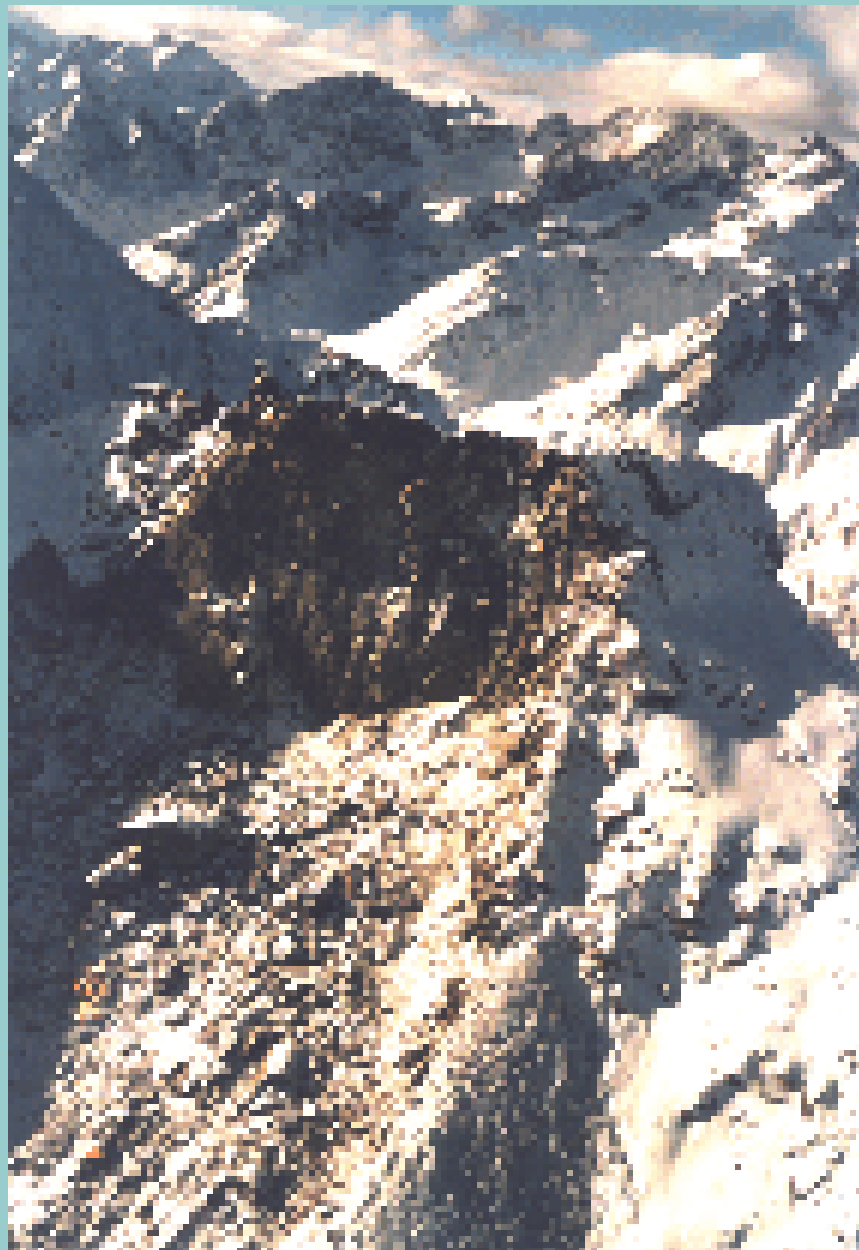


GFU

Geoforum Umhausen



Ba nd 2

2001

INHALT

Einführungsvortrag: Wasser - der lange Arm des Bergsturzes <i>T. H. ERISMANN</i>	S.1
Deformationsanalyse felssturzgefährdeter Hangbereiche <i>M. MOSER, M. LOTTER & H. MEIER</i>	S.3
Der Bewegungsablauf tiefgreifender Hangdeformationen <i>S. WEIDNER & M. MOSER</i>	S.14
Monitoring und Dynamik einer Großrutschung im Flysch der Bayrischen Alpen <i>G. BUNZA</i>	S.26
Der Tsergo Ri Bergsturz im Nepal Himalaja - Erforschung der größten Kristallinmassenbewegung der Erde als Grundlage für rezente Gefahrenzonenkartierungen <i>J.T. WEIDINGER</i>	S.36
Einsatz eines Laserscanners zur automatischen, kontinuierlichen Überwachung von Massenbewegungen <i>M. SCHEIKEL & G. POSCHER</i>	S.60
Interpretation der Ergebnisse des Eiblschrofen-Monitoring Programmes mittels numerischer Modelle <i>R. POISEL, W. LEITHNER, A. PREH & W. ROTH</i>	S.62
Interaktives 3D-Modell der georelevanten Daten am Eiblschrofen <i>R. MARSCHALLINGER und C. STEJSKAL</i>	S.64
Projektierung und Bauausführung von Verkehrswegeprojekten in instabilen Flanken; - Fallbeispiele <i>T. SAUSGRUBER, H. KIRSCHNER, T. KNITTEL & G. POSCHER</i>	S.65
Schwierigkeiten und Probleme bei der Bestimmung physikalischer Laborwerte in der Felsmechanik <i>E. WERTHMANN</i>	S.68
Massenbewegungen aus der Sicht der Behörden und ihrer Sachverständigen <i>J. HAUSER, G. HEISSEL, M. SCHÖNHERR & C. WEBER</i>	S.73

Vorwort

Die Einrichtung „Geoforum Umhausen“ hat, wie die rege Teilnahme an der 2. Veranstaltung zeigte, den erhofften Zuspruch erfahren.

Das Geoforum Umhausen mit der 2-tägigen Vortragsveranstaltung, einer Halbtagesexkursion mit 60 – 70 Teilnehmern hat sich als eine Nische angeboten, die zwischen workshops und großen Tagungen vermittelt.

Mit 7 – 8 Vorträgen pro Tag stand sowohl für die Vortragenden als auch für die Diskussionsredner ein ausreichender Zeitraum zur Verfügung. Auch die tägliche 40 – 60 Minuten dauernde allgemeine Diskussion, die von den Vortragsvorsitzenden moderiert wird, ist eine zusätzliche von allen Teilnehmern geschätzte Einrichtung.

Das Leitthema für die Veranstaltung im Jahre 2000 wurde mit dem Titel „Massenbewegungen in Festgesteinen“ vorgegeben.

Alle Teilthemen wie Prognose, Methodik, Dynamik, Auswirkungen und Sanierung von Massenbewegungen wurden in den angebotenen Vorträgen andiskutiert. Gerade am Beispiel der Felsstürze vom Eiblschrofen (insgesamt wurden 6 ausgezeichnete Vorträge zu diesem Thema gehalten) wurden nicht nur die zuvor genannten Teilparameter stark miteinander verknüpft; es hat auch der hohe Grad an Interdisziplinarität diese Vorträge besonders ausgezeichnet.

Auch der Versuch das Thema „Massenbewegungen aus der Sicht der Behörden und ihrer Sachverständigen“ abzuhandeln, ist nicht nur bestens gelungen, sondern auch vom Fachpublikum sehr geschätzt worden.

Dr. Gunther Heißel

O. Univ. Prof. Dr. Helfried Mostler

Wasser - der lange Arm des Bergsturzes

T.H. Erisman

Dass Wasser viel zur Entstehung von Bergstürzen beitragen kann, ist seit den Anfängen der Geologie bekannt. Auch dass es im Gemisch mit Feststoffen deren Bewegungsverhalten markant verändern kann, ist Gemeingut der Fachwelt. Dass es, schließlich, beim Bruch eines von Bergsturstrümmern gebildeten Dammes selber zum zerstörenden Agens mit dramatisch erhöhten Spannweiten in Raum und Zeit wird, ist ebenfalls kein Novum. Es gibt aber Mechanismen, denen lange Zeit nicht genug Aufmerksamkeit zuteil wurde: Erst 1997 beschrieb ABELE Bedingungen, unter denen Wasser vom schlechten zum guten Schmiermittel für Fels mutieren kann. Der Sprechende hat diesem Mechanismus vor Jahresfrist in Umhausen einen Vortrag gewidmet.

In der Folge werden zwei weitere Mechanismen vorgestellt, die bisher kaum einer physikalisch plausiblen Analyse unterzogen wurden. Bei beiden wirkt Wasser als vom Bergsturz initiiertes selbständiges Agens mit der Fähigkeit, Zerstörung in weite Ferne zu tragen. Und dieses Wasser bewegt sich - das ist das Bemerkenswerte - wesentlich schneller als der Fels, der es in Schwung brachte. Also müssen beide Mechanismen als „Übersetzungen ins Schnelle“ wirken und können aus energetischen Gründen nur funktionieren, wenn die bewegte Wassermasse - im Gegensatz zum Eintauchen in ein großes Gewässer (NODA, 1970; VISCHER, 1986) - wesentlich kleiner ist als die treibende Felsmasse. Ungeachtet solcher Parallelen sind die beiden Mechanismen untereinander grundverschieden.

Man erinnere sich an Val Pola, 1987: Aus dem kurzen, steilen, relativ breiten Tal des Baches Pola schoss nach starken Regenfällen eine Felsmasse von knapp 0.04 Kubikkilometer ostwärts, kreuzte das Veltlin mit rund 75 m/s Geschwindigkeit, wurde, weil stark zerkleinert, im Aufbränden in zwei Arme geteilt, deren linker im Zurückgleiten das Dorf Morignone zudeckte und einen kleinen Stausee weitgehend entleerte, den die Adda nach Vorstürzen aufgestaut hatte. Dieser letzte Vorgang führte zur Katastrophe: Das Wasser des Sees stieg bis zu mehr als 100 m westwärts hoch und lief als Welle etwa 2 km weit stromaufwärts, wo es mehrere Weiler sowie das Dorf Aquilone arg zurichtete und 20 Tote forderte. Morignone und jene Weiler waren in vorbildlicher Aktion rechtzeitig evakuiert worden; Aquilone galt wegen der Distanz als sicher. Denkwürdig sind 7 mutige Arbeiter, die der Bergsturz beim Graben eines Ablaufs für den See begrub.

Das derart „ausgeschaufelte“ Wasser erreichte mehr als die Hälfte der Höhe, aus der die Felsmasse nach dem Aufbränden zurückgefahren war. Die Felstrümmmer dagegen bleiben nach beschiedener Rückbrandung liegen - also bewegte sich tatsächlich das Wasser schneller als der Fels.

Beim wenige Sekunden dauernden Kontakt mit der Bergsturzmasse musste also das Wasser Energie aufnehmen können, als wäre zwischen beiden eine erst komprimierte, dann expandierende Feder. Eine keilförmige nicht zu durchlässige Front der Felsmasse ersetzte diese Feder: Sie fuhr unter das seichte Wasser und zwang es kraft seiner Trägheit zunächst in die Höhe, worauf die Schwere es auf dem Keil nach unten und vorne zog und den Bergsturz überholen liess. Bei verlustfreier Funktion könnte theoretisch dessen Geschwindigkeit verdoppelt werden.

Dies hätte im Falle des Bergsturzes von Vaiont (1963) nicht genügt: Die knapp 0.3 Kubikkilometer Fels, die vom Monte Toc in den fast gefüllten Kraftwerks-Stausee donnerten, bewegten sich (entgegen Schätzungen in der Literatur, MÜLLER, 1964, 1968) nicht „unvergleichlich schnell“, sondern unter Brüdern eher langsam, sicher unter 30 m/s, während der Schwerpunkt des beschleunigten Wassers, um etwa 200 m gehoben, ohne Energieverluste einer Anfangsgeschwindigkeit von 63 m/s bedurft hätte. Die erforderliche Energie war sicher vorhanden, denn das Massenverhältnis von Fels zu Wasser lag bei 10:1 (für Val Pola über 500:1). So konnte auch ein recht einfacher Mechanismus die gewaltige Katastrophe bewirken, die, nachdem der

eigentliche Bergsturz kein Todesopfer gefordert hatte, Hunderte von Menschen tiefer im Piavetal für Longarone und andere Ortschaften ein nächtliches Inferno mit fast 2000 Toten schuf. Besagter Mechanismus bestand darin, dass die breite Steilfront einer fast völlig kohärenten Felsmasse sich unaufhaltsam dem ebenfalls steilen Gegenhang näherte. Der Raum zwischen beiden wurde immer enger, und das darin befindliche Wasser wurde gewaltsam verdrängt (natürlich nicht nur hangaufwärts, sondern auch seitlich). Wegen der enger werdenden Austrittsquerschnitte nahm seine Geschwindigkeit zu, bis Fels auf Fels krachte. Eine Wasserpistole mit Zylinder und Kolben ist effizienter, arbeitet aber nach dem gleichen Grundprinzip...

Literatur:

- ABELE G., 1997: Rockslide movement supported by the mobilization of groundwater-saturated valley floor sediments. Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., 41, 1-20
- ERISMANN T.H.(ABELE G., 2000: Dynamics of Rockslides and Rockfalls. Berlin/Heidelberg/New York; im Druck).
- MÜLLER L., 1964: The Rock slide in the Vajont valley. Felsmechanik und Ingenieurgeologie, 2, 3-4, 148-212.-, 1968: New Considerations on the Vaiont slide. Felsmechanik un Ingenieurgeologie, 6, 1-91.
- NODA E., 1970: Water waves generated by landslides. Journal of Waterways, Harbours, Coast Engineering Division, American Society of Civil Engineers, WW4, 835-855.
- VISCHER D.L., 1986: Rockfall induced waves in reservoirs. Water Power and Dam Construction, September 1986.

Deformationsanalyse felssturzgefährdeter Hangbereiche

*M. Moser, M. Lotter & H. Meier *)*

1. Einleitung

Die zunehmende infrastrukturelle Belastung durch steigenden Siedlungsdruck, Fremdenverkehr und Ausbau der Transport-/Verkehrswege haben in reliefbetonten Regionen (z. B. Alpentäler, Flußtäler im Mittelgebirgsraum) zu einem Vordringen des Menschen in potenziell gefährdete Bereiche geführt, in denen der Abbau bestehender, relief- und materialbedingter Instabilitäten durch morphogenetische Prozesse wie Erosion und Hangbewegung erfolgt. Plötzliche Massenbewegungen wie Felsstürze und Felsgleitungen gehören i. d. R. zu natürlichen Hanginstabilitäten mit längerer Vorgeschichte, deren ursächliche Faktoren in der Morphologie, geologischen Struktur, in Verwitterungs- und Entspannungsvorgängen und u. U. im Wasserhaushalt der Hänge zu suchen sind. Sie bereiten sich meist über einen langen Zeitraum vor und können aufgrund fehlender Aufnahme und Überwachung oder falscher Interpretation der Vorgänge zu einer unerwarteten Gefährdung von Menschen und Sachwerten führen. Verbesserte Konzepte zum Erkennen, zur Risikobewertung und zur Vorhersage des zukünftigen Hangverhaltens sind deshalb erforderlich.

Die bisherige Bearbeitung solcher geotechnischen Probleme beschränkte sich auf einfache, jedoch nicht umfassende meßtechnische Feldarbeiten oder aber auf theoretische Betrachtungen, die sich bezüglich der zu behandelten Fragestellung als praktisch nur sehr eingeschränkt anwendbar erweisen.

