vomperbaches bekannt. In der Kiesgrube Derfesser in der Gemeinde Vomperbach sind diese in den unterschiedlich stark verkitteten kalkalpinen Deltaschottern aufgeschlossen. In den anderen quartären Lockergesteinen waren die Störungen hingegen unbekannt. Waren in der Planung vor allem das Erosionsrelief der Grundmoräne und der Sedimente der Hauptterrasse als Hauptprognoserisiken ausgewiesen, so erwiesen sich im Vortrieb zusätzlich steil stehende Störungen, welche das gesamte quartäre Sedimentpaket durchsetzten, als eine wesentliche Vortriebserschwerwis.



Abb. 7: Foto einer Störung in den Terrassenschottern bei TM 304,7 im Vortrieb Terfens.

Von TM 230 an traten die Störungen auf. Sie verliefen schleifend und stumpfwinkelig zur Tunnelachse.

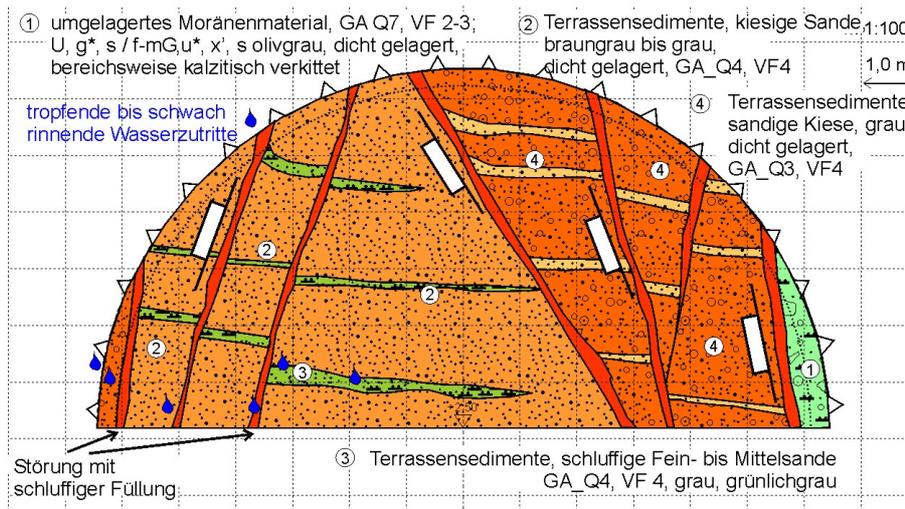


Abb. 8: Störungen in den Sedimenten der Terrasse, Kartierung bei TM 566,4 im Vortrieb Terfens.

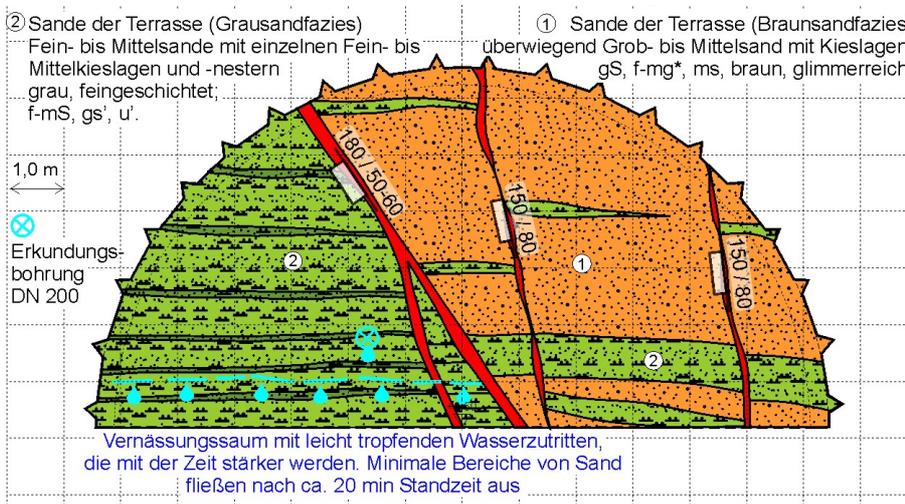


Abb. 9: Störungen in den Sanden der Terrasse, Kartierung bei TM 596,7 im Vortrieb Terfens.

Diese Störungen waren mit braunem, sandig-kiesigem Schluff oder mit grauen Ton-Schluff-Gemischen steifer Konsistenz verfüllt und wirkten somit als Wasserstauer. Sie traten in Abständen von 5 bis 15 m auf. Entlang der Störungen waren die Schichten der Terrassen-schotter und die Gesteinsgrenze zwischen den Terrassenschottern und dem Moränenmaterial gegeneinander versetzt. Es konnten Versatzbeträge von größer 8 m zwischen den Terrassenschottern und dem umgelagerten Moränenmaterial bzw. zwischen den Braunsanden und den Grausanden der Terrasse im Kalottenquerschnitt dokumentiert werden. Der Bewegungssinn ist zumeist folgender: Abschiebung der einzelnen Schollen talwärts (ca. 110-180°), mit wech-selndem Einfallen der Schichtung innerhalb der einzelnen Schollen, was den Bewegungs-richtungen innerhalb einer antithetischen Abschiebung talwärts entsprechen würde.

4 Staffelbruch – Modell und mögliche Ursachen

Die zusammenschauende Auswertung der geologischen Ortsbrustkartierungen ergab Lagerungsverhältnisse und ein Störungsmuster, die sehr deutlich für großräumige Setzungen sprechen. Die Begutachtung der im Projektgebiet befindlichen Erkundungsbohrungen ermöglicht die Interpretation, dass es sich bei den im Vortrieb durchhörten Strukturen um Bereiche eines großräumigen Staffelbruches (Abb. 10 u. 11) bzw. einer Horst- und Graben-Struktur handelt. Die

Hinweise auf eine Horst- und Graben-Struktur innerhalb eines Staffel-bruches ergeben sich aus der Abfolge der im Vortrieb durchörterten Schichten, die auf Niveau der Trasse folgende war: Vorterrassenschotter und Moränenmaterial – Terrassenschotter – Störung – Braunsande der Terrasse – Störung – Grausande und Schluffe der Terrasse – Störung – Vorterrassenschotter und Moräne.

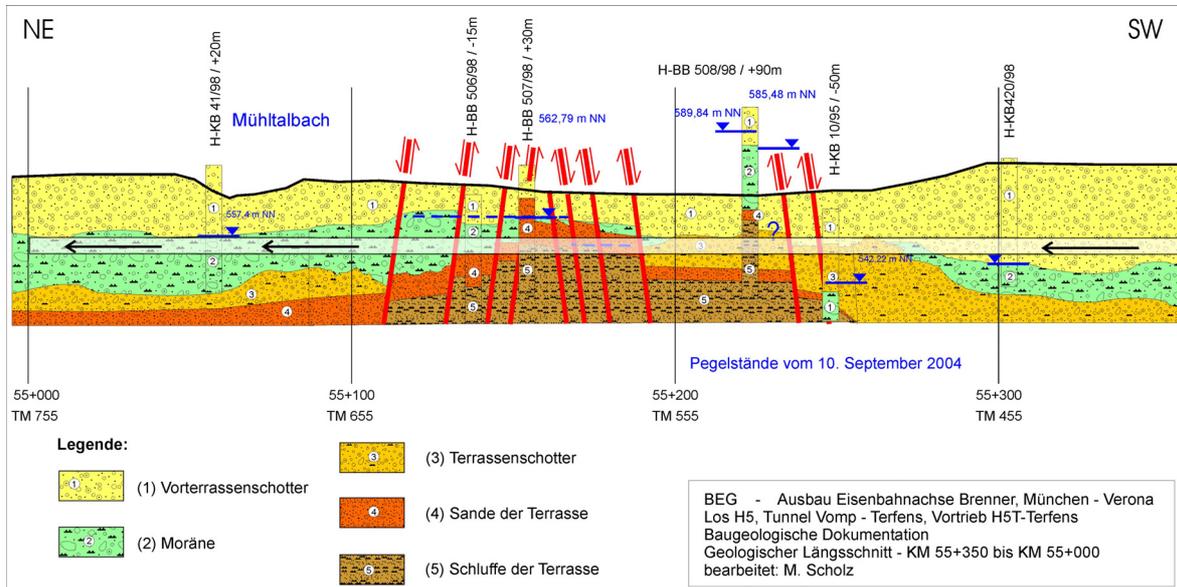


Abb. 10: Geologischer Längsschnitt von NBS-km 55+350 bis NBS-km 55+000, Vortrieb Terfens, das modellhaft die Horststruktur im Bereich der Tunneltrasse zeigt.

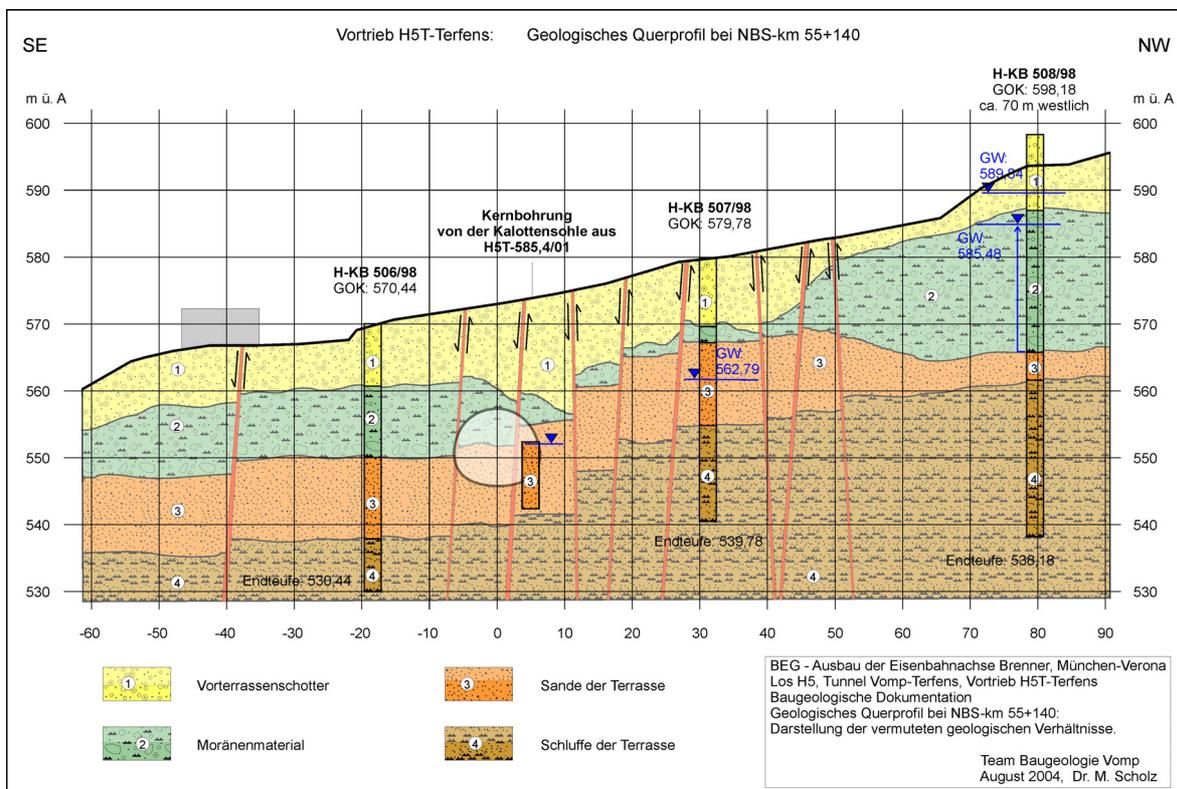


Abb. 11: Querprofil bei TM 615 im Vortrieb Terfens, das den Staffelbruch zeigt.

Als Ursache für den Staffelbruch können Setzungen innerhalb der Lockergesteinsfüllung des Innerts insbesondere innerhalb der Seesedimente gesehen werden. Hiefür spricht vor allem die Beobachtung, dass Störungen in quartären Ablagerungen im Projektgebiet nur dort auftreten, wo auch im

Liegenden der gestörten Schichten Seesedimente erbohrt wurden. Die Setzungen sind vermutlich nicht rezent aktiv, da in der Region keinerlei Setzungsschäden an der Bebauung bekannt sind.

Es ist vorstellbar, dass die verschiedenen Schichten der Vorterrasse und der Terrasse während der Beeinflussung durch die Setzungen infolge von Permafrost gefroren waren und sich deshalb Bruchmuster darin ausbilden konnten, wie sie eigentlich nur im Festgestein zu erwarten wären.

5 Ingenieurgeologische Aspekte

Das Auftreten der Störungen im Vortrieb Terfens bedingte verschiedene bautechnische Schwierigkeiten. Eine Schwierigkeit lag in unerwarteten, kleinräumigen Materialwechseln von rolligen Kiesen und bindigem Moränenmaterial. Das Ausbruchverhalten des Gebirges war dadurch sehr wechselhaft. Die Art und Weise der Voraussicherung musste entsprechend angepasst werden. Aufgrund der hohen Lagerungsdichte, der Korngrößenverteilungen und des günstigen Wassergehaltes des Gebirges war es auf der Vortriebsstrecke von TM 218 bis TM 464 möglich, die Kalotte mit vorauseilender Sicherung durch 4 m Spieße anstelle der geplanten Voraussicherung mittels Rohrschirm vorzutreiben. Die übrigen Strecken mussten im Schutze des Rohrschirmes aufgeföhren werden, wobei die Rohrschirmbohrungen als Erkundungsbohrungen und Entwässerungsbohrungen genutzt werden konnten.

Eine weitere Schwierigkeit lag in der Unterteilung des Aquifers durch die Störungen in einzelne mehr oder minder abgeschlossene Becken. Eine systematische Voraussicherung vom Vortrieb aus war somit nur schwer zu gewährleisten. Bis etwa TM 230 traten keine Störungen im Schotterkörper auf, so dass der frei im Schotterkörper der Vorterrasse befindliche Bergwasserkörper über Drainagen aus der Kalottensohle vorauseilend und nachhaltig drainiert werden konnte. Der Baugrund war etwa von TM 230 an durch zahlreiche Störungen und durch einzelne schluffige Schichten kleinräumig in einzelne Kassetten untergliedert und beherbergte einen inhomogen verlaufenden Bergwasserspiegel, der nur unter großem Aufwand vom Vortrieb aus zu entwässern war.

Etwa ab TM 570 wurde der gesamte Querschnitt von den Sanden der Terrasse eingenommen (Hochlage des Horstes). Störungen, die mit sandigen Schluffen verfüllt waren, durchtrennten das Gebirge. In den Sanden wurde ein weiterer teilgespannter Bergwasserkörper angetroffen. Die Sande konnten nicht vom Vortrieb aus entwässert werden. Die Vortriebsarbeiten wurden aufgrund der angetroffenen hydrogeologischen Verhältnisse unterbrochen. Zur voraussicheren Entwässerung wurden zwischen TM 589 und TM 640 11 Brunnen von der Geländeoberfläche aus hergestellt. Diese Maßnahme hatte größten Erfolg, so dass der Kalottenvortrieb bald nach Inbetriebnahme der ersten Brunnen wieder aufgenommen werden konnte.

"Das ingenieurgeologisch-geotechnische Erkundungsprogramm im Rahmen der Planung des Tschirganttunnels"

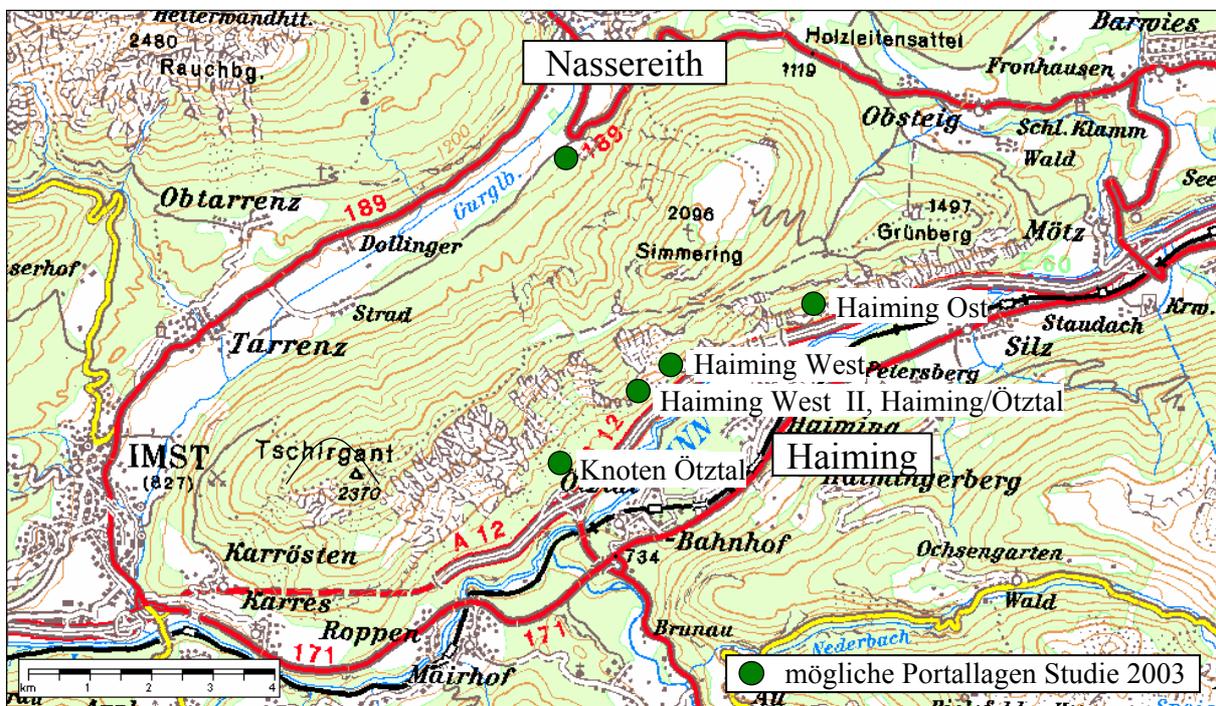
Ulrich SWOBODA, INTERGEO Ingenieurgemeinschaft, Salzburg

Projektdaten

Der geplante Tschirganttunnel soll Nassereith im Gurgeltal mit der A12 im Inntal bei Haiming verbinden und dabei das Tschirgant-Simmering-Massiv durchqueren.

Im Zuge einer Vorstudie 2003 wurden mehrere Varianten einer eingehenden Untersuchung unterzogen.

Alle untersuchten Varianten glichen sich in der Lage des Nordportals südlich Nassereith. Für das Südportal standen mehrer Varianten zur Diskussion.