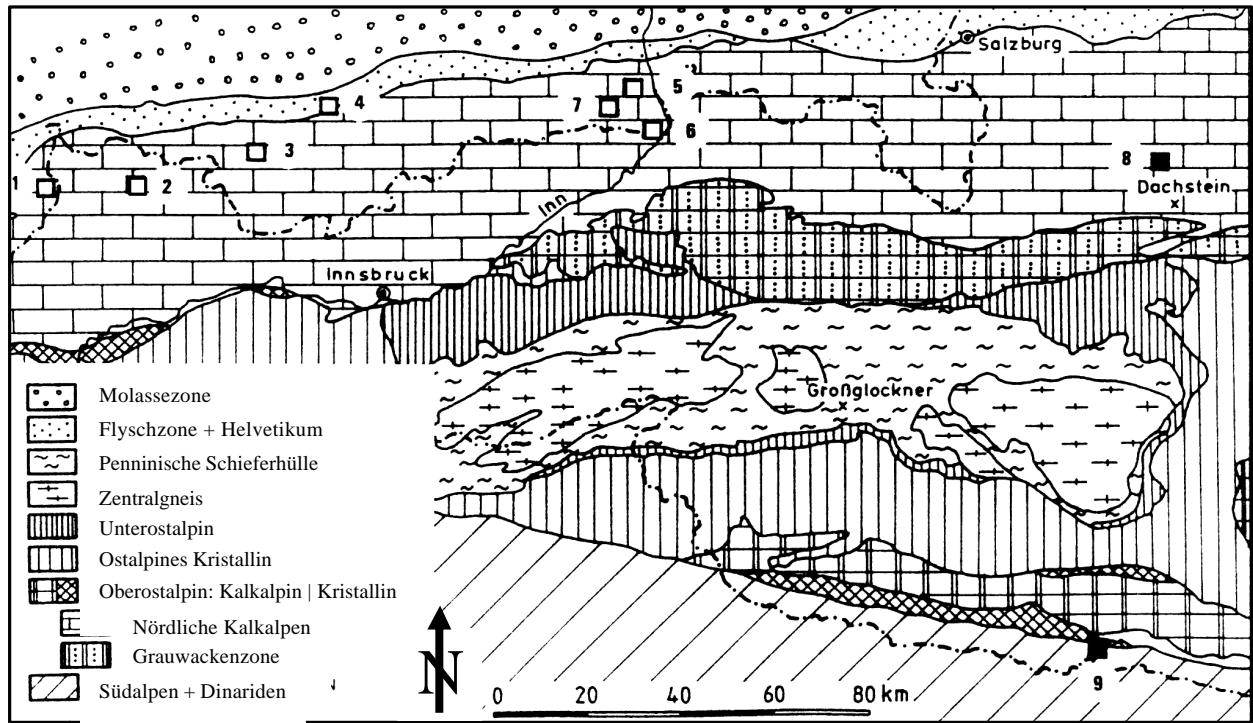
Als Lösungsweg kann die Untersuchung der morphologisch-geologischen Situation mittels verschiedener thematischer Karten, Lagepläne und geotechnischen Längenschnitten und die Erfassung der Kinematik und des Bewegungsmechanismus mit verschiedenen kontinuierlichen und diskontinuierlichen Meßmethoden angesehen werden.

2. Untersuchungsobjekte

Die Ursachen und Auswirkungen instabiler Felshänge können sehr unterschiedlich in Abhängigkeit der geologisch-geotechnischen Verhältnisse sein. Dies zeigen die für längerfristige Meßprogramme ausgewählten Untersuchungsobjekte im Nördlichen Kalkalpin zwischen Allgäuer Alpen und Dachsteinregion (Abb. 1, Nr. 1 - 3, 5 - 8) sowie je ein Fallbeispiel aus dem Flysch der Ammergauer Alpen (Nr. 4) und dem Südalpin der Karnischen Alpen (Nr. 9).

An den in Abb. 1 aufgeführten Lokalitäten sind in den letzten Jahren teilweise zurückreichend bis 1987 umfangreiche ingenieurgeologische Aufnahmen durchgeführt worden. Zudem waren oder sind in Umfang und Dauer sehr unterschiedliche, individuell angepasste geotechnische Meßprogramme zur Erfassung der Kinematik und der Bewegungsmechanismen der typisierten Hanginstabilitäten eingerichtet.

Im Rahmen dieser Präsentation werden nähere Ausführungen zur geologischen Situation, zur geotechnischen Typisierung und zur Kinematik von der Plassen-Ostseite, Hallstatt/Oberösterreich und Treßdorfer Höhe, Naßfeld/Kärnten gebracht (Abb. 1, Nr. 8, 9).



(1) Hinterstein (2) Hahnenkamm-Hornbergl, Reutte (3) Hohe Wand, Graswang (4) Rißberg, Murnau (5) Schrofen, Brannenburg (6) Marbling, Kiefersfelden (7) Schweinsberg, Bad Feilnbach (8) Plassen-Ostseite, Hallstatt (9) Treßdorfer Höhe, Naßfeld

Abb. 1: Lage der untersuchten instabilen Felshänge; schwarze Kästchen: näher beschriebene Lokalitäten (8) und (9).

2.1 Die Bergzerreißungen der Plassen-Ostseite westlich von Hallstatt (Oberösterreich)

Die Ostflanke des Plassenmassivs im Bereich Hallstatt-Salzburg besteht aus Kalksteinen, welche vom Hallstätter Salzstock mit seinem tonig-schluffigen Verwitterungsdach unterlagert werden. Über einen Höhenunterschied von 850 m sind verschiedene Stadien komplexer, großräumiger Bergzerreißungsvorgänge zu beobachten (Abb. 2). Für diese Arbeit wurden zwei besonders aktiv erscheinende Zerreibungsfelder innerhalb dieser Hangflanke eingehender untersucht. Zum einen das Gebiet **“Dammwiese”**, wo großräumige Spaltenbildung und die Ablösung einzelner, freistehender Felstürme zu beobachten sind, zum anderen das Gebiet **“Steinbergkogel - Rotes Kögele”**, wo ein Bergkamm aus relativ harten Kalksteinen (ca. 3 mio m³) als Folge gravitativer Kriechvorgänge in der relativ weichen, duktilen Unterlage vollständig vom unbewegten Gebirge abgetrennt wurde (**“Steinbergkogel-Scholle”**). Die hier repräsentierte geotechnische Konstellation einer spröden Deckplatte über einem duktilen Sockel ist häufig Ursache für Bergzerreißungsphänomene mit Ablösungen von Felsblöcken und -türmen (potentielle Felssturzgefahr) im Randbereich der starren Platte. Am Rande der Steinbergkogel-Scholle hat sich zuletzt 1985 ein größerer Felssturz (**“Rotes Kögele”**, Kubatur ca. 30.000 m³) ereignet, mit weiteren Ereignissen ist auch in Zukunft zu rechnen. Der komplizierte Bewegungsmechanismus setzt sich aus Kriech-, Gleit- und Kippvorgängen zusammen, die Versagensmechanismen sind bestimmt durch das sich bodenmechanisch verhaltende Unterlager (Abb. 2).

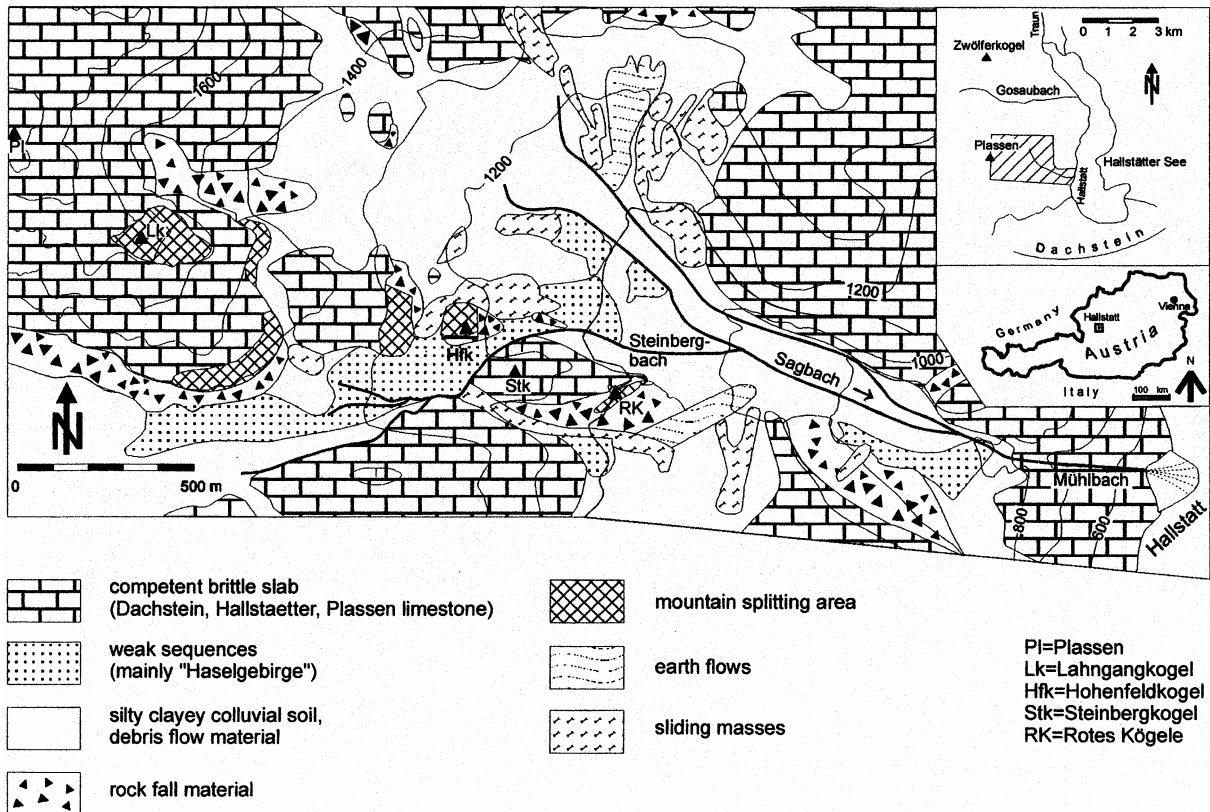


Abb. 2: Ingenieurgeologische Übersichtskarte des Hallstätter Salzberges; vereinfacht nach MERKEL (1989) und überarbeitet von MOSER & LOTTER.

2.2 Das Bergzerreißungsfeld westlich der Treßdorfer Höhe im Naßfeldgebiet (Kärnten)

Die in den karnischen Alpen südlich des Gailtals gelegene Treßdorfer Höhe wird aus einer nach Westen einfallenden Wechselfolge (Sedimentationszyklen) klastischer Gesteine (Ton-, Silt-, Sandstein) und Kalksteinen aufgebaut. Die oberste Kalksequenz (Hangoberfläche) zerlegt sich als Zerreißungsfeld auf der relativ geringmächtigen, basalen klastischen Abfolge. Dieser Bewegungstyp repräsentiert die geotechnische Konstellation der Zerlegung einer spröden Deckplatte über einem geringmächtigen, geneigten duktilen Unterlager. Das Versagen des Unterlagers erfolgt durch Einsetzen von Kriech- und vorwiegend translationsförmigen Gleitvorgängen entlang der mechanisch schwächsten Schicht und beginnt in der Deckplatte mit initialer Kluftöffnung. Das fortschreitende Stadium der Zerreißung führt zur Isolierung einzelner, freistehender Felsblöcke und mächtiger Felstürme aus einer "Riftzone" heraus. Diese Form der Bergzerreißung entwickelt sich damit zu einem klassischen Beispiel einer Hangbewegung vom Typ "Blockbewegungen" (block-type slope movements). Am talwärtigen Rand der Deckplatte (Ausstreichen des klastischen Unterlagers in der Talflanke) kommt es zu Felsstürzen durch Kippbruch der Felstürme. Im konkreten Fall des Beispiels Treßdorfer Höhe befindet sich an dieser Hangkante im vordersten, westlichen Bereich des Blockzerlegungsfeldes ein Großblock mit einer Kubatur von ca. 60.000 m³. Zwei durch eine Großkluft davon talseitig abgelöste Teilblöcke mit 7.000 m³ und 25.000 m³ befinden sich in einem fortgeschrittenen Stadium eines kombinierten Gleit-/Kippbruches und sind absturzbereit, so daß zumindest für den kleineren Teilblock mit einem Felssturz in den nächsten Jahren gerechnet werden muß (Abb. 3).

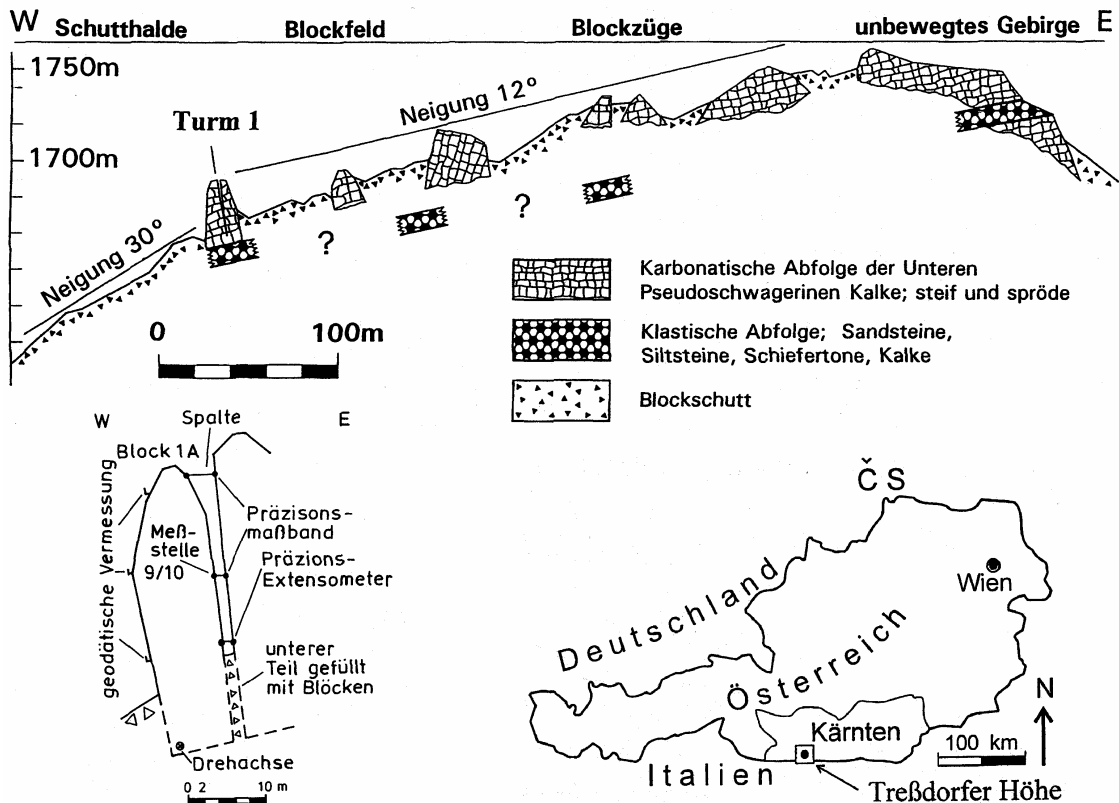


Abb. 3: Bergzerreißung Tressdorfer Höhe/Kärnten: Schematischer geologisch-geotechnischer Längenschnitt und geotechnische Situation des Felsturmes 1 mit Meßeinrichtungen

3. Geotechnische Typisierung

Nach GLAWE & MOSER (1993), MOSER & GLAWE (1994) und LOTTER et al. (1998) sind für diese Bergzerreißungen mit anschließenden Blockbewegungen und Felsstürzen im System "Hart auf Weich" prinzipiell zwei Fälle zu unterscheiden:

- eine spröde Deckplatte überlagert einen mächtigen, duktilen Sockel wie z. B. Feinklastika, Salzstock, Phyllite (Fallbeispiele z. B. von JOHNSEN & KLENGEL 1973, HAUSWIRTH & SCHEIDEGGER 1988, POISEL et al. 1991, ROHN 1991) (Typ I, Abb. 4 a)
- eine spröde Deckplatte überlagert eine geneigte, relativ geringmächtige, duktile Schicht bzw. eine Wechselfolge relativ kompetenter und inkompetenter Gesteine (z. B. DONIÉ 1990, CATURANI et al. 1991, BERTLE 1992, JACKSON & LEBEL 1998) (Typ II, Abb. 4 b)

Beide Konstellationen zeigen eine charakteristische Entwicklung hinsichtlich der morphologischen Ausbildung als auch der Kinematik der Bergzerreißung und sekundärer Massenbewegungen (Abb. 4a, 4b):

- initiiert durch Versagensmechanismen der unterlagernden weichen Schichtfolgen (Beanspruchung über der Kriechfestigkeit bis zum Scherbruch bei Dominanz der kontinuierlichen Kriechprozesse)
- hangtektonische Zerlegung der spröden Deckplatte unter Verwendung des präexistenten Trennflächengefüges mit Reiß-, Spalten- und Grabenbildung
- progressive Disintegration hin zum Rand der Deckplatte mit der räumlichen Isolierung einzelner Felszüge und Felstürme verbunden mit der Ausbildung von Blockzerlegungsfeldern und Blockschutthalden
- Ablösung von Felstürmen am Rand der spröden Deckplatte durch Kipp- und Gleitbewegungen

- Schuttströme und Muren in den duktilen Abfolgen im erstgenannten Fall

Das Gefahrenpotential ist in beiden Fällen demnach in erster Linie durch eine potentielle Felssturzgefahr (Kippbruch) am Rand spröder Deckplatten, aber auch durch eine Mobilisierung der weichen Gesteinsmassen und des auflagernden Blockschutts in Form von Schuttströmen, insbesondere bei einem mächtigen duktilen Unterlager, gegeben.