Als Ergebnis der Studie 2003 wurden schließlich die Varianten „Nassereith - Knoten Haiming West“ und „Nassereith - Knoten Haiming/Ötztal“ für das Vorprojekt ausgewählt.

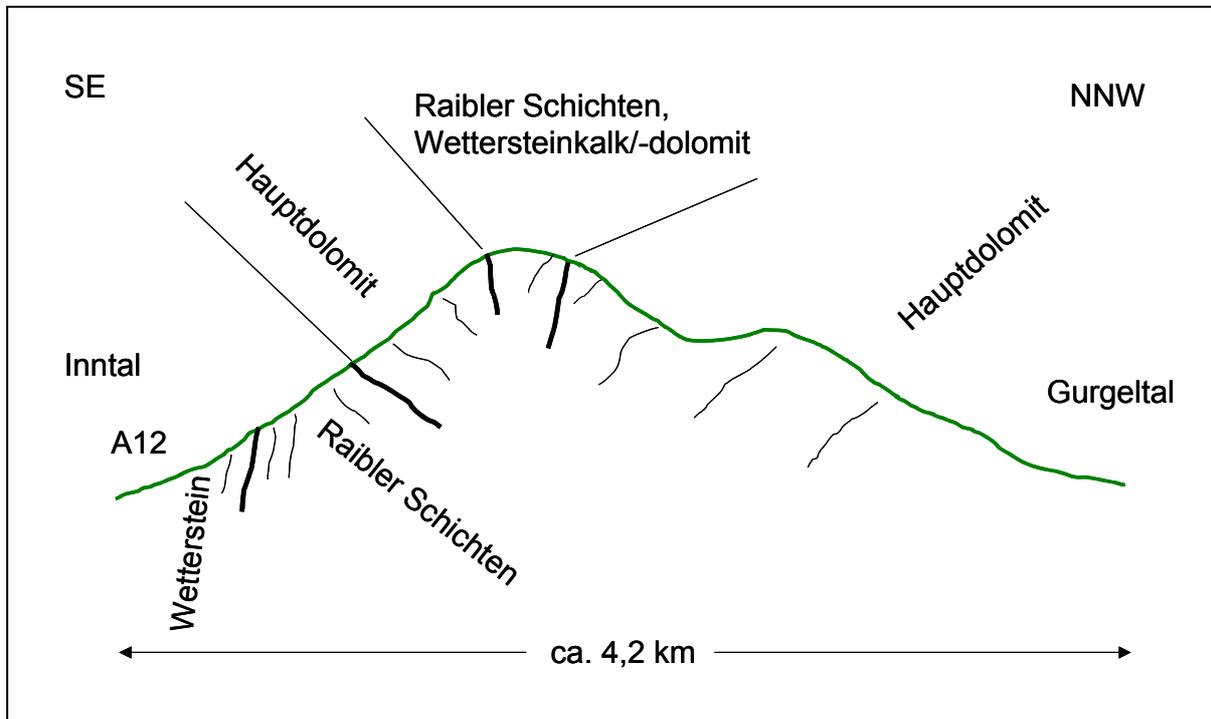
Erkundungskonzept

Basis des Erkundungskonzeptes für die Erkundungsphase 1 der Planung des Tschirganttunnels bildete eine eingehende Grundlagendatenerhebung mit einer Erfassung bisheriger geologischer Erkenntnisse.

Ein knapper geologischer Überblick zeigt, dass

- sich das Tschirgant-Simmering-Massiv in der Inntaldecke der NKA mit Wettersteinkalk/-dolomit, Raibler Schichten, Hauptdolomit befindet,

- südlich der Ötztal-Stubai-Komplex und nördlich der Nördlichen Kalkalpen die Flyschzone anschließt,
- die Inntaldecke wie auch der Tschirgant als südlichster Bereich komplexen Faltenbau und Streichen in WSW-ENE-Erstreckung zeigen,
- sich die Tschirgantsüdseite u. das Gurgeltal durch quartäre Ablagerung auszeichnen.



Der Blick von Süden nach Norden ergibt folgende **geologische Abfolge** (Abb. 2):

- Kurzer Lockergesteinsbereich unterlagert von Gesteinen der Wettersteineinheiten und Reiflinger Plattenkalke an der Tschirgantsüdflanke
- Steil nach SE fallende Wettersteinkalke/-dolomite
- Steil nach NW fallende Raibler Schichten mit Tonschiefer (s. Abb. 3), Karbonaten, Sandsteinen, Rohwacke, Gips
- Generell zunehmend nach NW verflachendes Einfallen
- nach NW bis W fallende Hauptdolomite
- Wettersteinkarbonate und Raibler Schichten im Gipfelbereich
- Im Norden SE fallende Hauptdolomite
- Mehrere 100m Lockergesteinsbereich im Bereich Gurgeltal



Abb.3: Tonschiefer der Raibler Schichten.

Übersichtsplan - Erkundung Tschirganttunnel

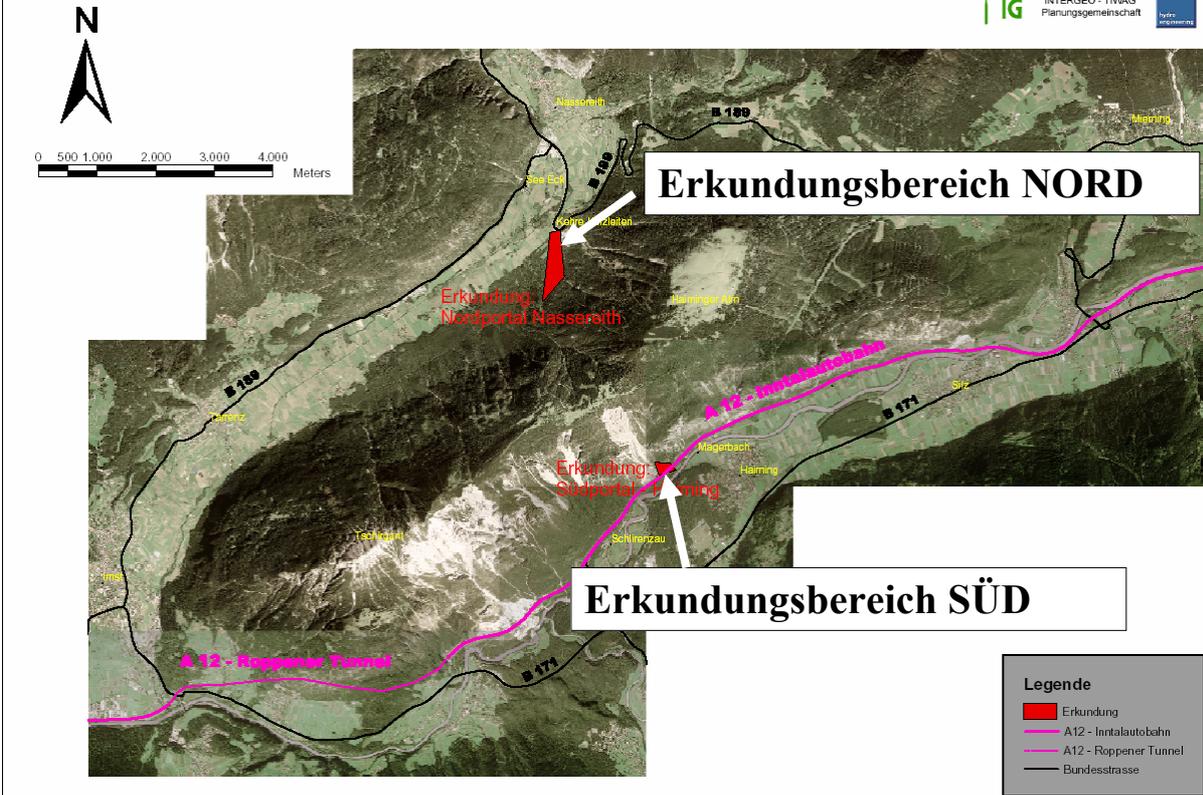


Abb.4: Luftbild mit Erkundungsbereichen

Für die Erstellung des Erkundungskonzeptes stellte sich das Problem, dass der Tschirgant eine beschränkte Zugänglichkeit aufweist. Lediglich die Portalbereiche und die Gipfelregionen, wo sich Überlagerungen von bis über 1000 m ergeben, sind wirtschaftlich erreichbar. Eine Abdeckung der gesamten Trasse mit Bohrungen wäre also schwierig, wonach beschlossen wurde, die Erkundung, abgesehen von der Geländekartierung, vorerst von den Portalbereichen aus in Angriff zu nehmen und die von dort erreichbaren Gebirgsbereiche zu erkunden.

Aus diesen Gesichtspunkten ergaben sich demzufolge die in der Karte (Abb. 4) dargestellten Erkundungsbereiche.

Aus den geologischen und geomorphologischen Bedingungen leiteten sich nun folgende **Erkundungsziele** ab. In den Lockergesteinsbereichen, also Portalbereichen, war zunächst die Erkundung der Lage der Felsoberkante, die Mächtigkeit der Sedimentüberdeckung und die lithologische Zusammensetzung von erheblicher Bedeutung. Besonderes Augenmerk sollte dabei auch auf die Erfassung der Übergangsbereich zw. Locker- und Festgestein (Verwitterungszone) gelegt werden. Ein weiteres wesentliches Ziel bildete die Erkundung der Grundwasser- und Bergwasserverhältnisse im Lockergestein und im Festgestein und im Speziellen die Erkundung der möglichen Verbindungen zwischen Kluftgrundwasserkörper im Fels u. Porengrundwasserleiter im Lockergestein. Dieses Ziel ist unter dem Aspekt zu sehen, dass der Tschirgant offensichtlich einen großen Teil des Niederschlages aufnimmt und nur wenige Quellen und Oberflächengewässer existieren.

In Bezug auf das Tschirgantmassiv war die Erkundung und Beurteilung der Raibler Schichten auf Tunnelniveau mit regem Lithologiewechsel teils im Meterbereich (Tonschiefer, Rauhacke, Kalk, Dolomit etc.) von besonderem Interesse.

Infolge der steil stehenden Schichten ist eine gute Wasserwegigkeit in die Tiefe gegeben. Vor allem die Tonschiefer der Raibler Schichten bilden gering durchlässige Gesteine, die als Stauer wirken und somit für einen erheblichen Wasserandrang während des Tunnelvortriebes verantwortlich sein können.

Schließlich ist als Erkundungsziel die Bestimmung fels- u. bodenmechanischer sowie hydraulischer Kennwerte des Gesteins bzw. des Gebirges anzuführen.

Erkundungsprogramm

Zur Erreichung der Erkundungsziele wurde eine Geländekartierung zur Parametererfassung, in Hinblick auf Anwendung der „Richtlinie für Geomechanische Planung von Untertagebauwerken mit zyklischem Vortrieb“ der Österreichischen Gesellschaft für Geomechanik, sowie eine hydrogeologische Kartierung mit der Erfassung relevanter Quellen und Oberflächenwässer für die Erstellung des Quellbeweissicherungsprogrammes durchgeführt. Die Kartierungsarbeiten wurden bereits vor Erstellung des Erkundungskonzeptes begonnen.

Im weiteren wurden eine Luftbildauswertung zur Erfassung großräumiger Strukturen,

Untergrundaufschlüsse in Form von Kernbohrungen, geophysikalische Untersuchungen als Oberflächen- und Bohrlochmessungen und Bohrloch-Versuche sowie Laborversuche ins Programm aufgenommen.

Insgesamt werden 15 vertikale Kernbohrungen, d.h. 6 im Erkundungsbereich Süd und 9 im Erkundungsbereich Nord, die je nach angetroffenen hydrogeologischen Verhältnissen zum Ausbau zu Grundwassermessstellen vorgesehen sind, durchgeführt.

Im Erkundungsbereich Süd wird zusätzlich ein Horizontalkernbohrung, 4° abwärts geneigt, mit einer Länge von rund 650 m abgeteuft. Ziel ist die Erkundung der geologischen Verhältnisse auf Tunnelniveau, insbesondere die Verhältnisse um die Raibler Schichten und die damit in Zusammenhang stehenden Bergwasserverhältnisse. Im Erkundungsbereich Nord ist eine Kernbohrung mit einer Länge von 300 m, 30° geneigt zur Erschließung des Hauptdolomites Bestandteil des Erkundungsprogrammes.

Die Ausrichtung der Bohrpositionen mit den entsprechenden Endteufen gewährleistet in Verbindung mit den geophysikalischen Untersuchungen die „quasiräumliche“ Erfassung eines relativ ausgedehnten Untergrundbereiches in ingenieurgeologisch-geotechnischer sowie in hydrogeologischer Sicht.

Zur Erfassung wesentlicher Gebirgs- u. Gesteinskennwerte werden folgende in-situ-Versuche und Laborversuche vorgenommen:

- Standard-Penetration-Tests zur Erfassung der Lagerungsdichte in Lockergesteinen,
- Pumpversuche in den zu Grundwassermessstellen ausgebauten Bohrungen,
- hydraulische Bohrlochversuche in Form von Wasserabpressversuchen oder Slug-Tests zur Erkundung der hydraulischen Verhältnisse in situ,
- Bohrlochaufweitungsversuche zur Erkundung der felsmechanischen Verhältnisse in situ vorgesehen,
- orientierte Bohrlochscannersondierungen zur Feststellung des Trennflächengefüges im Festgestein,
- einaxiale u. dreiaxiale Druckversuche,
- direkte Laborscherversuche,
- Scherversuche (Scherparameter von Lockergestein),
- Korngrößenanalysen,
- Dünnschliffanalysen,
- Quellversuche (Hebungs- u. Druckversuche),
- tonmineralogische Untersuchungen,
- Wasseranalytik (Betonaggressivität etc.)

Die geophysikalischen Untersuchungen werden in Form von geophysikalische

Oberflächenuntersuchungen (Refraktionsseismik) in 3 (Süden) und 5 (Norden) seismischen Profilen durchgeführt, wobei jedes Profil 2 Bohrungen enthält und daher an den Bohrungen geeicht werden kann. Die Untersuchungen dienen zur Erfassung des Verlaufes der Felsoberkante sowie des Inhaltes der Lockersedimentüberdeckung.

Zusätzlich werden grundlegende hydrogeologisch relevante Parameter mit geophysikalischen Bohrlochmessungen erhoben (Temperatur, Leitfähigkeit, Flowmeter). Diese Parameter werden zur Lokalisierung von Zu- und Abflüssen und zur Charakterisierung der Wässer herangezogen.

Stand der Erkundung

Bis November 2004 wurden im Nordportalbereich 8 von 10 Bohrungen, die seismischen Oberflächenuntersuchungen und die Bohrlochversuche durchgeführt. Es ergaben sich komplexe geologische und hydrogeologische Verhältnisse mit unterschiedlichen teils gespannten Grundwasserhorizonten.

Im Südportalbereich befindet sich die leicht abwärts geneigte Bohrung in Arbeit, die bislang verkarstetes Gebirge der Wettersteineinheiten ohne Antreffen von Bergwasser durchörtert hat. Die seismischen Oberflächenuntersuchungen wurden auch hier bereits vorgenommen.

Zusammenfassung/Ausblick

Das Erkundungsprogramm der 1. von 3 Erkundungsphasen beinhaltet ein umfassendes Programm mit Kernbohrungen, geophysikalischen Untersuchungen, In-situ- und Laborversuchen. Nach Auswertung der Phase 1 wird je nach Erfordernis die Festlegung der Maßnahmen für Phase 2 erfolgen.

Der Umfang des Programms ergab sich aus dem Umstand, dass sich das Erkundungsgebiet aus großteils unwegsamem und mit Bohrgeräten wirtschaftlich kaum erreichbarbarem Gelände zusammensetzt. Die Untersuchungen stützen sich daher in dieser Phase auf die Portalbereiche bzw. auf von den Portalbereichen aus erreichbare Tunnelabschnitte (Horizontalbohrung). Bezüglich der Bohrungen ist eine Einengung des Untersuchungsrasters in den weiteren Erkundungsphasen möglich. Das Erkundungsprogramm zielt auf die geologische und hydrogeologische Erkundung, d.h. das Erreichen der erwähnten Erkundungsziele, der entscheidenden Bereiche des Tunnels - Nordportalbereich, Südportalbereich, Raibler Schichten, Hauptdolomit – ab.

Ein methodischer Vorgang im Zuge der einzelnen Planungs- und Erkundungsphasen der Tunnelplanung unter sukzessiver Verdichtung des Informationsstandes und eine allenfalls vertiefte Erkundung im Rahmen der Tunnelplanung sollen schließlich zu einem klaren und abgesicherten Gebirgsmodell führen, wodurch sich so manche Schwierigkeiten im Vorfeld der Baudurchführung frühzeitig erkennen lassen.

Vortrag am 5.11.2004

13:30 – 14:00

**GESAMTBEWERTUNG VON SCHUTZMASSNAHMEN AM BEISPIEL VON
STEINLEHNER, GEMEINDE GRIES IM SELLRAIN –
DIE RÜCKKEHR VOM EREIGNIS ZUM ALLTAG⁶**

Autoren: DI Rudolf Bednarz⁷, Dr. Gunther Heißel⁸, Mag. Peter Sönser⁹

Aufgrund von Steinschlag- und Blocksturzereignissen im Juni 2003 wurde von der Einsatzleitung unter Führung des Bürgermeisters der Gemeinde Gries im Sellrain unter fachlicher Leitung von Landesgeologie, Landesvermessung, Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung/Gebietsbauleitung Mittleres Inntal und fachlicher Beratung durch Ingenieurbüros eine Prozesserhebung durchgeführt und darauf aufbauend eine Gefährdungseinschätzung vorgenommen.

Hierzu wurde ein Beobachtungssystem mittels Laserscanning, terrestrischer Vermessung und visueller Beobachtung aufgebaut. Auf dieser Basis wurden von der Einsatzleitung Vorgaben für Schutzmaßnahmen entwickelt. Von der Gebietsbauleitung Mittleres Inntal wurden die Schutzmaßnahmen nach Planung durch ein Ingenieurbüro unter entsprechenden Sicherheitsvorkehrungen im Gefährdungsbereich umgesetzt.

Nach Abschluss der Baumaßnahmen wurde die Grundlage für eine Gesamtbewertung der Maßnahmen erarbeitet und in der Einsatzleitung anschließend die Endbewertung auf Basis der Evaluierung durch ein Ingenieurbüro vorgenommen. Diese Grundlage ermöglichte eine mit anderen Phänomenen vergleichbare Vorgangsweise unter Anwendung der Planungsinstrumente Gefahrenzonen-, Flächenwidmungs- und Katastrophenschutzplanung.