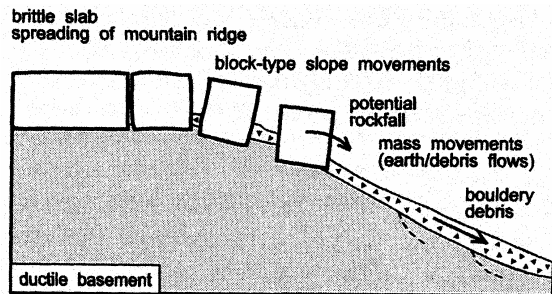


Abb. 4a:
Eine spröde Deckplatte überlagert einen mächtigen duktilen Sockel (schematisch);
Fallbeispiel Bergzerreißung Plassen, Hallstatt-Salzberg.
Typ I

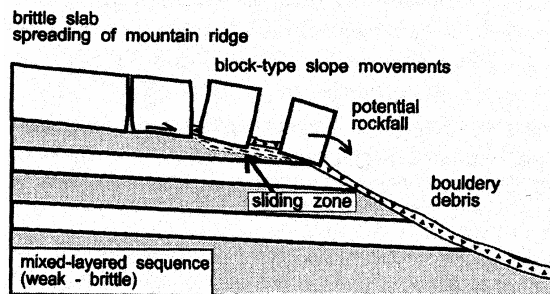


Abb. 4b:
Eine spröde Deckplatte überlagert eine relativ geringmächtige, duktile Schicht bzw. eine Wechselfolge relativ harter und weicher Gesteine (schematisch);
Fallbeispiel Bergzerreißung Treßdorfer Höhe, Naßfeld.
Typ II

4. Verwendete Meßmethoden

Zusammen mit der ingenieurgeologischen Geländeaufnahme und der Ermittlung fels- und bodenmechanischer Gesteinsparameter konnte mit den vorgestellten Meßmethoden ein Bild über die vergangene, gegenwärtige und zukünftige Entwicklung (Prognose) von Deformationsprozessen innerhalb einer Hangbewegung entwickelt werden. Insbesondere konnten mit den verschiedenen Meßmethoden kurz-, mittel- und langfristig Bewegungscharakteristika in Zeiträumen von Minuten bis Jahren zeitlich aufgelöst werden. Auch verschiedene Bewegungsarten wie Kriechen, Gleiten und Kippen wurden auf diese Weise erkannt, was wiederum beispielsweise für die Identifikation absturzgefährdeter Hangbereiche von entscheidender Bedeutung ist.

Tab. 1: Zusammenstellung der verwendeten Meßmethoden zur Deformationsanalyse an den untersuchten Lokalitäten

meßtechnische Methode	Datenerfassung	Zielsetzung	Aufwand
Präzisionsmaßband (Konvergenzmeßgerät)	punktuell in Zeitabständen, Relativmessung	erste quantitative Untersuchungen der Gebirgsbewegungen	kostengünstig, relativ einfache Installation
Extensometer mit Datensammler, Temperatursensoren und Niederschlagsmeßgerät	quasi-kontinuierlich, synchron zu externen Faktoren, ständige Überwachung	hohe Detailauflösung des zeitlichen Bewegungsablaufs, Einfluß der externen Faktoren	kostenintensiv, witterungsanfällig, hoher Wartungsaufwand
geodätische Objektpunktvermessung	Lageänderung von Punkten zwischen den Meßepochen, absolute Raumvektoren	einzigste Möglichkeit zum Erhalt von absoluten Bewegungsbeträgen/-richtungen	kostenintensiv (Personal, Zeit), aber problemlose Durchführung
Neigungsmeßgerät (portabel und stationär)	kontinuierliche oder diskontinuierliche Erfassung der absoluten Kipptrate	Identifikation der Kippkomponente bezüglich horizontaler Raumachsen	relativ kostengünstig, Durchführung einfach, Installation aber zeitaufwendig

5. Kinematik- und Deformationsanalyse

5.1 Plassen-Ostseite, Hallstatt/Oberösterreich; Typ I

5.1.1 Geotechnische Eigenschaften der duktilen Unterlage

Verantwortlich für die rezent anhaltenden Bergzerreißungsvorgänge der Steinbergkogel-Scholle wie auch der gesamten Plassen-Ostflanke sind die mechanischen Eigenschaften des oberflächlich aufgeschlossenen, die spröden Kalksteine unterlagernden und den Hallstätter Salzstock abdichtenden, obersten Verwitterungs- bzw. Auslaugungshorizonts des Haselgebirges und z.T. der Zlambachschieften. Diese ist im bodenmechanischen Sinne ein als bindiger Boden zu bezeichnendes Lockergestein (Abb. 5).

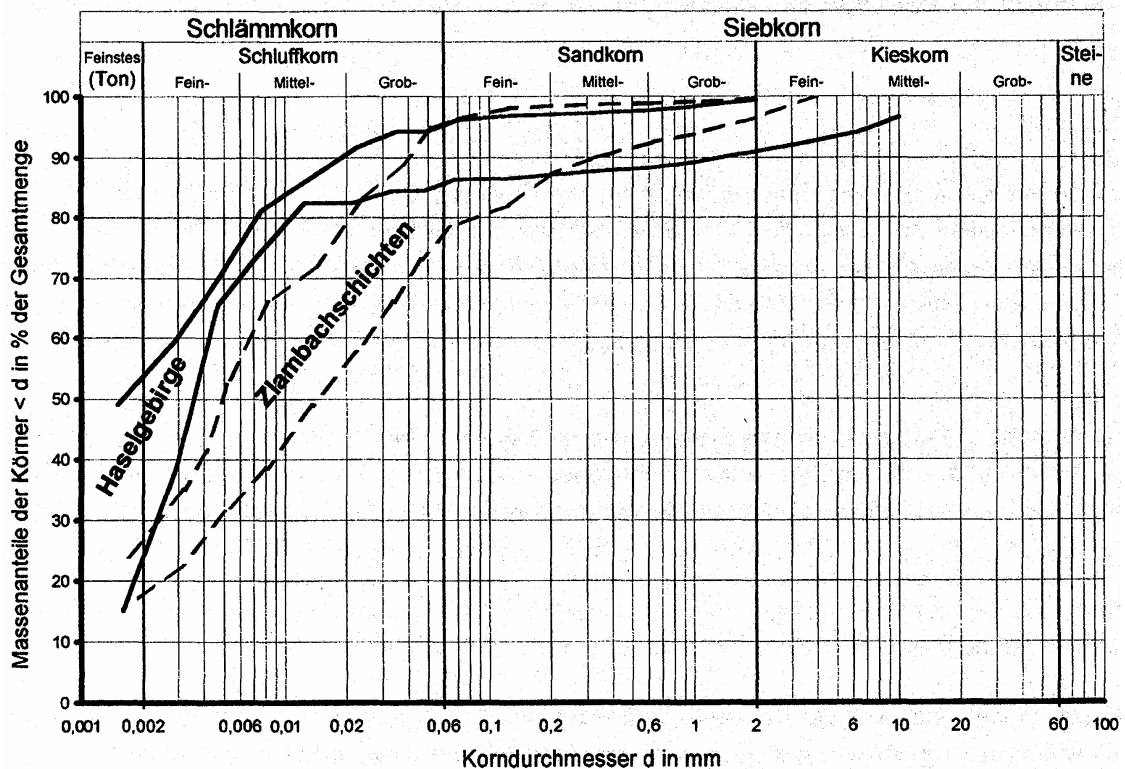


Abb. 5: Kornverteilungsbereich von ausgelaugtem Haselgebirge und angewitterten Zlambachschieften; ermittelt aus fünf bzw. vier Körnungslinien des Probenmaterials

Die direkten, drainierten Rahmenscherversuche ergeben für das ausgelaugte Haselgebirge wirksame Reibungswinkel zwischen 20° und 23° bei einer materialtypischen Kohäsion von 8 bis 29 kN/m^2 . Die effektiven Reibungswinkel entsprechen damit der über weite Bereiche ausgebildeten Hangneigung des Geländes. Zwischen Peak- und Restscherfestigkeit sind keine großen Unterschiede festzustellen. Zusammen mit der Geländemorphologie und der plastischen Verformbarkeit des Haselgebirges könnte diese eine Erklärung für die postglazialen Kriechprozesse unterhalb der Bruchgrenze bei starker Durchbewegung des Auslaugungshorizonts sein.

5.1.2 Kinematik und Bewegungsmechanismus

Die Kinematik des Zerreibungsfeldes am Steinbergkogel und der talwärts anschließenden Blockschutthalde im Übergang zum Schuttstrom Langmoos wird seit 1987 untersucht.

Die gesamte Steinbergkogel-Scholle bewegt sich, eingebunden in die Kriechzone des ausgelaugten Haselgebirges, mit einer "Hintergrundgeschwindigkeit" von max. 0,5 bis 1 cm/a talwärts ins Hochtal des Salzberges (Abb. 6). Die Verschiebungsrates steigt sich zum Rand der Deckplatte an der Hauptabrißkante auf ca. 1,5 bis knapp 4 cm/a. Die Erhöhung der Gesamtbewegung kommt durch die Externrotation der sich vom bergwärtigen Zerreibungsfeld ablösenden Großblöcke und

Felstürme zustande. Diese begründen die Felssturzgefahr durch potentiellen Kippbruch bei plastischer, irreversibler Deformation des Unterlagers (duktiles "Auspressen" bei Überschreitung der Kriechgrenze bis zum Grundbruch im finalen Zustand). Insbesondere absturzgefährdet ist ein max. 40 m hoher Felsturm (ca. 5.000 m³) im nördlichen Bereich der Hauptabtrißkante in Reichweite der unterhalb gelegenen Forststraße. Seine mittel- und langfristige Bewegungsentwicklung (mehrere Monate bis Jahre) ist mit max. 4 cm/a am Top (Kipprate 0,68 mm/(m*a) von Dezember 1996 bis Mai 1998) allerdings noch in einem sehr frühen Stadium der Vorbereitung bei ausgesprochen linearem Ablauf.

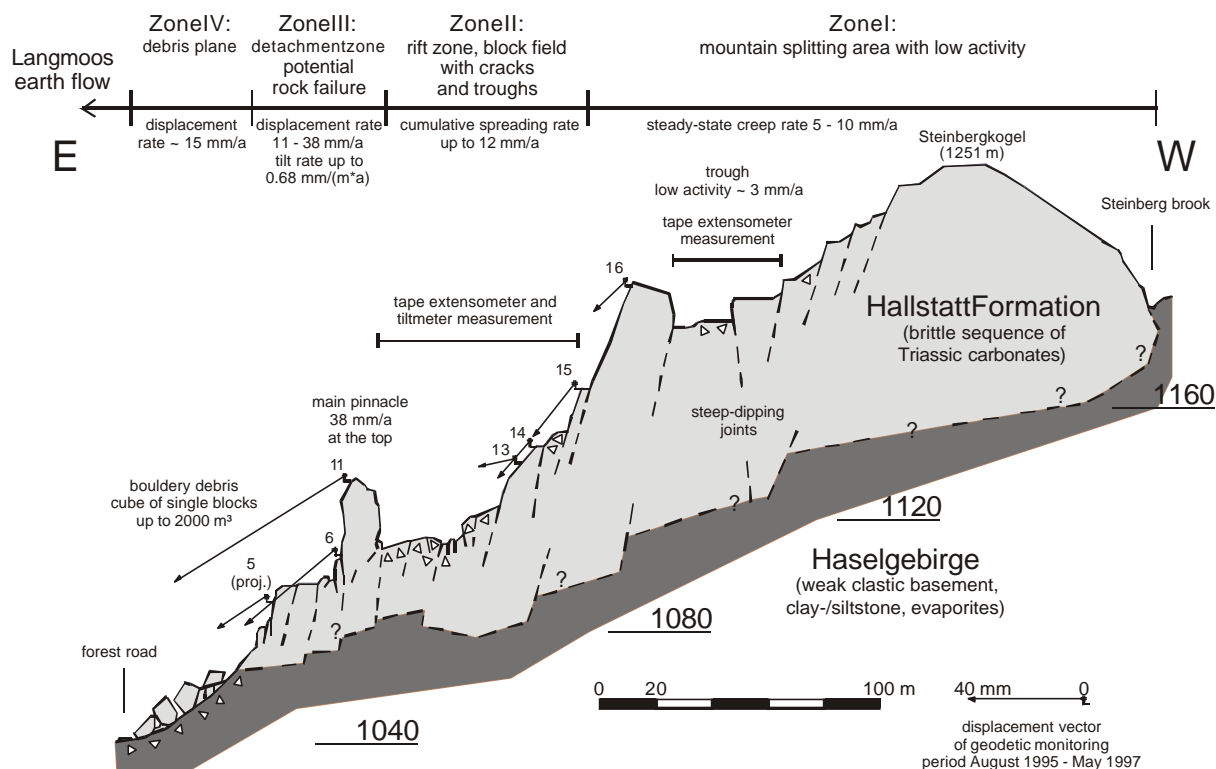


Abb. 6: Geotechnischer Längenschnitt durch die Steinbergkogel-Scholle mit Messinstrumenten und ausgewählten kinematischen Charakteristika; modifiziert nach Lotter et al. (1998)

Als mögliche Nachwirkungen des Felssturzes von 1985 sind überwiegend bis 1992 an zahlreichen Maßbandstrecken neben dem typischen, langfristig kontinuierlichen, linearen Bewegungsablauf auch sprunghafte Änderungen der Bewegungscharakteristik innerhalb weniger Monate festzustellen. Nach 1992 entwickelt sich über die gesamte Bergzerreißung ein sehr gleichmäßiger Verformungsprozeß ohne mittelfristige Änderungen innerhalb weniger Monate. Dabei resultiert eine Aufweitung (Divergenz) des Gebirgskörpers zum talwärtigen Rand der Kalkplatte (Abb. 7). Dies bedeutet die langfristige Vorbereitung zukünftiger Felsstürze.

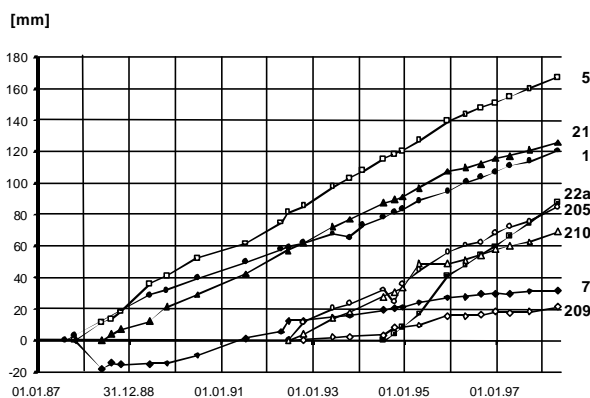


Abb. 7: Aufsummierte Kluftöffnungsbeiträge der Präzisionsmaßbandstrecken an der Hauptabtrißkante (Zone III, Abb. 6)

5.2 Treßdorfer Höhe, Naßfeld/Kärnten

Die Bewegung erfolgt entlang der Schichtgrenze in der klastischen Zwischenschicht bei einem Einfallen von überwiegend nur ca. 15° bis 20° nach Westen (Kap. 2.2 und Abb. 3). Auf die Kinematik des gesamten Bergzerreißungsfeldes soll in diesem Rahmen nicht weiter eingegangen

werden. Übersichtsmäßig können die kinematischen Verhältnisse der Abb. 8 entnommen werden. Besonders interessant hinsichtlich der Felssturzgefährdung aber auch hinsichtlich einer Felssturzprognose ist der randliche Bereich der Deckplatte.

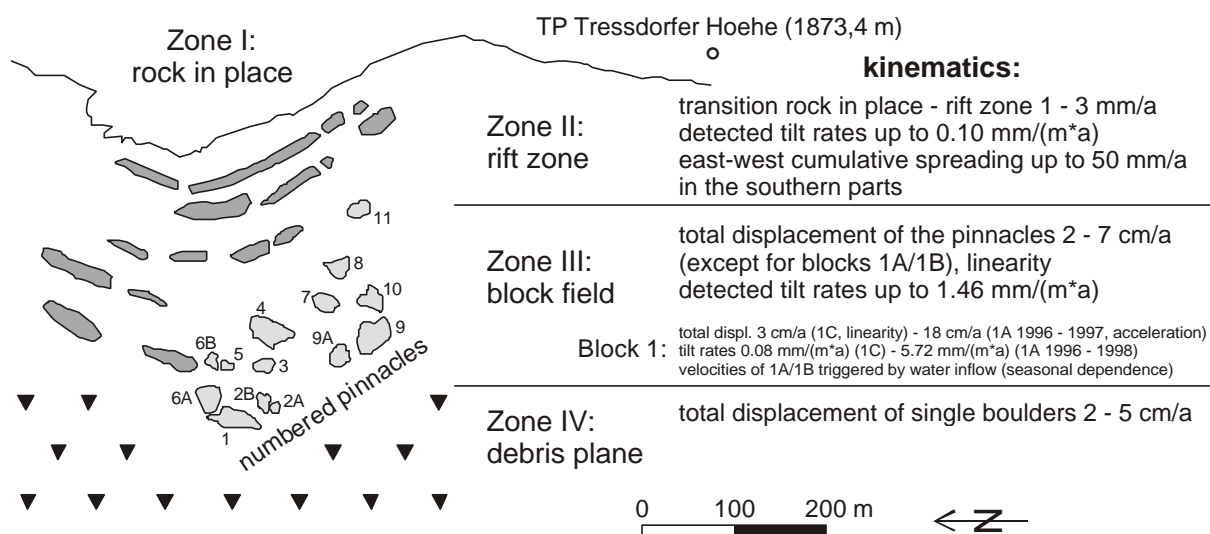


Abb. 8: Lageplan des Bergzerreißungsfeldes Treßdorfer Höhe mit charakteristischen kinematischen Eigenschaften der verschiedenen Zonen; modifiziert und ergänzt nach GLAWE & MOSER (1993) und LOTTER et al. (1998).

5.2.1 Kinematik des Frontbereiches

An einer konvexen Hangkante am Rand des Blockfeldes im Übergang zu den steiler einfallenden Einhängen der talwärts anschließenden Schutthalde befinden sich die felsturmartigen Großblöcke 1 und 2. Sie untergliedern sich durch interne Zerlegung entlang geöffneter Großklüfte (hangtektonische Reaktivierung tektonisch vorgezeichneter Störungsflächen) in die Teilblöcke 1A, 1B, 1C bzw. 2A und 2B. Der akut absturzgefährdete Teilblock 1A am talwärtigen Rand des Zerreißungsfeldes nimmt eine kinematische Ausnahmestellung ein (Abb. 9). Seit den ersten Bewegungsmessungen im Jahre 1987 mit einem zunächst ausgesprochen linearen Bewegungsverlauf (sekundäre Kriechphase) ist ab 1993 eine kontinuierliche Zunahme der Bewegungsraten zu verzeichnen (Übergang zur finalen Beschleunigung). Dies ist durch den Anstieg der externrotatorischen Komponente (Versagen durch Kippbruch) begründet, während der translatorische Betrag an der Blockbasis (ca. 2 bis 3 cm/a) mit dem der umgebenden Felstürme identisch ist. Die Kipptrate der Jahre 1989 bis 1994 von 3,07 mm/(m*a) hat sich im Zeitraum 1996 bis 1998 auf 5,72 mm/(m*a) gesteigert. Die Gesamtverschiebung am Top von Block 1A hat sich dadurch für 1996 bis 1998 auf knapp 20 cm/a erhöht.

Kurz- und mittelfristig (von Minuten bis mehrere Monate) wird die durch den Kippvorgang von Block 1A verursachte Spaltenöffnung zwischen den Teilblöcken 1C und 1A ausgeprägt vom externen Faktor Wasserverfügbarkeit in Form von Niederschlag und dem temperaturabhängigen Verlauf der Schneeschmelze beeinflusst (Abb. 10). Das regressive zyklische Beschleunigungsverhalten über ca. ein bis drei Monate wird gesteuert durch

- die Beschleunigung bei Schneeschmelze (verstärkt durch Niederschlag)
- eine leichte Beruhigung im Hoch- bis Spätsommer
- eine Herbst- bis Frühwinterbeschleunigung bei jahreszeitlich typisch hohen Regensummen
- die deutliche Verzögerung mit dem Einsetzen der Frostperiode.

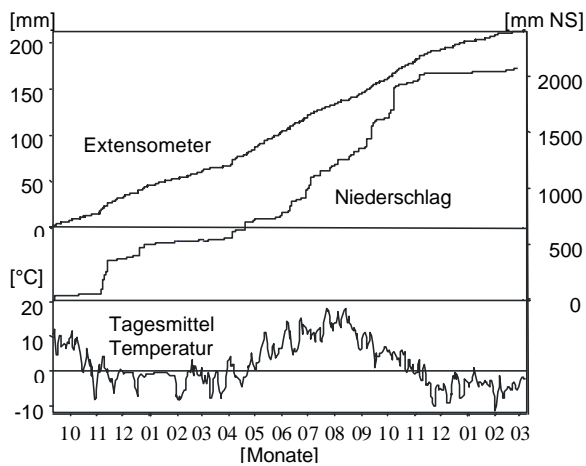
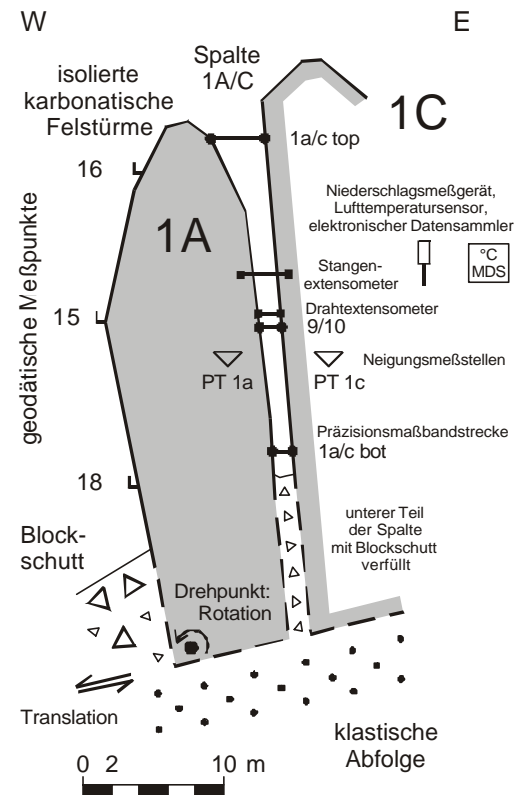


Abb. 10 (oben): Kontinuierliche Datenaufzeichnung der Meßstation Block 1 an der Treßdorfer Höhe vom 10.09.1997 bis 07.03.1999: aufsummierte Öffnung der Spalte 1A/C (Divergenz des Drahtextensometers), Niederschlagssummenkurve und Tagesmittel-Temperaturgang.

Abb. 9 (rechts): Geotechnischer Längenschnitt durch die Teilblöcke 1A und 1C mit der Spalte 1A/C und den Meßeinrichtungen zur Erfassung der kinematischen Vorgänge (schematisiert).



5.2.2 Der Versuch einer Felssturzprognose

Im Vorfeld eines in naher Zukunft zu erwartenden Felssturzes durch Kippbruch von Teilblock 1A (7.000 m^3) wurde Anfang der neunziger Jahre ein erstes Prognosenmodell erstellt (GLAWE et al. 1993). Es beruht auf einer kinematischen, statischen und phänomenologischen Analyse des Blocks. Nach VOIGHT (1988) ist dies der Versuch einer langfristigen Vorhersage (Monate bis Jahre) mit der Angabe von verschiedenen Zeitfenstern. Diese basieren auf gemessene Größen wie auch auf Annahmen, die den möglichen Eintritt des Ereignisses zeitlich eingrenzen sollen. Das Modell hat sich in den darauffolgenden Jahren auch nach Korrekturen gemäß der laufenden Bewegungsmessungen nur teilweise in der angenommenen Form bestätigt. Im Gegensatz zur Prognose der kinematischen Entwicklung können die statische Analyse des Blocks und die Erkenntnisse zum Versagensmechanismus bislang nicht in entscheidendem Maße verbessert werden.

Ausgehend von der an der Maßbandstrecke 9/10 ab Oktober 1987 gemessenen Spaltenöffnung wurde mit den bis August 1990 erhobenen Daten eine langfristig lineare kinematische Entwicklung mit einer Öffnungsrate von $0,17 \text{ mm/d}$ postuliert. Dies entsprach dem tatsächlichen Verlauf bis Oktober 1992 (Abb. 11, Kurve 1). Der nachfolgenden Beschleunigung des Kippvorganges von Block 1A wurde die Extrapolation des Bewegungsverlaufs mit Stand Juli 1995 als Polynom dritten Grades angepaßt (Abb. 11, Kurve 2). Das daraus abgeleitete Zeitfenster für einen möglichen Felssturz im Jahre 1997 berücksichtigte die Annahme einer gleichmäßig relativ bergwärts wandernden Rotationsachse. Diese reduziert den kritischen Verschiebungsbetrag zum Erreichen des Grenzgleichgewichts erheblich. Nach aktuellen Überlegungen zur Hangdeformation ist diese Vorstellung nicht haltbar, so daß das Ereignis in diesem Zeitraum ausbleiben mußte. Kurve 3 in Abb. 11 zeigt die tatsächliche Bewegungsentwicklung bis Dezember 2000. Wiederum stellt ein Polynom dritten Grades eine zu diesem Zeitpunkt optimal bestimmte Trendlinie dar. Das kinematische Verhalten von Block 1A läßt nach wie vor den statischen Modellzustand vom August 1990 mit der Annahme eines kritischen Divergenzbetrags von 1.295 mm an der Meßstrecke 9/10 zu (ohne Lageänderung der Drehachse). Die Spaltenöffnung wird noch im Jahr 2001 diese Größenordnung erreichen.

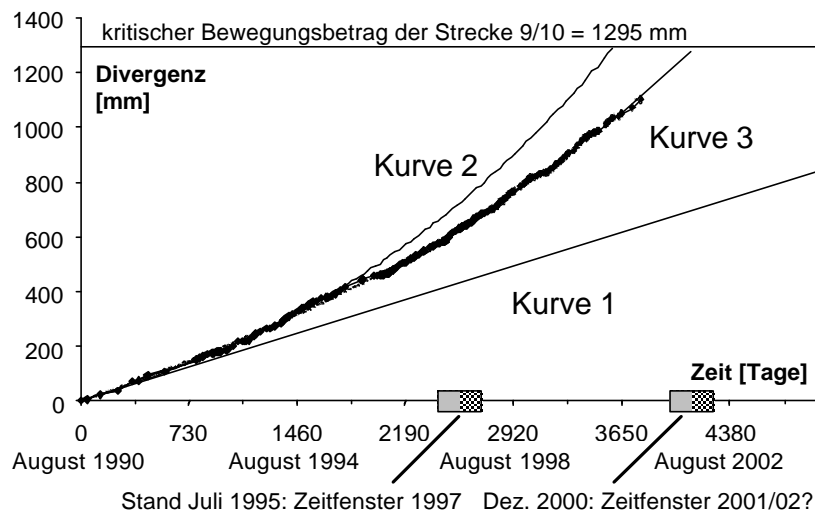


Abb. 11: Zu verschiedenen Zeitpunkten prognostizierte Bewegungsentwicklungen und tatsächlicher Verlauf der Spaltenöffnung an der Maßbandstrecke 9/10.

6. Zusammenfassung

Die geologisch-geotechnische Konstellation, die Kinematik und der Bewegungsmechanismus instabiler Felshänge werden an verschiedenen Lokalitäten in Bayern und Österreich z. T. seit mehr als zehn Jahren untersucht. Plötzliche Massenbewegungen wie Felsstürze, Felsgleitungen oder sekundäre Lockergesteinsbewegungen (Muren, Schuttströme) haben meist eine längere Vorgeschichte. Der Schwerpunkt der vorgestellten Ergebnisse liegt in der Erfassung und Quantifizierung relativ langsamer Deformationsvorgänge, die schnelle Massenumlagerungen über lange Zeiträume vorbereiten können. Die räumliche und zeitliche Analyse der Verformungsmechanismen erfolgt mittels meßtechnischer Methoden zusammen mit der ingenieurgeologischen Geländeaufnahme und mit fels- und bodenmechanischen Untersuchungen. Identifiziert werden Teilbereiche mit erhöhten Gefahrenpotentialen und eventuell vorhandene externe Einflußfaktoren (Niederschlag, Temperatur) auf die Hangdefomation. Die Bewegungen können in kurz-, mittel- und langfristige Verhaltensmuster und in translatorische und rotatorische Anteile differenziert werden.