1. I. Ereignisablauf und Krisenstab

1. Vorgeschichte

Schon mehrfach war der Hang des Steinlehners (Gemeindegebiet Gries im Sellrain), der vom Jöchlegg (2107 m) nach Osten in das aus dem Gebiet Praxmar in Richtung Gries im Sellrain verlaufende Tal der Melach abfällt, Grund für Natur- und Schadensereignisse durch Steinschlag- und Blocksturzprozesse, die durch Hangbewegungen verursacht wurden.

Überlieferte Hangbewegungsereignisse finden sich mehrfach in den Unterlagen¹⁰. So werden diesbezüglich die Jahre 1821 und 1851 genannt. Der Zeitraum 1852 bis 1853 war durch anhaltend starke Stein- und Blockabwurfaktivität aus dem Steinlehner geprägt. Diese Prozesse gipfelten am 28.05.1852 in der Zerstörung von 3 Bauernhöfen. Der Steinlehner machte also seinem Namen alle Ehre (Steinlehner heißt Steinlawine).

Verstärkte Blocksturztätigkeit im Jahr 1988 veranlasste die Verantwortlichen zum Bau eines Dammes entlang dem Hangfuß des Steinlehners zum Schutz der Landesstraße nach Praxmar.

⁶ Ausführliche Fassung des Vortrages DI Bednarz/Dr.Heißel/Mag. Sönser: Gesamtbewertung von Schutzmaßnahmen am Beispiel von Steinlehner, Gemeinde Gries im Sellrain – Die Rückkehr vom Ereignis zum Alltag, 6. Geoforum Umhausen, 5.11.2004; Bildnachweis: i.n.n., Dr. Heißel

⁷ Wildbach und Lawinenverbauung, Gebietsbauleiter der Gebietsbauleitung Mittleres Inntal

⁸ Amt der Tiroler Landesregierung, Abteilung Allgemeine Bauangelegenheiten/Fachbereich Landesgeologie

⁹ i.n.n. risk management recht, mag. peter sönser KEG, Innsbruck

¹⁰ Gemeindechronik Gemeinde Gries im Sellrain

Von 1988 bis zum Frühjahr 2003 hat dieser Schutzdamm die latente Steinschlag/Blocksturzaktivität aus dem Bereich Steinlehner wirksam auffangen können.

Im Zeitraum zwischen 1997 und Winter 2002/2003 wurden durch den Landesgeologen mehrere Kontrollflüge über das Gebiet Steinlehner durchgeführt, um die vorhandenen Bewegungsindikatoren weiter zu beobachten.



Bild 1: oberster Bereich der Anrisszone

2. Die Ereignisse 2003

Seit dem Frühjahr 2003 wurde vermehrt aus dem Gebiet Steinlehner Steinschlag- und Blocksturzaktivität von der ortsansässigen Bevölkerung beobachtet. Am 23. und 24.06.2003 haben im Rahmen einer seit mehreren Tagen andauernden hohen Steinschlag- und Blocksturzaktivität erste Blöcke den Schutzdamm am Hangfuß des Steinlehners überwunden, die Landestraße nach Praxmar erreicht und diese sogar vereinzelt im Flug überquert und eine Hochspannungsleitung gekappt.

Am 24.06.2003 in der Früh sah sich daher der Bürgermeister der Gemeinde Gries im Sellrain veranlasst, über die Landeswarnzentrale die Gebietsbauleitung Mittleres Inntal und die Landesgeologie zu verständigen und um fachliche Beurteilung der Situation zu bitten.

Die Fachleute der Landesgeologie und der Wildbachverbauung nahmen unverzüglich einen Ortsaugenschein vor. Noch während ihres Lokalaugenscheines ergab sich die Notwendigkeit, über die Landeswarnzentrale den in Innsbruck stationierten Hubschrauber des Innenministeriums anzufordern. Der Erkundungsflug zeigte, dass ein Großteil des Steinlehnerhanges in Bewegung geraten war.



Bild 2: Anrisszone – Versetzungsbeträge von mehreren Metern nach wenigen Tagen

Daraufhin wurde unter Leitung des Bürgermeisters der Gemeinde Gries im Sellrain ein Krisenstab gebildet. Diesem gehörten an: Bürgermeister der Gemeinden Gries im Sellrain und St. Sigmund, je ein Vertreter der Gebietsbauleitung Mittleres Inntal und der Landesgeologie, der Landeswarnzentrale und der Gemeindeamtsleiter der Gemeinde Gries im Sellrain. Fallweise war die Bezirkshauptmannschaft Innsbruck durch einen Juristen vertreten.

Der Krisenstab bestellte weitere Fachleute zu seiner Unterstützung und Beratung für das anlaufende Monitoring-Programm, die geotechnisch-felsmechanische Beurteilung und die geologisch-strukturgeologische und geomorphologische Kartierung des Gebietes Steinlehner.

3. Die Arbeit des Krisenstabes

In den Tagen nach der Bildung des Krisenstabes war die Abwurfbarkeit von Steinen und Blöcken aus dem Gebiet des Steinlehner weiterhin intensiv, sodass mehrere derartige Ereignisse pro Stunde registriert wurden.



Bild 3: Blocksturz mit hoher Geschwindigkeit – bemerkenswert sind die Richtungsänderung des Blockes und die Schlagspuren vorangegangener Blockstürze auf der Halde

Ab dem 24.06.2003 tagte in den ersten Wochen der Krisenstab täglich. In den ersten Tagen erfolgte zur Unterstützung der Entscheidungen täglich ein Erkundungsflug mit dem Hubschrauber. Zudem wurde rasch mit Laserscanner-Messungen vom Gegenhang aus begonnen. Der Bereich Steinlehner wurde weiters schon ab den ersten Tagen – so weit es gefahrlos möglich war – der geologisch-strukturgeologischen und geomorphologischen Detailkartierung unterzogen.

Erste Messergebnisse zeigten teils beträchtliche Bewegungen im Bereich der unteren Hälfte des Steinlehner. Es konnte zudem von Tag zu Tag beobachtet werden, wie sich etwa auf halber Höhe zwischen Tal und Jöchlegg im Abrissbereich Spalten öffneten, das Festgestein sich zu grob blockigem Lockergestein zerlegte und der ohnehin nur teilweise und nur schütterere Waldbestand immer mehr den Blockstürzen zum Opfer fiel.



Bild 4: Anrisszone – Auflösung des Felsverbandes innerhalb weniger Tage zu mehr oder weniger grobem Blockwerk sowie Bildung deutlich klaffender Zerrspalten

Die täglichen Bewegungsraten im Anrissgebiet konnten rasch mit mehr als 1 m festgestellt werden. Aus geologischer und geotechnisch-felsmechanischer Sicht war ein Massensturz zu diesem Zeitpunkt nicht auszuschließen, weshalb neben der Sofortsicherung von Siedlungsbereich und Straße nach Praxmar durch zwei Reihen Panzerigel des Bundesheeres auf Anforderung durch den Krisenstab über die Landeswarnzentrale eine Teilsperre der Straße und die Evakuierung von insgesamt 12 Häusern des südlichen Bereiches von Gries im Sellrain durchgeführt werden musste.

Rechtliche Grundlagen für Evakuierungen finden sich im Sicherheitspolizeigesetz¹¹ des Bundes, im Rahmen des örtlichen Sicherheitspolizeirechts der Gemeinde im eigenen Wirkungsbereich in Form der ortspolizeilichen Verordnung¹² sowie in der Tiroler Bauordnung¹³.

Die Fachgruppe des Krisenstabes hat den Einsatzleiter hinsichtlich der Schutzmaßnahmen (Evakuierung, technische Maßnahmen) beraten.

Die Teilsperre der Straße wurde so durchgeführt, dass diese in der Nacht und bei mangelnder Sicht

¹¹ § 36 Bundesgesetz über die Organisation der Sicherheitsverwaltung und die Ausübung der Sicherheitspolizei (Sicherheitspolizeigesetz – SPG) BGBl. Nr. 566/1991 idF BGBl. I Nr. 151/2004

¹² § 18 Tiroler Gemeindeordnung 2001 – TGO, LGBl. Nr. 36/2001 idF LGBl. Nr. 43/2003

¹³ § 39 Tiroler Bauordnung 2001 (TBO 2001) LGBl. Nr. 94/2001 idF LGBl. Nr. 89/2003

in das Herdgebiet der Massenbewegung zu erfolgen hatte. Ansonsten wurde der Verkehr unter besonderen Auflagen ermöglicht. Diese Vorgehensweise entspricht den Bestimmungen der Straßenverkehrsordnung¹⁴, wonach die zuständige Verwaltungsbehörde für bestimmte Straßen oder Straßenstrecken oder für Straßen innerhalb eines bestimmten Gebietes durch Verordnung, wenn ein Elementarereignis bereits eingetreten oder nach den örtlich gewonnenen Erfahrungen oder nach sonst erheblichen Umständen mit hoher Wahrscheinlichkeit zu erwarten ist, die zum Schutze der Straßenbenützer oder zur Verkehrsabwicklung erforderlichen Verkehrsverbote oder Verkehrsbeschränkungen zu erlassen hat.

Ziel des Krisenstabes war es, die Situation in kürzest möglicher Zeit insgesamt einzuschätzen, um mittels geeigneter Maßnahmen einen ausreichenden Schutz für Siedlung und Straße nach Praxmar wiederherzustellen und Evakuierungen sowie Straßensperren so rasch wie möglich wieder aufzuheben.