Die speziellen Untersuchungen betreffen die Bergzerreißen und Felssturzkonstellationen an der Plassen-Ostseite westlich von Hallstatt/Oberösterreich und die Treßdorfer Höhe/Kärnten. Erstgenannte Hanginstabilität ist durch eine spröde Deckplatte gekennzeichnet, die ein mächtiges, duktiler Unterlager überlagert. Das zweitgenannte Untersuchungsobjekt zeigt die Zerlegung einer spröden Deckplatte, die einer relativ geringmächtigen, duktilen Zwischenschicht aufliegt. In einem fortgeschrittenen Bewegungsstadium sind freistehende, turmartige Großblöcke ausgebildet, deren potentieller Kippbruch v. a. am Rand der Deckplatte eine rezent akute Felssturzgefahr darstellt.

Literatur

- BERTLE H. (1992): Angewandte Geologie in Vorarlberg auf Grundlage der Landesaufnahme - Rückblick und Einfluß von R. OBERHAUSER. - Jb. Geol. B.-A., **135**, 4, 791-808; Wien.
- CATURANI A., RIBACCHI R. & TOMMASI P. (1991): The San Leo Cliff, Italy: Stability conditions and remedial measures. - Proc. 7th Int. Cong. Rock Mech., Aachen, **2**, 853 -858; Rotterdam (Balkema).
- DONÍÉ C. (1990): Parameter, Prozesse und Modelle bei Bergzerreißen- und Talzuschubs-erscheinungen im Helvetikum Vorarlbergs. - Schr. Angew. Geol. Karlsruhe, **8**, XI+ 143 S.; Karlsruhe.
- GLAWE U. & MOSER M. (1993): Meßtechnische und theoretische Bearbeitung von Berg-zerreißen und Blockbewegungen. - Felsbau 11, 5, 235-250; Essen (Verlag Glückauf GmbH).

- HAUSWIRTH E. K. & SCHEIDEGGER A. E. (1988): Rockslide on the Red Wall above Hallstatt, Upper Austria. - Proc. 5th Int. Symp. Landslides, Lausanne, **2**, 1333-1338; Rotterdam (Balkema).
- JACKSON L. E. & LEBEL D. (1998): Evidence of catastrophic rock avalanche potential and past failures, east face of Mount Livingstone and Windsor Ridge, Alberta. - Geological Survey of Canada, Current Research, **1998-A**, 225-231.
- JOHNSON G. & KLENGEL J. (1973): Blockbewegungen an der Wellenkalksteilstufe Thüringens in ingenieurgeologischer Sicht. - Eng. Geol., **7**, 231-257; Amsterdam.
- LOTTER M., MOSER M., GLAWE, U. & ZVELEBIL J. (1998): Parameters and kinematic processes of spreading of mountain ridges. - Proc. 8th Int. Congress IAEG, Vancouver, **II**, 1251-1257; Rotterdam (Balkema).
- MOSER M. & GLAWE U. (1994): Das Naßfeld in Kärnten - geotechnisch betrachtet. - Abh. Geol. B.-A., **50**, 319-340; Wien.
- POISEL R., STEGER W. & ZETTLER, A. (1991): Standsicherheitsuntersuchungen spröder Felsmassen auf einem weichem Sockel. - Proc. 7th Int. Cong. Rock Mech., Aachen, **2**, 939-944; Rotterdam (Balkema).
- ROHN J.(1991): Geotechnische Untersuchungen an einer Großhangbewegung in Bad Goisern (Oberösterreich). - Schr. Angew. Geol. Karlsruhe, **14**, XVIII+193 S.; Karlsruhe.

Der Bewegungsverlauf tiefgreifender Hangdeformationen

S. Weidner¹⁾ & M. Moser²⁾

1. Einleitung

Tiefgreifende, gravitative Hangdeformationen in Fels (*deep-seated gravitational slope deformations*) manifestieren sich in Talzuschub, Sackung und Bergzerreißung und werden den äußerst langsamen bis langsamen Kriech- und Fließbewegungen mit Geschwindigkeiten von wenigen Zentimetern bis einigen Metern pro Jahr zugeordnet. Unter der allgemeinen Wirkung der Schwerkraft findet vor allem aufgrund

- der geotechnisch ungünstigen Gebirgsbeschaffenheit,
- der Veränderungen im regionalen Spannungsfeld nach dem Abschmelzen der Gletscher und
- zusätzlicher Laständerungen im Hang

ein irreversibles, plastisches Kriechen der Gebirgsteilkörper statt, das auch als „stick-slip“-Bewegung bezeichnet wird (LANGER 1972). Die aus diesen Deformationen resultierenden morphologischen Phänomene und Kennzeichen sind in Abb. 1 dargestellt.

Sehr häufig sind metamorphe Gesteine in Verbindung mit einer großen Teilkörperbeweglichkeit des Gebirges von solchen Deformationen betroffen. Untergeordnet sind aber auch Beispiele in Sedimentgesteinen und granitischen Tiefengesteinen bekannt. Die Bewegungsmöglichkeiten werden durch die Rahmenbedingungen wie Petrographie, Trennflächengefüge, Exposition, Höhenlage etc. vorgegeben. Der zeitliche Bewegungsablauf erfährt bei allen bekannten, ausführlicher beschriebenen Beispielen aber immer wieder episodische oder periodische Variationen durch Unterschneidung des Hangfußes, Niederschläge, Schneeschmelze, Erdbeben oder anthropogene Eingriffe.

Der genaue zeitliche Ablauf und die Mechanismen dieser meistens sehr großflächigen Hangbewegungen können nur mittels langjähriger klimatischer, hydrogeologischer und geodätischer Messreihen geklärt werden. Die hier präsentierten Ergebnisse wurden mithilfe der Forstlichen Bundesversuchsanstalt in Wien erarbeitet und wurden in der Dissertation „Kinematik und Mechanismus tiefgreifender alpiner Hangdeformationen unter besonderer Berücksichtigung der hydrogeologischen Verhältnisse“ veröffentlicht (WEIDNER 2000).

2. Charakteristische Kennwerte tiefgreifender Hangdeformationen

Der Vergleich charakteristischer Kennwerte von 17 tiefgreifenden Hangdeformationen in den Alpen zeigt viele Parallelen, aber auch Gegensätze zwischen den tiefgreifenden Hangdeformationen auf. Als Kennwerte wurden u. a. die geometrischen Abmessungen, der geologische Aufbau, die Stellung des Trennflächengefüges und die Größe der Bewegungsraten herangezogen.

Alle Beispiele in Abb. 2 liegen in einem Höhenniveau von ca. 800 bis 2600 m NA (Meter über Normal Adria). Die Höhendifferenz zwischen Hangfuß und oberster Abrißkante variiert zwischen 450 und 1400 m. Neben sich bescheiden ausnehmenden Objekten mit einer Fläche von nur einem halben Quadratkilometer gibt es nahezu gigantische Beispiele mit bis zu 45 Quadratkilometer (z. B. Lugnez in Graubünden/Schweiz).

Bei einer Tiefe der bewegten Bereiche unter Geländeniveau von minimal 50 m bis maximal 400 m resultieren daraus Volumina von mehreren Millionen bis zu einigen Milliarden Kubikmetern. Zwei von den Verfassern genauer untersuchte Objekte in Kärnten, die SE-Flanke des Eggerwiesenkopfes (Talzuschub *Gradenbach*) und die südlichen Einhänge des Oselitzenbaches (*Reppwand-Gleitung*),

Anschriften der Verfasser:

¹⁾ cognitas GmbH, Alte Landstraße 6, D-85521 Ottobrunn; eMail: stefan.weidner@cognitas.de

²⁾ Lehrstuhl für Angewandte Geologie, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, Schlossgarten 5, D-91054 Erlangen; eMail: moser@geol.uni-erlangen.de

nehmen mit einem Tiefgang von 50 bis mehr als 140 m eine Zwischenstellung unter den betrachteten Beispielen ein.

Parallelen

14 der 17 tiefgreifenden Hangbewegungen, und damit die überwiegenden Anzahl, ist SE- bis SW-exponiert. Bei der Hälfte dieser Objekte stimmen in etwa die Exposition und die Einfallrichtung der Schieferung miteinander überein. Meistens sind ein oder zwei konjugierte Kluftsysteme entwickelt, die zusammen mit der Schieferung oder Schichtung die geometrischen Voraussetzungen für eine Bewegung schaffen. Die mittlere Hangneigung über längere Hangabschnitte liegt dabei zwischen 15 und 35° und durchschnittlich bei ca. 25°. Das Einfallen der Bewegungsvektoren ist mit durchschnittlich 20° etwas flacher als die Hangneigung.

Gegensätze

Gegensätze sind vor allem beim generellen Bewegungsverhalten zu erkennen. Bei fünf Objekten ist eine Zunahme der Bewegungsraten vom Abrissbereich in Richtung Hangfuß festzustellen (z. B. Lugnez, Heinzenberg, Campo, La Frasse und Reppwand-Gleitung). Bei einer geringeren Anzahl (4) ist dies genau umgekehrt, d. h. im oberen Bereich sind die Bewegungen größer als im unteren Bereich (z. B. Schuders, Sedrun, Bonvillard und Talzusub Gradenbach). Von den restlichen 8 tiefgreifenden Hangbewegungen ist nicht bekannt, wie sich die Bewegungsraten über das Längsprofil verteilen.

Der Vergleich von Länge, Höhe und dem Volumen zeigt die erheblichen Unterschiede in den geometrischen Abmessungen tiefgreifender Hangdeformationen (Abb. 3). Das kleinste der Objekte ist Schuders mit $7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ und das größte Lugnez mit $3800 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ bewegtem Volumen. Die Hangbewegung im Lugnez setzen sich allerdings aus verschiedenen Talzuschieben zusammen.

In Abb. 4 sind die Verschiebungsbeträge von mehreren Objekten über lange Zeiträume dargestellt. Die Unterschiede in der Größe der Beträge zeigen sich in den morphologischen Auswirkungen sowie am Umfang von Bauwerksschäden, z. B. an Wildbachverbauungen, Straßen oder Gebäuden. Durchschnittliche Verschiebungsraten für drei Objekte:

- Gradenbach in 141 Jahren: 60 m (42 cm/a)
- Schuders in 19 Jahren: 60 m (316 cm/a)
- Lugnez, Kirche Pleif, in 86 Jahren: 4 m (4,6 cm/a).

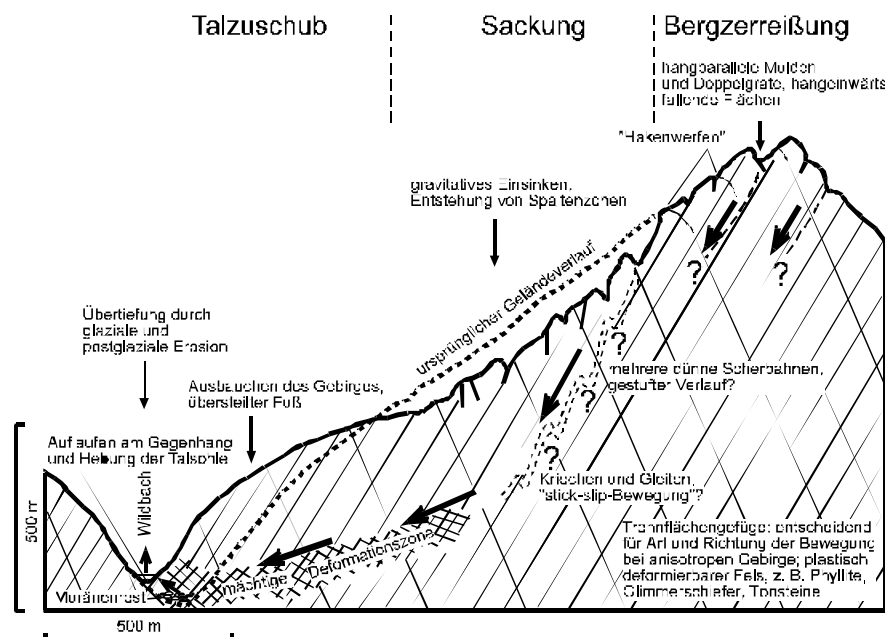


Abb. 1: Schematisierte Darstellung morphologischer Phänomene und Kennzeichen einer großflächigen, tiefgreifenden Hangdeformation im Finalstadium bei überwiegend einheitlich kompetentem, anisotropem Gebirge. Die morphologischen Veränderungen sind überhöht dargestellt.



Abb.2: Lage der Vergleichsobjekte (tiefgreifende Hangdeformationen).

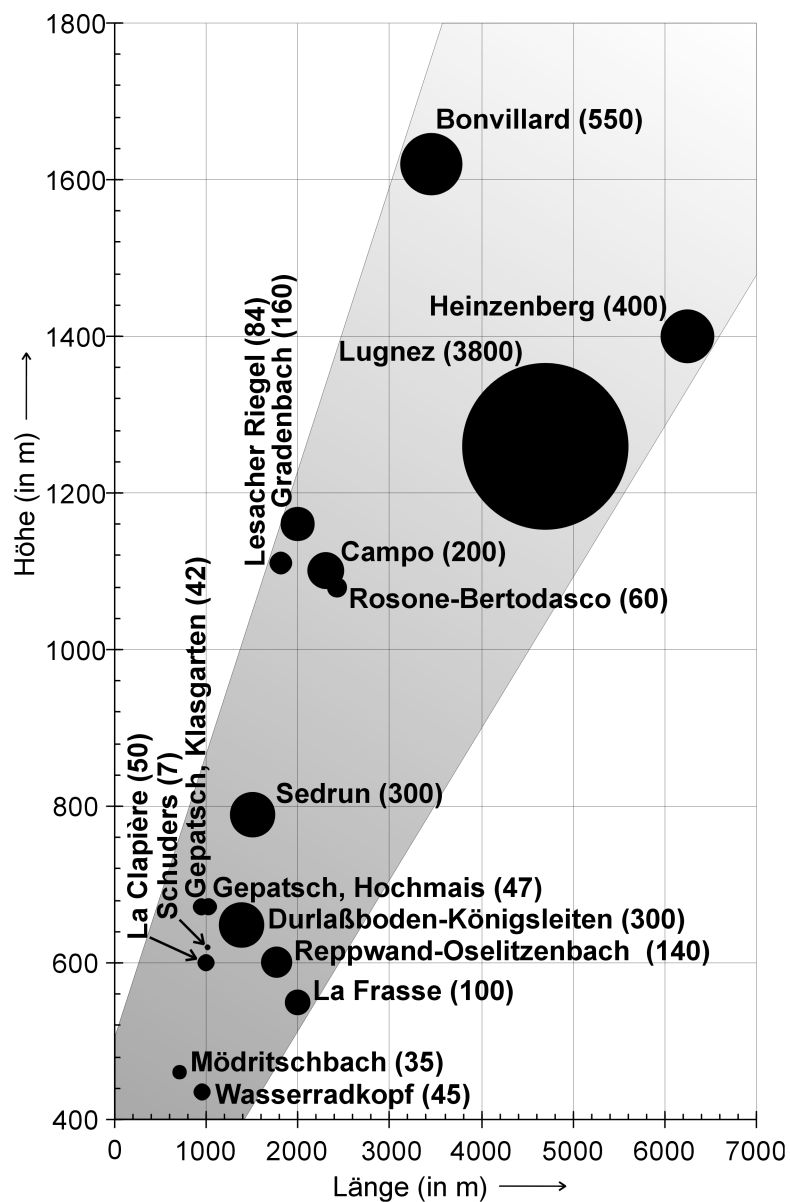


Abb. 3: Länge, Höhe und geschätztes Volumen ($\times 10^6 \text{ m}^3$) der verglichenen tiefgreifenden Hangdeformationen. – Das Volumen wird durch die Fläche der Kreise repräsentiert und ist den Objektamen in Klammern nachgestellt.

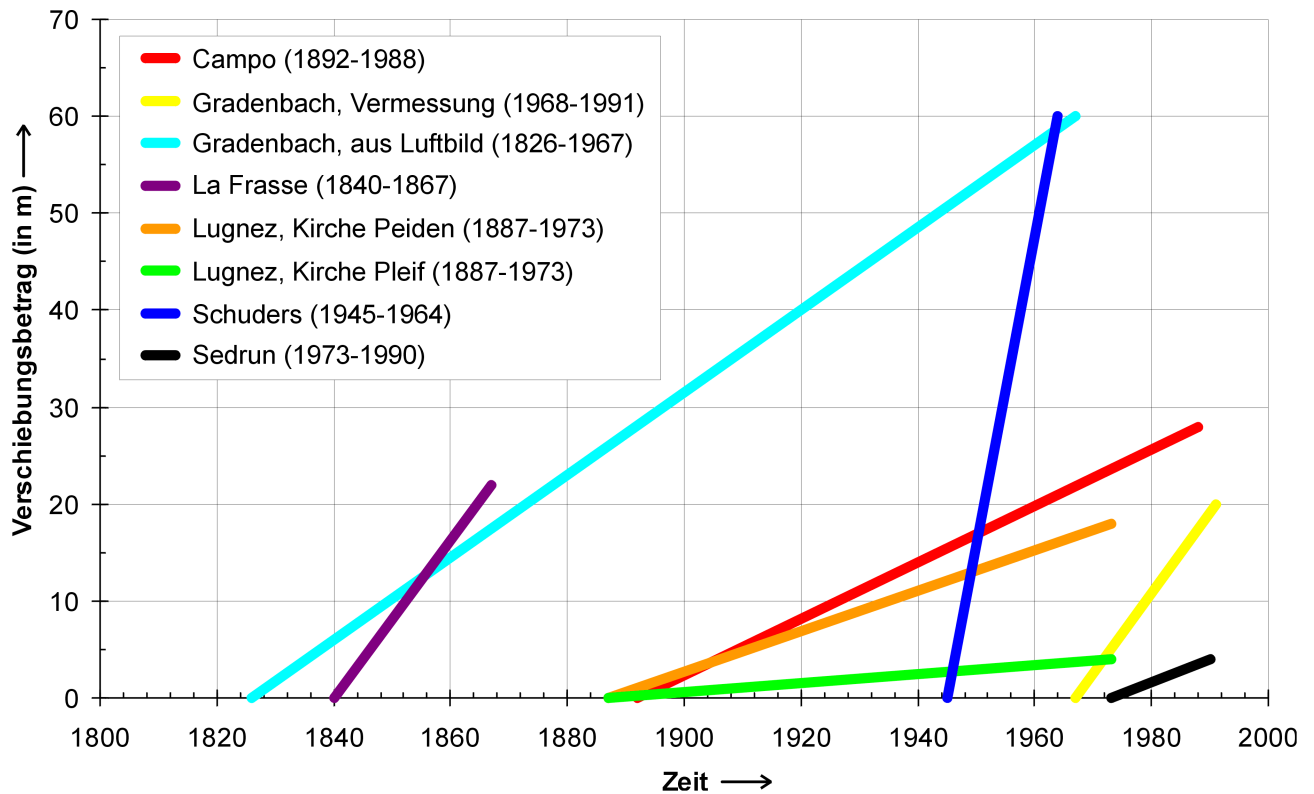


Abb. 4: Verschiebungsbeträge über lange Zeiträume an verschiedenen tiefgreifenden Hangbewegungen in den Alpen (vereinfachte, linearisierte Darstellung).

Die vergleichenden Beobachtungen stützen sich u.a. auf:

- BARLA & CHIRIOTTI (1995) – Rosone-Bertodasco (Italien)
- BLANC et al. (1987) – La Clapière (Frankreich)
- HAUSWIRTH et al. (1979) – Lesachriegel (Österreich)
- LEOBACHER & LIEGLER (1998) – Durlaßboden (Österreich)
- NOVERRAZ & BONNARD (1990) – La Frasse & Sedrun (Schweiz)
- TENTSCHERT (1998) – Gepatsch, Hochmais (Österreich)
- ZIEGLER (1982) – Lugnez, Heinzenberg, Schuders (Schweiz)

Bewegungsverhalten des Talzuschubs Gradenbach (Kärnten, Österreich)

Anhand der langjährigen Messungen von Hangbewegung und hydrologischen Verhältnissen seit Ende der 60er Jahre am Talzuschub Gradenbach lassen sich die Wesenszüge tiefgreifender Hangdeformationen sehr eindrucksvoll veranschaulichen.

Im Profil (Abb. 5) präsentiert sich die Hangdeformation wie folgt:

Es liegen hauptsächlich Phyllite und Kalkphyllite der Matreier Zone vor. Oberhalb einer sehr ausgeprägten Hauptabbrisskante ist das Gebirge nur schwach aufgelockert und zur Zeit nahezu ohne Bewegungsaktivität. Unterhalb der Abrisskante ist das Gebirge zunächst stark aufgelockert und verstellt sowie im mittleren Bereich durch lange, grabenartige Strukturen gekennzeichnet.

Unterhalb etwa 1500 m NA nimmt der Auflockerungsgrad aufgrund des Auflaufens der bewegten Masse am Gegenhang wieder ab. Das Gesamtbewegungsverhalten des Hangs spiegelt sich in den von oben nach unten abnehmenden Bewegungsraten wider. An übersteillten Partien können sich sekundäre Massenbewegungen ereignen. An der Grabensohle selbst kommt es wegen der eingeschränkten Seitenausdehnungsmöglichkeit zu Hebungen.

Der genaue Verlauf der Bewegungsbahnen ist nicht bekannt. Aus den Ergebnissen der geophysikalischen Messungen und Bohrungen kann jedoch auf eine Teufe von 140 bis 180 m geschlossen werden.

In Abb. 6 sind die Horizontalverschiebungen über einen Zeitraum von 8 Jahren dargestellt. Die aktivsten Bereiche, die eine Verschiebungsr^{ate} von mehr als 30 cm/a aufweisen, befinden sich zwischen 1800 und 2100 m NA. Deutlich sichtbare morphologische Veränderungen resultieren vor allem in den Bereichen, in denen die Verschiebungsr^{ate} größer ist als 10 cm/a. Die Beträge der Vertikalkomponente zeigen ein ähnliches Verteilungsmuster wie die der Horizontalkomponente.

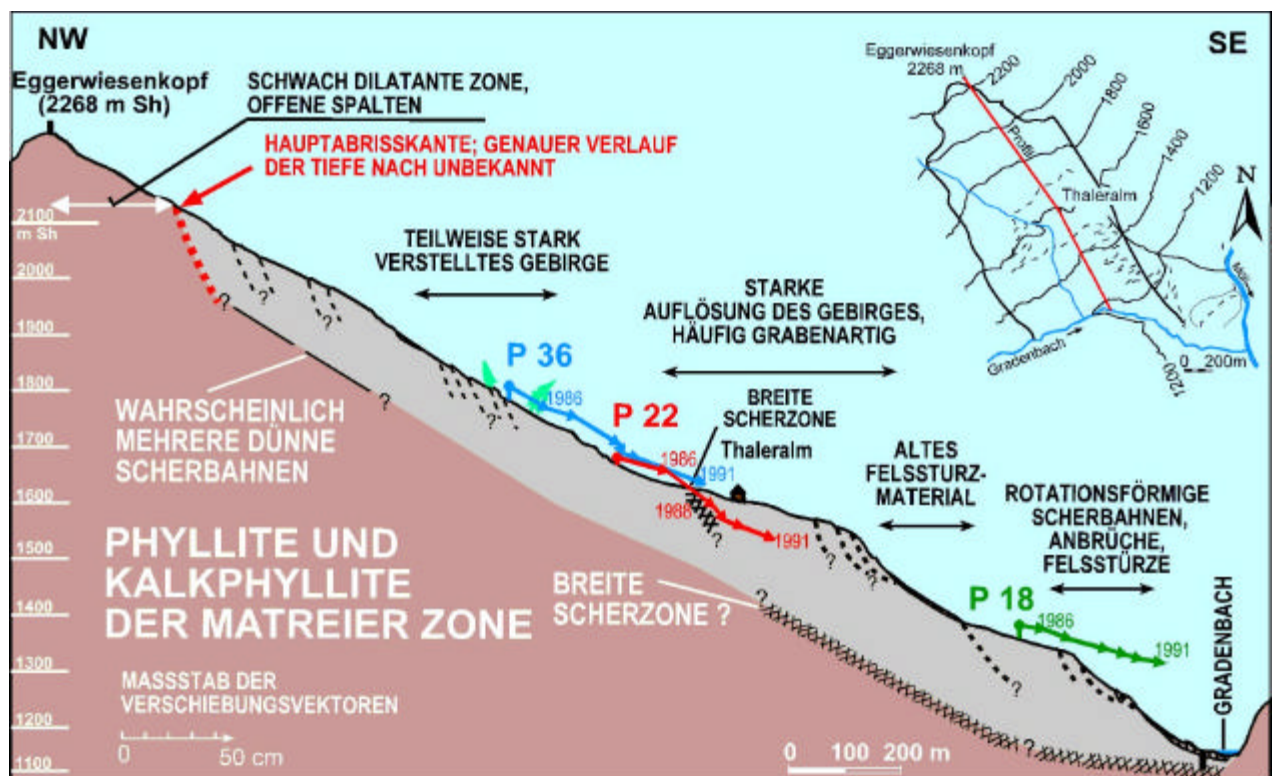


Abb. 5: Verschiebungsbeträge über lange Zeiträume (Talzuschub Gradenbach).

Am Talzuschub Gradenbach lässt sich aufgrund sehr umfangreicher und langjähriger Untersuchungen ein sehr genaues Bild des Bewegungsverlaufs erstellen und dessen Zusammenhang mit externen Faktoren erkennen. Die zeitlichen Zusammenhänge zwischen dem Bergwasserspiegel-Verlauf an verschiedenen Pegeln einerseits und zwischen dem Bergwasserspiegel-Verlauf und der daraus resultierenden Hangbewegung andererseits werden quantitativ mittels Zeitreihenanalysen beschrieben. Diese Ergebnisse lassen sich zudem für Prognosen einsetzen.

In Abb.6 ist der detaillierte Bewegungsverlauf an der Stirn des Talzschubes (Extensometer 1) und externe Faktoren (hier: Niederschläge, Schneeschmelze und Bergwasserspiegel) für die Aktivierung der Bewegung dargestellt.

Eine direkte Abhängigkeit der Bewegungen von den Niederschlägen ist so gut wie nicht feststellbar. Jedoch bedingen auch an dieser tiefgreifenden Hangdeformationen extreme Ereignisse, wie

z. B. im Oktober 1993 eine Niederschlagssumme von 304 mm, eine zumindest geringfügige Aktivierung der Bewegung. Besser geeignet für die Beurteilung der Abhängigkeiten zwischen Wasserdargebot und Bewegungsaktivität sind die abschmelzenden Wasseräquivalente im Frühjahr bis Frühsommer. Die Wasseräquivalente stellen die in Schnee und Eis fixierte Menge Wasser dar, die über den gesamten Bereich des Talzschubes aus einer Vielzahl von Schneeprofilen auf Freilandflächen und im Wald ermittelt wurde.

Am besten für die Untersuchung der Bewegungsabhängigkeiten eignen sich die an 22 Pegeln gemessenen Bergwasserspiegel-Höhen. Die Ganglinien weisen – wie die Hangbewegung auch – eine gewisse „Beharrungstendenz“ auf, wodurch zufällige Ereignisse, die eine Interpretation erschweren, stark gedämpft werden. In Abb. 7 ist die Ganglinie des 50 m tiefen Pegels 3b einge-

tragen. Diese Ganglinie hat die größte Variationsbreite von allen Pegeln und das Bergwassermaximum fällt außerdem mit den stärksten [Bewegungen](#) zusammen.

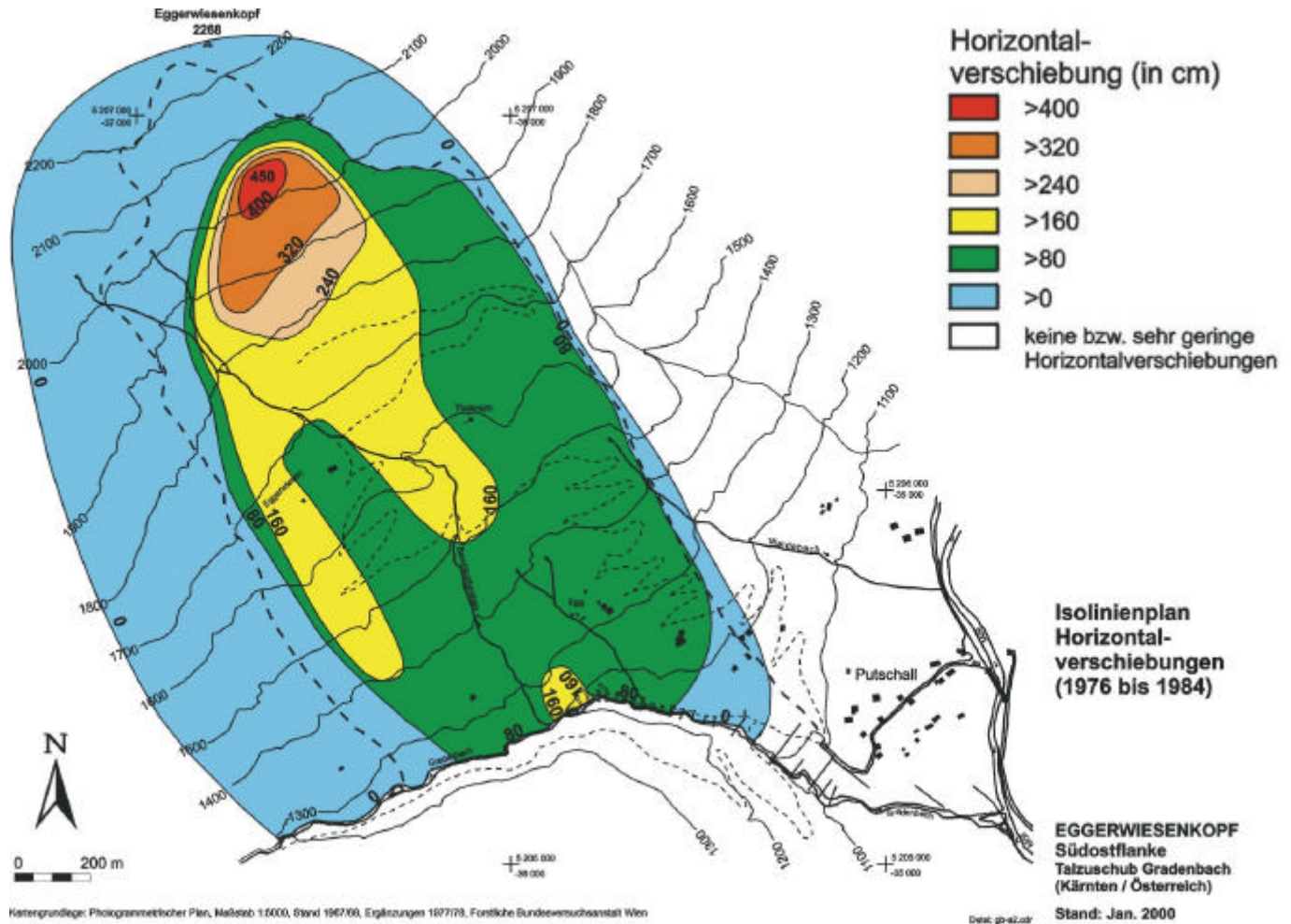


Abb. 6: Verschiebungsbeträge über lange Zeiträume (Talzuschub Gradenbach).