Die täglichen Besprechungen, denen teilweise der Hubschrauber-Erkundungsflug vorauselte, wurden nach folgendem Schema abgewickelt:

- Schilderung der Ereignisse seit der letzten Besprechung des Krisenstabes durch den Bürgermeister
- Erörterung und Bewertung der Ergebnisse der geologischen und geomorphologischen Kartierung
- Erörterung und Bewertung der Laserscanner-Ergebnisse und terrestrischen Messungen
- Erörterung und Bewertung der felsmechanischen Aspekte
- Risikoanalyse und Risikobewertung
- Überprüfung und nötigenfalls Adaption der getroffenen bzw. zu treffenden Maßnahmen
- Protokollierung und Dokumentierung des Entscheidungsablaufes

Ziel des Krisenstabes war dabei stets:

- Vermeidung von Opfern
- Möglichst rasche Gesamteinschätzung der Gefährdung durch die laufenden Prozesse
- Schaffung von Grundlagen für die Planung und Realisierung von „Gegenmaßnahmen“ (z.B. Dammbau) so rasch wie möglich

Die Untersuchungen der beigezogenen Experten haben schon bald ergeben, dass der Bau eines schutzwirksamen Dammes prinzipiell möglich und daher anzustreben war. Die Steinfäll- und

¹⁴ § 43 Abs 1 lit a Bundesgesetz vom 6. Juli 1960, mit dem Vorschriften über die Straßenpolizei erlassen werden (Straßenverkehrsordnung 1960 - StVO. 1960) BGBl. I Nr.159/1960 idF BGBl. I Nr. 15/2005

Blocksturzaktivität verringerte sich Dank des sehr heißen und trockenen Sommers 2003 rasch. Am 04.08.2003 wurde sodann von der Gebietsbauleitung Mittleres Inntal der Planungsauftrag für einen Schutzdamm erteilt.

Zu diesem Zeitpunkt wurden die Sitzungen des Krisenstabes auf zweimal wöchentlich, später auf einmal wöchentlich ausgedünnt. Nach Fertigstellung des Dammes erfolgten die Sitzungen anfangs monatlich, später vierteljährlich. Seit Spätherbst 2004 tritt der Krisenstab nur noch bei Bedarf (Alarmplan) zusammen.

2. II. Die Prozesse¹⁵

Der aktuelle Stand der Kenntnis über das Prozessgeschehen in der Ostflanke des Freihut deckt sich im Wesentlichen mit dem Stand im August 2003 und lässt sich dementsprechend in 3 unterschiedliche Szenarien unterscheiden¹⁶:

- Spontan auftretende Steinschlag-/Felssturzereignisse – als Einzelblockstürze im Bereich der Straße bzw. des Siedlungsbereiches
- Rutschung einer Teilscholle der aktiv in Bewegung geratenen Stirnrutschung bzw. der Gesamtscholle in Richtung der Straßen bzw. des Siedlungsraumes
- Versagen der gesamten Hangflanke

2.1 1. Talzus Schub

Beim Talzus Schub handelt es sich um die gesamte Ostflanke des Freihut mit einer Masse von mehreren Mio. m³, die mit Hinweise auf sehr langsame Kriechdeformationen in der Vergangenheit zeigt. In diesem Bereich ergeben sich aus den Geländeerhebungen keine aktuellen Hinweise auf Bewegungen. Im Sommer 2003 erfolgt die Nullmessung von 3 neu installierten GPS-Überwachungspunkten vom Amt der Tiroler Landesregierung – Abteilung Vermessung. Mit der ersten Folgemessung 2004 kann eine Aussage über möglicherweise vorhandene, sehr geringe Deformationen gemacht werden, die im Gelände keine unmittelbaren Spuren hinterlassen. Im Bereich der Stirn dieses Talzus Schubsystems haben sich mehrere Staffeln von Stirnrutschungen entwickelt, von denen sich die unterste Scholle im Sommer 2003 stark aktiviert hat.

Ein Gesamtversagen/Gesamtaktivierung wurde von allen Beteiligten als grundsätzlich möglich aber sehr unwahrscheinlich beurteilt.

¹⁵ i.n.n. ingenieurgesellschaft mbH & CoKG, Innsbruck, Steinlehner Steinschlag Gemeinde Gries im Sellrain – Bericht Gesamtbewertung der umgesetzten Schutzmaßnahmen, 02.11.2004

¹⁶ vgl. Geotechnik Henzinger: Felssturz Gries im Sellrain - Geotechnischer Bericht, 11.08.2003 sowie ILF Beratende Ingenieure, Felssturz Gries im Sellrain - Geologische Untersuchung und Steinschlagsimulation, 31.07.2003

2.2 2. Stirnrutschung gesamt

Unter Stirnrutschung gesamt wird das Abgleiten des gesamten Stirnbereiches des Talzuschubes (alle Staffeln von Stirnrutschungen) mit einer Masse von mehr als 1.000.000m³ bezeichnet.

Dieser Prozess wurde von allen Beteiligten als grundsätzlich möglich aber sehr unwahrscheinlich beurteilt.

2.3 3. Stirnrutschung Teilscholle

Das Abgleiten der aktuell aufgetretenen, stark bewegten jedoch nicht vollständig abgerutschten Teilscholle der Stirn des Talzuschubes mit einer Masse von bis zu maximal 1.000.000m³ wurde von den Gutachtern Geologie und Geotechnik als grundsätzlich möglich und auch wahrscheinlich beurteilt.

Als Zeitraum vom Auftreten der jedenfalls stattfindenden Einzelblockstürze bis zum Abrutschen von Teilschollen wird von der Gutachtergruppe aufgrund von Erfahrungswerten von bereits stattgefundenen Aktivierungsphasen von kleinen Teilschollen an der Stirn der aktuell bewegten Masse ein Zeitraum von ca. 2 Tagen nach Beginn von verstärkten Sturzereignissen und einer Beschleunigung der Bewegungsraten angegeben.

Im Rahmen einer eingehenden Diskussion anlässlich der Besprechung der Einsatzleitung im April 2004 wurde von den Gutachtern im Falle des Versagens ein Auflösen der Rutschung in Teilschollen von ca. 100.000m³ als die wahrscheinlichste Variante vertreten. Begründet wurde diese Meinung mit der Tatsache, dass es sich beim Material der Rutschmasse um eine Schuttmasse mit zumindest teilweise noch vorhandenem „Restverband“ handelt (Entstehung als Sackungsmasse / Stirnbereich eines Talzuschubes im Festgestein). Diese Ansicht wurde intensiv diskutiert, da sich die aktivste Teilscholle stark von der Umgebung abgegrenzt hat und somit anfangs auch als „Einheit“ interpretiert werden konnte und damit ein mehr oder weniger einheitliches Verhalten im Versagensfall zu unterstellen gewesen wäre. Im Zuge dieses Prozesses gab es eine zunehmende Übereinstimmung hinsichtlich der Prozessinterpretation.

Einem Abgleiten der Teilscholle gehen jedenfalls anhaltende, möglicherweise auch laufend sich verstärkende Felsstürze voran. Dem Abrutschen von Teilschollen geht ebenfalls auch eine Zunahme der Deformationen voraus. Die Bewegungen werden auch derzeit noch messtechnisch über das bestehende Monitoringsystem überwacht (Deformationsmessung an ausgewählten Punkten durch die Landesvermessung), wobei die Messintervalle zunehmend verlängert werden (derzeit 2 Mal pro Jahr).

Der Großteil der Rutschmasse muss sich aufgrund der geometrischen Verhältnisse in Ablösebereich und Gleitbahn bereits im Bereich der darunter anschließenden Halde wieder ablagern. Im ungünstigsten Fall erreicht ein Teil der Massen dabei als Schuttstrom den Auffangraum der Schutzdämme. Bei einem Abrutschen der gesamten Teilscholle in einem Ereignis kann ein Überborden der umgesetzten Schutzbauwerke nicht ausgeschlossen werden. Mit dem Überborden ist ein Erreichen der Straße bzw. des Siedlungsraumes zu erwarten.

Aus Sicht der Experten sind allerdings ein schlagartiges Versagen der gesamten aktiven Teilscholle und eine anschließende Rutschung mit hoher Geschwindigkeit wegen der hohen Zerlegung in Einzelblöcke nicht wahrscheinlich. Daher wird ein Abrutschen von großen Teilen der aktiven Stirnrutschung bis in den Bereich der Auffangbauwerke als wenig wahrscheinlich eingestuft (vgl. auch Entwicklung im Südabschnitt und Hinweise auf die Ereignisabläufe in der Vergangenheit in diesem Bereich). Möglich ist allerdings ein Überborden der Dämme durch Einzelblöcke, wenn ein Teilstrom der Rutschung den Damm erreicht. Es wird davon ausgegangen, dass sich der überwiegende Großteil der überbordenden Blöcke in einem Bereich von ca. 10m vom luftseitigen Dammfuß entfernt ablagert. Dieses Ablagerungsverhalten wird dadurch begründet, dass zu diesem Zeitpunkt das Dammvorfeld sehr wahrscheinlich nicht gefroren oder mit Schnee bedeckt sein kann, da zu solchen Zeiten der Abgang von größeren Teilschollen nicht wahrscheinlich ist (vgl. oben).