Zur Abschätzung der Bewegungen aus den Bergwasserspiegel-Ganglinien wurde das Verfahren der multiplen linearen Regression angewendet, da die „einfache“ lineare Regression nur unbefriedigende Ergebnisse liefert. Das liegt vor allem an den zeitlichen Differenzen des Bergwasserspiegelverlaufs innerhalb der Talflanke und der wiederum dazu zeitversetzt eintretenden Hangbewegung. Mit mehreren Bergwasserspiegel-Ganglinien lässt sich dagegen eine brauchbare Abschätzung erzielen (siehe Abb. 8).

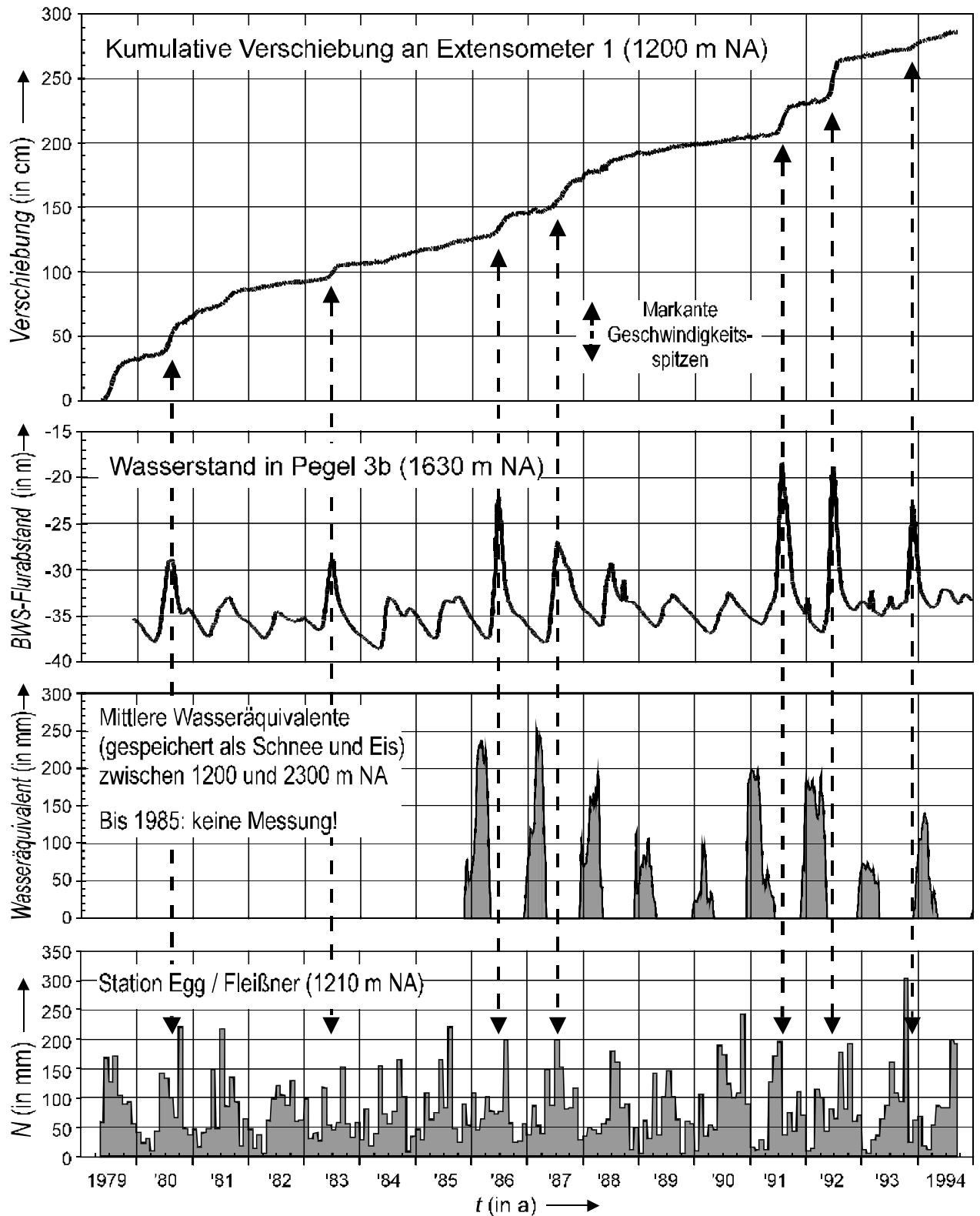


Abb. 7: Synoptische Darstellung von kumulativer Verschiebung x an Extensometer 1 sowie des Bergwasserspiegels in Pegel 3b, der mittleren Wasseräquivalente und der Monatssummen der mittleren täglichen Niederschläge N an der Station Fleißner (Talzuschub Gradenbach).

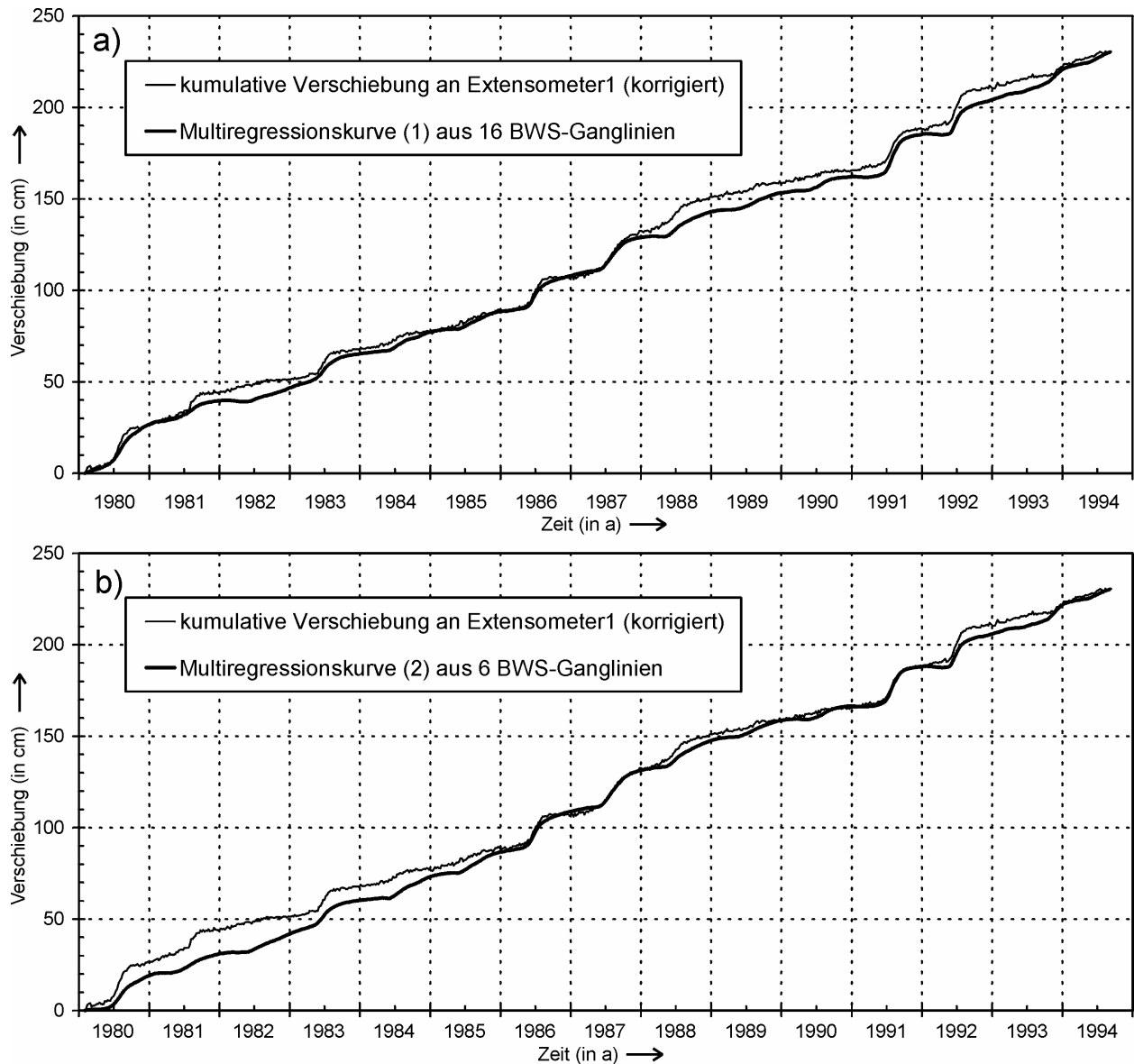


Abb. 8: Ergebnisse der Multiregressionsanalyse. – a) Für die Regression wurden die Bergwasserspiegel der Pegel 1, 2, 3a, 3b, 4, 6a, 6b, 8, 11a, 11b, 12a, 12b, 13, 14a, 15 und Egg 2 eingesetzt. b) Verwendung der Pegel 1, 3a, 3b, 8, 13, 15. Zeitraum 1980 bis 1994; Wochenwerte ($n = 736$); (Talzuschub Gradenbach).

Bewegungsverhalten der Reppwand-Gleitung (Kärnten, Österreich)

Diese tiefgreifende Hangbewegung nimmt große Teile der südlichen Einhänge des Oselitzenbaches ein. Bei der Reppwand-Gleitung konzentrierten sich die Untersuchungen hauptsächlich auf das Bewegungsverhalten der Talzuschubsstirn. Aussagen für die gesamte Hangbewegung sind daher nur eingeschränkt möglich.

In Abb. 9 ist die geotechnische Situation dargestellt. Das ursprüngliche Bachbett verlief vor der Sanierung im Jahre 1988 südlich der verbandsfesten Hochwipfelschichten. Der Bach kann nach Starkniederschlagsereignissen einen Abfluss von über $100 \text{ m}^3/\text{sec}$ aufweisen. Er tiefte sich bis zur Sanierung des Bachabschnitts enorm in die bereits hangtektonisch aufgelockerten Auernigsschichten des Oberkarbons ein. Durch die wiederholte starke Unterschneidung des rechten Ufers kam es zur weiteren Entfestigung und Verstellung der Auernigsschichten und es bildeten sich mehrere Rutschungs-Teilkörper.

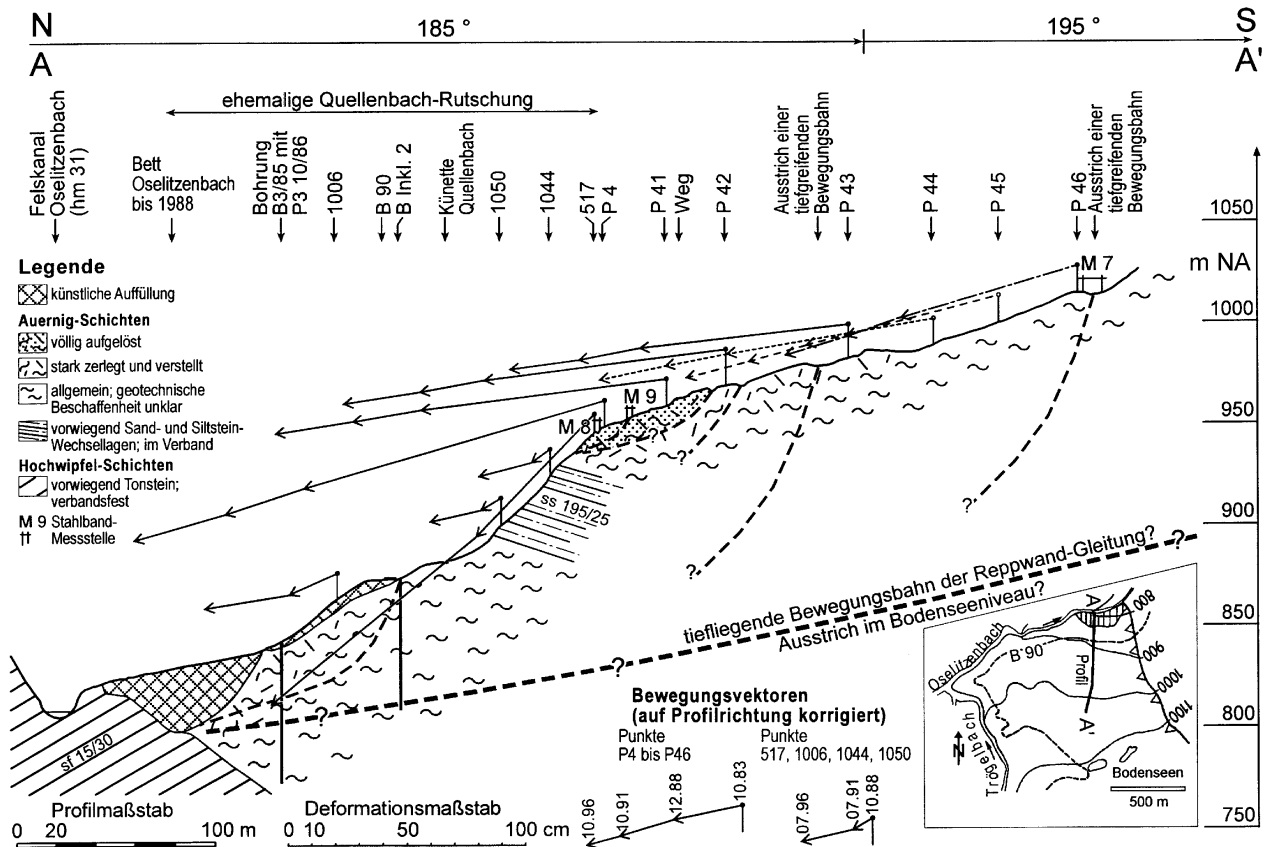


Abb.9: Profil durch die ehemalige Quellenbach-Rutschung an der Stirn der Reppwand-Gleitung. Neben den oberflächennahen geotechnischen Einheiten sind auch die Bewegungsvektoren zwischen 1983 und 1996 dargestellt.

Durch die Verlegung des Bachlaufes im kritischen Abschnitt in das künstlich angelegte Bett und das Anbringen der Fußschüttung konnte bisher eine weitgehende Konsolidierung erreicht werden. Die sehr flach einfallenden Bewegungsvektoren, vor allem an steilen Partien, sind u.a. ein wichtiger Hinweis auf die Existenz einer bisher mehr vermuteten als nachgewiesenen tiefliegenden Bewegungsbahn.

Die Abnahme der Bewegungsraten nach der Bachverlegung wird aus dem Vergleich von Abb. 10 mit Abb. 11 erkennbar. In Abb. 10 sind die Bewegungsraten direkt im Anschluss an die Hauptsanierungsarbeiten bis Mitte 1991 dargestellt. In sehr großen Bereichen liegen die Bewegungsraten über 7 bis 10 cm/a. In Abb. 11 sind die Bewegungsraten im Anschluss an den vorhergegangenen Zeitraum bis Mitte 1998 dargestellt. Es zeigt sich eine weitere Beruhigung auf weniger als 7 cm/a, die auch noch anhält. Dies wirkt sich insgesamt sehr positiv auf die Stabilität der Naßfeldbundesstraße und den gesamten Bereich aus.