2.4 4. Steinschlag / Felssturz

Steinschlag- / Felssturzereignisse können als Ausgleichsprozesse auf die latente kriechende Deformation bzw. die jüngsten Bewegungen in Zusammenhang auch mit Veränderungen des Hangwasserspiegels laufend und spontan auftreten. Es handelt sich dabei um das Abstürzen von Einzelblöcken bis kleineren Blockverbänden (von wenigen m³ bis zu einigen 1.000m³), wobei sich die Blockverbände in Sturzvorgänge von Einzelblöcken auflösen und in dieser Form den Bereich der Straße bzw. den Siedlungsraum erreichen können. Einerseits können diese Einzelblockstürze lokale Ausgleichsbewegungen auf die übergeordneten Bewegungen sein, andererseits können sie Anzeichen für ein bevorstehendes Abgleiten von Teilschollen der aktuell bewegten Masse sein. Das Auftreten von Steinschlag- und Blocksturzprozessen wird von den Gutachtern als „wahrscheinlich“ bezeichnet.

Derartige Prozesse werden mit größter Wahrscheinlichkeit zur Gänze von den umgesetzten Schutzbauwerken aufgefangen. Abplatzer werden generell nicht in der Dimensionierung von Schutzmaßnahmen berücksichtigt. Zu einem geringen Prozentsatz ist davon auszugehen, dass Abplatzer die Schutzbauwerke überwinden können.

2.5 5. Grabensystem nördliche Begrenzung Stirnrutschung

Die nördliche Begrenzung der aktiven Stirnrutschung liegt in einem morphologischen Grabensystem. In diesem Bereich besteht die Möglichkeit der Beeinflussung / Beaufschlagung der unteren Rutschscholle durch ein Abflussereignis.

Die derart aus der seitlichen Stirn der Rutschung mobilisierbaren Feststoffherde können vom umgesetzten Schutzbauwerk (nördlicher Damm, s. Kapitel Damm) aufgefangen werden.

Der Eintrag von Wasser in die seitliche Stirn der Rutschung kann zum Abgang von Teilbereichen der Stirn führen. In der Folge ist auch ein Versagen der aktiven Stirnrutschung möglich. Es muss allerdings zu einer Aufteilung der Rutschung in Teilrutschungen kommen. Damit sind die umgesetzten Schutzmaßnahmen in der Lage, sehr wahrscheinlich das gesamte daraus entstehende

Ereignis aufzunehmen.

2.6 6. Lawinen

Der Untersuchungsbereich stellt 3 potenzielle Lawinenanbruchgebiete dar. In der Chronik sind in diesem Bereich keine Schadensereignisse bekannt. Zur Beurteilung der Gefährdung wurden Lawinenberechnungen mit AVAL1D durchgeführt.

Die Auswirkungen von Lawinenereignissen können von den umgesetzten Schutzmaßnahmen aufgefangen werden.

2.7 7. Ereignisabfolge - Ankündigung

Aufgrund der derzeitigen Erkenntnisse lässt sich der folgende Ablauf möglicher Ereignisse beschreiben:

- 1) Steinschlag / Felssturz – spontan jederzeit möglich – vor allem in Folge von Niederschlägen bzw. Schneeschmelze, Frost-Tau-Wechsel, Deformationen des Hanges
- 2) Stirnrutschung aktiv Teilscholle – anhaltende Stürze / Deformationen (Vermessung) – vor allem in Folge von Niederschlägen bzw. Schneeschmelze, Deformationen des Hanges

Derzeit zeigen sich keinerlei Aktivitäten des gesamten Talzuschubes (erste Folgemessung der GPS-Punkte durch die Landesvermessung im Sommer 2004 zeigt keine signifikanten Deformationen).

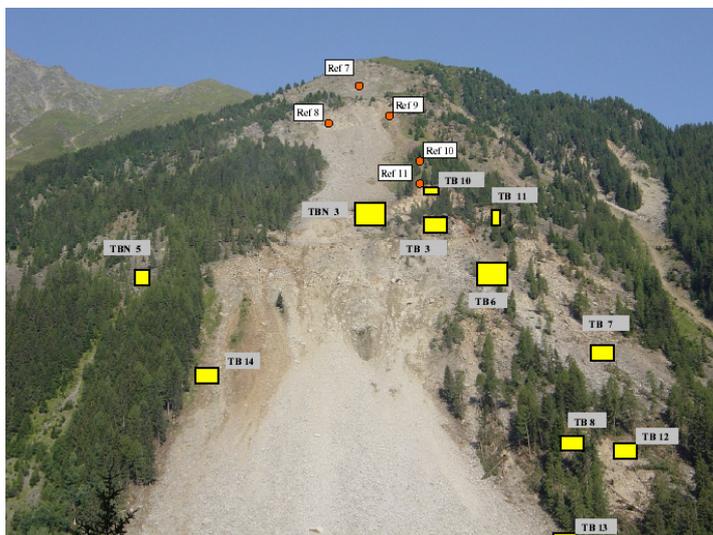


Bild 5: Ansicht des gesamten Bereiches der Massenbewegung mit den Standorten der Spiegel für die Vermessungsmessungen mittels Laserscanner von der gegenüber liegenden Talseite aus

3. III. Maßnahmen

1. Planung Damm

Als Grundlage für die Planung der Schutzbauwerke diente ein Lagehöhenplan.

Vor der Detailplanung wurden Übersichtserhebungen der Ablösegebiete sowie Detailerhebungen der Auswirkungsbereiche der möglichen Ereignisse durchgeführt. Die vorliegenden Erkenntnisse der Berater der Einsatzleitung wurden den Planern der Dämme Ende Juli / Anfang August schriftlich übergeben und stellten die Vorgaben für die Detailplanung dar.

Im Siedlungsbereich wurde aufgrund der Abstimmungen mit den Anrainern ein bergseitiger Abstand des zu errichtenden Schutzbauwerkes von mindestens 10m von den Häusern verlangt. Diese Forderung deckt sich mit den Anforderungen hinsichtlich überbordende Blöcke und Ablagerungsmöglichkeit im Dammvorfeld.

Aufgrund der Geländeverhältnisse war eine maximale wirksame Dammhöhe von 12m zu erreichen.

Im Bereich taleinwärts des Siedlungsraumes wurde zum Schutz des Landesstraße nach Praxmar unmittelbar bergseitig der Straße ein Schutzdamm mit 4m wirksamer Höhe geplant.

Die Standsicherheitsbeurteilung wurde durchgeführt. Dabei wurden neben den generellen geotechnischen Anforderungen an das Schüttmaterial der Austausch von organogenen Materialien mit einer Mächtigkeit bis ca. 1m im Aufstandsbereich der Dämme und die Abtreppung der Aufstandsfläche des hohen Dammes als Vorgaben für die Dammplannung festgelegt.

Im Auftrag der Gebietsbauleitung Mittleres Inntal wurden in enger Abstimmung mit dem Auftraggeber die geplanten Schutzmaßnahmen aufgrund der besonderen Umstände (v.a. Dringlichkeit) in Form eines nicht offenen Verfahrens ausgeschrieben. Die Ausschreibung wurde vom Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft genehmigt.

2. Sicherheits- und Gesundheitsschutzplan (SiGe-Plan) und Dammbau

Die Umsetzung der Schutzmaßnahmen erfolgte zwangsläufig innerhalb des Gefährdungsbereiches, weshalb die Arbeitnehmer bei Durchführung der Arbeiten besonderen Gefahren für Sicherheit und Gesundheit ausgesetzt waren. Es war daher ein SiGe-Plan gemäß Bauarbeitenkoordinationsgesetz¹⁷ zu erstellen, der die Rahmenbedingungen und Verhaltensweisen beim Aufenthalt im Gefährdungsbereich regelt. Konkret diente der SiGe-Plan dazu, die Gefahren, welche sich bei Vorbereitungsarbeiten und Bau der beiden Auffangdämme infolge von Felssturzereignissen ergeben können, zu erfassen und so Unfällen vorzubeugen.

¹⁷ § 7 Bundesgesetz über die Koordination bei Bauarbeiten (Bauarbeitenkoordinationsgesetz - BauKG) BGBl. I Nr. 37/1999 idF BGBl. I Nr. 159/2001

Die Voraussetzung für die im SiGe-Plan abgeleiteten Sicherungsmaßnahmen stellten die bestehenden permanenten (Auffangdamm, errichtet von der Landesstrassenverwaltung Ende der 80er Jahre) und temporären (Monitoringsystem, Panzerigel, Erdwall) Sicherungsmaßnahmen dar, wobei der SiGe-Plan an den jeweiligen Baufortschritt und gegebenenfalls an Entwicklungen der Gefährdungssituation anzupassen war.

Folgende Grundsätze waren zu beachten:

- Die Anzahl der Personen in den Gefährdungszonen ist so gering wie möglich zu halten
- Baustellenwege und -steige sind so anzulegen, dass diese in gesicherten Bereichen verlaufen. Querungen der Sturzbereiche müssen auf kürzestem Weg erfolgen.
- Alle Arbeitsplätze im Gefährdungsbereich mit Fluchtwegen (beim Fluchtweg zum Sammelraum 2 ist ein Steg über die Melach erforderlich) versehen, welche im Alarmierungsfall ein rasches Verlassen gewährleisten.

Die vorliegenden Beurteilungen der gefährdenden Prozesse (s.o.) erlaubten eine Unterteilung des Arbeitsgebietes in folgende Bereiche:

- Auswirkungsbereich der spontan auftretenden Massenbewegungen – Gefährdungsbereich
- Bereiche außerhalb der Auswirkungen der spontan auftretenden Massenbewegungen – Sicherungs- und Warteräume

Der Gefährdungsbereich, die Arbeits- und Evakuierungsbereiche der Baustelle, die Fluchtwegen, die 4 Sicherungsräume und 2 Wartebereich wurden planlich dargestellt

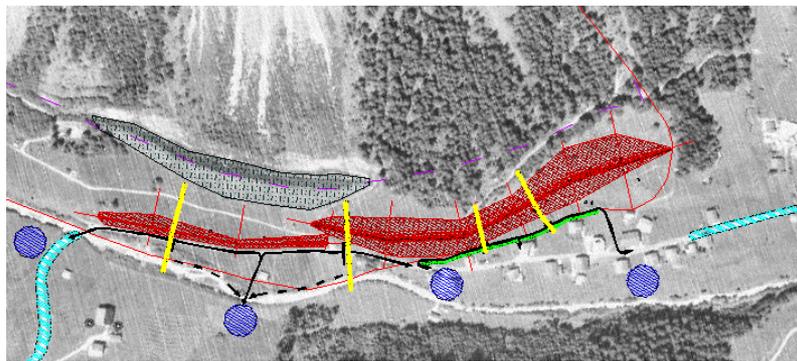


Bild 6: Plan des Dammes mit SiGe-Plan

Der Beginn der Bauarbeiten für die Schutzdämme erfolgte Anfang September mit einer ursprünglich geplanten Bauzeit bis 15.11.2003. Aufgrund der ungünstigen Witterungsverhältnisse hat sich der Abschluss der Bauarbeiten verzögert. Nur mit Einsatz aller Mittel konnten unter schwierigsten geotechnischen Umständen (Einbau von stark vernässtem Schüttmaterial – Problematik von verstärkten Setzungen nach Abschluss des Materialeinbaus) im Dezember die Endbauwerkshöhen von 12m im Norddamm bzw. 4m im Süddamm erreicht werden. Die Rekultivierungsarbeiten wurden plangemäß im Frühjahr 2004 umgesetzt.



Bild 7: Schutzdamm für die Straße aus dem Jahr 1980 (rechts) und Baustelle für den neuen Damm (links) aus der Hubschrauberperspektive.

3. Evaluierung der Maßnahmen

Die Auffangdämme wurden für das „Bemessungsereignis“ dimensioniert, was der Vorgangsweise für die Gefahrenzonenplanung entspricht.

Nach der Gefahrenzonenplanverordnung 1975 bzw. den Richtlinien Gefahrenzonenplanung des FTD für WLW kann für den Prozess Steinschlag – Felssturz – Bergsturz ein Brauner Hinweisbereich ausgewiesen werden.¹⁸

Aufgrund der Tiefe der Bearbeitung und der zusammenfassenden Beurteilung der möglichen Prozesse unter Beachtung der vorliegenden Beurteilung der Gutachtergruppe der Einsatzleitung wurde festgelegt, das Szenario „Versagen der gesamten Stirnrutschung“ als über das „Bemessungsereignis“ hinausgehendes Extremereignis einzustufen und nur die Möglichkeit des lokalen Überbordens von Einzelblöcken im Zusammenhang mit größeren Rutschungen von Teilen der Stirnscholle noch in der Ausweisung zu berücksichtigen. Dementsprechend bedeutet dies aus Sicht der Bearbeiter, dass der Bereich unterhalb des Dammes unter Einhaltung eines Sicherheitsstreifens am Dammfuß von 10m auch für Siedlungszwecke genutzt werden kann.

Seltene größere Ereignisse welche über das Bemessungsereignis hinausgehen – wie auch bei allen anderen Naturgefahrenprozessen möglich –, werden über das Instrumentarium des Katastrophenschutzplanes geregelt. Die Erstellung des Katastrophenschutzplanes dient als Grundlage für die Vorbereitung und Durchführung der Abwehr und Bekämpfung von möglichen Katastrophen im Gemeindegebiet und obliegt auf Gemeindeebene dem Bürgermeister¹⁹. Inhalt des Katastrophenschutzplanes ist eine Übersicht über die geographischen und technischen Gegebenheiten, sind Angaben über die Stellen bzw. Bereiche, wo Katastrophen auftreten können,

¹⁸ § 7 lit a Verordnung des Bundesministers für Land- und Forstwirtschaft vom 30. Juli 1976 über die Gefahrenzonenpläne BGBl. Nr. 436/1976: „Im Gefahrenzonenplan dürfen auch „Braune Hinweisbereiche, das sind jene Bereiche, hinsichtlich derer anlässlich von Erhebungen festgestellt wurde, dass sie vermutlich anderen als von Wildbächen und Lawinen hervorgerufenen Naturgefahren, wie Steinschlag oder nicht im Zusammenhang mit Wildbächen oder Lawinen stehende Rutschungen, ausgesetzt sind“ ausgewiesen werden.

¹⁹ vgl. § 4 Gesetz vom 23. Oktober 1973 über die Einrichtung eines Katastrophenhilfsdienstes (Katastrophenhilfsdienstgesetz) LGBl. Nr. 5/1974 idF LGBl. Nr. 110/2001; vgl. dazu die Zuständigkeit der Bezirksverwaltungsbehörde §§ 11 ff Katastrophenhilfsdienstgesetz bzw. der Landesregierung §§ 15 ff Katastrophenhilfsdienstgesetz

sowie über die dabei zu erwartenden Gefahren, weiters Angaben über die verfügbaren Alarm-, Hilfs- und Rettungseinrichtungen und Angaben über die zur Vorbereitung und Durchführung der Abwehr und der Bekämpfung möglicher Katastrophen zu treffenden Maßnahmen.²⁰

Mit Bescheid des Amtes der Tiroler Landesregierung, Abteilung Bau- und Raumordnungsrecht, vom 15.01.2004 (GZ Ve1-2-314/1-11 vA) wurde auf der Grundlage des Beschlusses der Tiroler Landesregierung vom 13.01.2004 das vom Gemeinderat der Gemeinde Gries im Sellrain am 24.04.2003 beschlossene örtliche Raumordnungskonzept aufsichtsbehördlich genehmigt²¹.

Einschränkend wurde in der Begründung des Bescheides allerdings darauf verwiesen, dass eine Baulandausweitung im Bereich „Stoanalahr“ der Vorstoß im südwestlichen Eck des Baulandarms an der Straße nach Juifenau als raumordnungsrechtlich bedenklich zu beurteilen sei und zur Klärung der Baulandausweitung eine gesonderte Stellungnahme der Wildbach- und Lawinenverbauung einzuholen sein werde.

Ergänzend wurde im Bescheid festgestellt, dass bei einer nach Süden über das bestehende Widmungsausmaß hinauslaufenden Entwicklung obligatorisch eine ergänzende Stellungnahme der Wildbach- und Lawinenverbauung einzuholen ist.²²

Ein Sicherheitsabstand ist über Violette Hinweisbereiche²³ in der Gefahrenzonenplanung für überbordende Blöcke und Auslaufbereiche Schneerutsche vorzusehen (10m breit).

4. IV. Schlussfolgerungen

Unter der Berücksichtigung der hier beschriebene Vorgehensweise und in Zusammenschau mit den konkreten Gefährdungsbereichen sowie der darauf aufbauenden Gefahrenzonen- und Katastrophenschutzplanung wurden die Voraussetzungen für die weitere Flächenwidmungsplanung der Gemeinde Gries im Sellrain geschaffen.

Die vorliegende Vorgehensweise und Gesamtbewertung stellt der Gemeinde Gries im Sellrain ein geeignetes Instrumentarium zur Verfügung, um die möglichen Ereignisse, deren Auswirkungen und Maßnahmen zur akuten Bewältigung von Katastrophenereignissen in der Katastrophenschutzplanung umzusetzen.

Die Erfahrungen Steinlehner zeigen deutlich, dass dieses Instrumentarium sich grundsätzlich für die Gemeinden in Hinblick auf Gefahrenzonen-, Flächenwidmungs- und Katastrophenschutzpläne eignet und eine Gesamtbeurteilung Einzelgutachten vorzuziehen ist.

²⁰ vgl. § 4 Katastrophenhilfsdienstgesetz iVm § 1 KatastrophenschutzplanVO; der genaue Inhalt wird durch die Verordnung der Landesregierung vom 03. Dezember 1974, mit der Richtlinien für die Erstellung der Gemeinde- und Bezirks-Katastrophenschutzpläne erlassen werden, geregelt.

²¹ gemäß § 66 Abs. 4 Tiroler Raumordnungsgesetz 2001 (TROG 2001) LGBl. Nr. 93/2001

²² vgl. in diesem Zusammenhang zuletzt VwGH vom 17.05.2004, GZ 2002/06/0189, sowie VfGH vom 14.06.2004, GZ V11/04; § 37 Novelle TROG 2001 idF Novelle 2005

²³ Das sind gemäß § 7 lit b Verordnung des Bundesministers für Land- und Forstwirtschaft vom 30. Juli 1976 über die Gefahrenzonenpläne BGBl. Nr. 436/1976 „jene Bereiche, deren Schutzfunktion von der Erhaltung der Beschaffenheit des Bodens oder Geländes abhängt“.

Es ist geplant den Katastrophenschutzplan der Gemeinde Gries i.S. an die gewonnenen Erkenntnisse anzupassen.

GFU

Geoforum Umhausen