Auch an der Reppwand-Gleitung lassen sich mit den geodätischen Messungen im jährlichen Zyklus nur die summarischen Beträge registrieren, die eine quasi-lineare Bewegung vortäuschen. Mit Extensometermessungen in kürzeren Intervallen lassen sich natürlich die zeitlichen Schwankungen besser auflösen.

Die Ergebnisse in Teilbereichen der Quellenbachrutschung dazu sind sehr unterschiedlich: Es gibt augenscheinliche Zerrungszonen, die sich jedoch nachgewiesenermaßen verengen oder nicht messbar verändern und es gibt Bereiche, die sich extrem schnell vom langsameren Hinterland lösen.

Bewegungsraten Epoche 1 nach 7 (10/1988 bis 07/1991)

Stirn der Reppwand-Gleitung (Kärnten / Österreich)
Oselitzenbach hm 29 bis hm 35

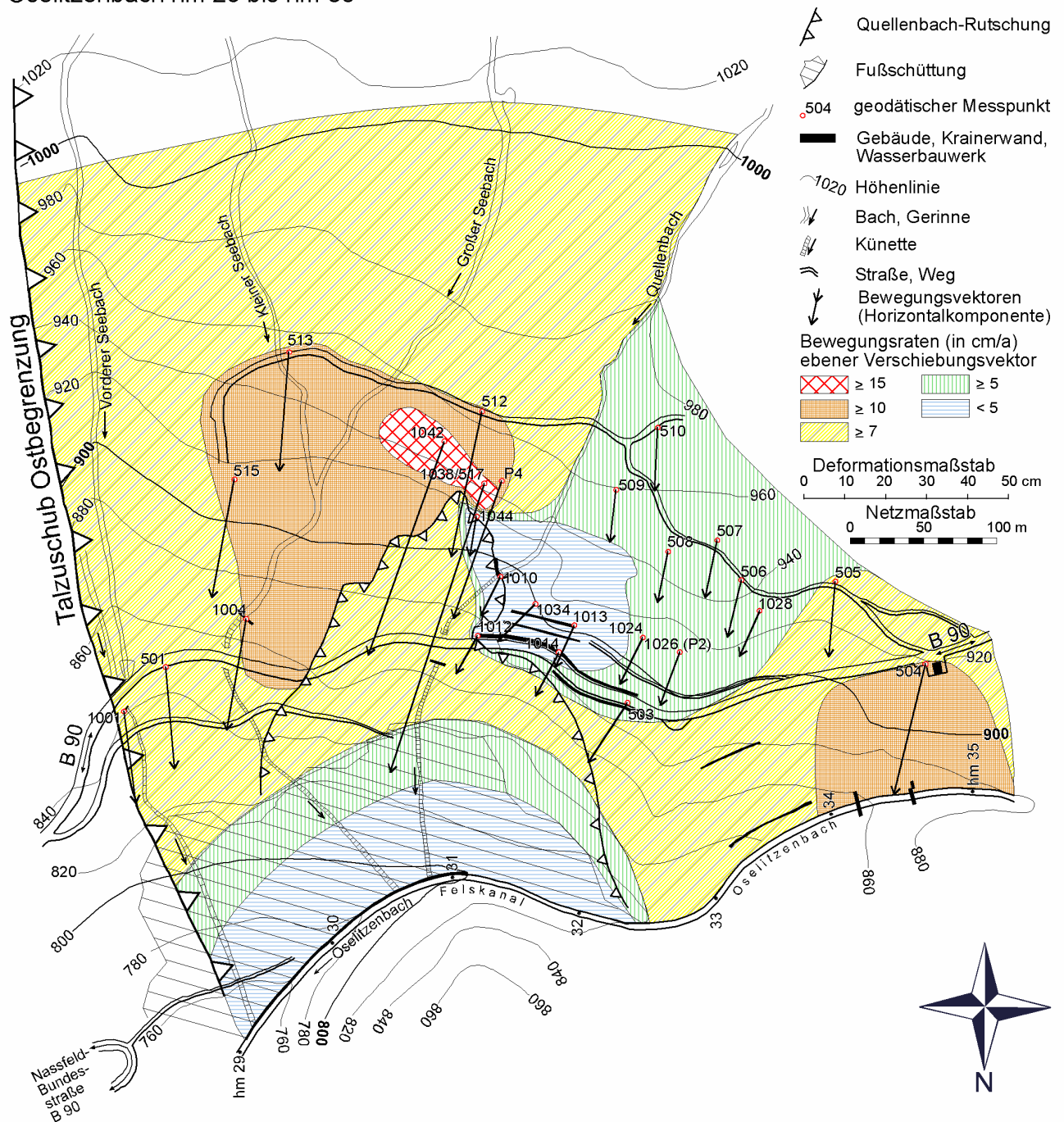


Abb. 10: Isolinenplan der Bewegungsraten und ebener Verschiebungsvektor ausgewählter Punkte der Epoche 1 nach 7, bis 3 Jahre nach Einbringen der Fußschüttung und Verlegen des Oselitzenbaches in den Felskanal.

Bewegungsraten Epoche 7 nach 13 (07/1991 bis 06/1998)

Stirn der Reppwand-Gleitung (Kärnten / Österreich)
Oselitzenbach hm 29 bis hm 35

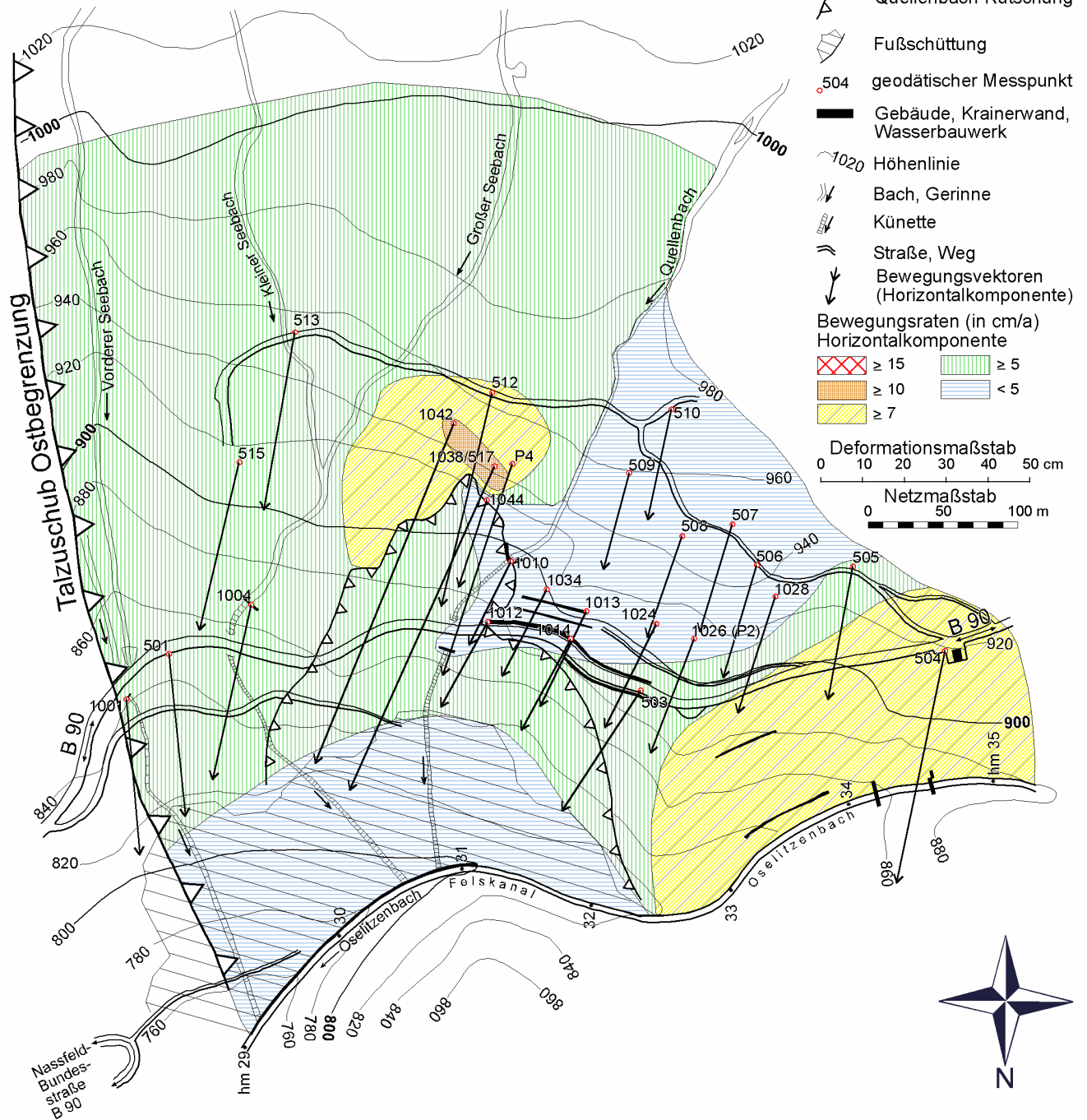


Abb. 11: Isolinenplan der Bewegungsraten und ebener Verschiebungsvektor ausgewählter Punkte der Epoche 7 nach 13, 3 bis 10 Jahre nach Einbringen der Fußschüttung und Verlegen des Oselitzenbaches in den Felskanal.

Zusammenfassung der Charakteristika tiefgreifender Hangdeformationen

- Der Tiefgang beträgt geschätzt bis 400 m unter Geländeniveau und nachgewiesen bis 270 m.
- Die Deformationsraten betragen etwa 8 cm/a und kurzfristig bis 30 cm/d.
- Aus mechanischer Sicht findet diskontinuierliches Kriechen oder translatorisches Gleiten statt, die zu irreversiblen, plastischen Verformungen des Gebirges führen.
- Externe Faktoren – in erster Linie Lastwechsel und Unterschneidung des Hangfußes – führen zu instationären, regressiv-zyklischen Bewegungen.
- Die Bewegungsrichtung (das Azimut) orientiert sich an der Falllinie des Hanges besonders bei großer Hangneigung aber auch an der Richtung der Trennflächenscharen (z. B. Einfallrichtung der Schieferung), was vor allem bei geringer Hangneigung zum tragen kommt.

Literatur

- BARLA, G. & CHIRIOTTI, E. (1995): Insights into the Behaviour of the Large Deep-Seated Gravitational Slope Deformation of Rosone, in the Piemont Region (Italy). – Felsbau, 13, 6: 425-432; Salzburg.
- BLANC, A., Durville, J.-L., Follacci, J.-P., Gaudin, B. & Pinc, B. (1987): Méthodes de surveillance d' un glissement de terrain de très grande ampleur: la Clapière, Alpes Maritime, France. – Bull. Int. Ass. Eng. Geol., 35: 37-44; Paris.
- BONNARD, C., NOVERRAZ, F., DUPRAZ, H. (1996): Long-term movements of substabilized versants and climatic changes in the Swiss Alps. – In: SENNESET [ed.], Proc. 7th Int. Symp. on Landslides, Vol. 3: 1525-1530; Rotterdam (Balkema).
- BONZANIGO, L. (1988): Etude des mecanismes d' un grand glissement en terrain cristallin: Campo Vallemaggia. – In: BONNARD, C. [ed.], Proc. 5th Int. Symp. on Landslides, Vol. 2: 1313-1316; Rotterdam (Balkema).
- HAUSWIRTH, E. K., PIRKL, H., ROCH, K. H. & SCHEIDEGGER, A. E. (1979): Untersuchungen eines Talzuschubes bei Lesach (Kals, Osttirols). – Verh. Geol. B.-A., 2: 51-76; Wien.
- LANGER, M. (1972): Rheologische Grundlagenforschung in der Felsmechanik. – Baugrundtagung: 463-480; Stuttgart.
- LEOBACHER, A. & LIEGLER, K. (1998): Langzeitkontrolle von Massenbewegungen der Stauraumhänge des Speichers Durlaßboden. – Felsbau 16, 3: 184-193; Essen (Glückauf).
- NOVERRAZ, F. (1996): Sagging or Deep-Seated Creep: Fiction or Reality? – In: SENNESET [ed.], Proc. 7th Int. Symp. on Landslides, Vol. 2: 821-828; Rotterdam (Balkema).
- NOVERRAZ, F. & BONNARD, C. (1990): Technical Note on the Visit of La Frasse Landslide. – In: BONNARD, C. [ed.], Proc. 5th Int. Symp. on Landslides, Vol. 3: 1549-1554; Rotterdam (Balkema).
- TENTSCHERT, E. (1998): Das Langzeitverhalten der Sackungshänge im Speicher Gepatsch (Tirol, Österreich). – Felsbau 16, 3: 194-200; Essen (Glückauf).
- WEIDNER, S. (2000): Kinematik und Mechanismus tiefgreifender alpiner Hangdeformationen unter besonderer Berücksichtigung der hydrogeologischen Verhältnisse. – Diss. Univ. Erlangen-Nürnberg, 246 S; Erlangen.
- WEIDNER, S., MOSER, M. & LANG, E. (1998): Influence of Hydrology on Sagging of Mountain Slopes ("Talzuschübe") – New Results of Time Series Analysis. – In: MOORE, D. & HUNGR, O. [eds.], Proc. 8th Int. IAEG Congr., Vol. 2: 1259-1266; Rotterdam (Balkema).
- ZIEGLER, H.-J. (1982): Die Hangbewegungen im Lugnez, am Heinzenberg und bei Schuders, Graubünden. Geologie und Geomechanik. – Diss. Univ. Bern; 106 S., 32 Abb., 3 Beilagen, VI Taf.; Bern.

Monitoring und Dynamik einer Großbrutschung im Flysch der bayerischen Alpen

Univ.-Doz.Dr. Günther Bunza

Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft, Lazarettstr. 67, D-80636 München

Tel.: +49-89-92141027; Fax: +49-89-92141041; E-mail: guenther.bunza@lfw.bayern.de

Zusammenfassung

Zwischen dem Wendelstein (1887 m) und der Ortschaft Bad Feilnbach bei Rosenheim erstreckt sich das 13.3 km² große Einzugsgebiet des Jenbachs. Aufgrund häufiger Muraktivitäten wurde schon sehr früh sein Lauf südlich des Siedlungsraumes wildbachtechnisch verbaut. 1980 wurde eine neue Sperre am Fuß des sog Brechries, einem großen relikten Bruchkessel in der Zementmergel Serie der Flysch-Zone, zerstört. Die in der Folge vorgenommenen Untersuchungen konstatierten eine aktive Sackung auf einer Fläche von 16,5 ha und mit einem möglichen Tiefgang von ca. 70 – 100 m. Während des Jahres 1998 führten Stürze und Rutschungen an der Stirn der bewegten Massen mit einem Gesamtvolumen von ca. 100.000 m³ zu umfangreichen Untersuchungen, die in enger Zusammenarbeit mit Bayer. Geologischen Landesamt (GLA) und dem Wasserwirtschaftsamt (WWA) Rosenheim erfolgten. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen, die hier vorgestellt werden, bestätigten die Annahme einer tiefreichenden Sackung an Klufflächen mit einem Volumen von ca. 7 Mio m³. Aufgrund des großen Gefahrenpotenzials wurde am Gegenhang ein Servotheodolit zur Dauerbeobachtung errichtet. Darüber hinaus wurden der Bau und die Planung von wildbachtechnischen Sicherheitsmaßnahmen verstärkt und mit den beteiligten Behörden ein Katastrophenplan erarbeitet. Mit der Auswertung der Untersuchungen, die noch bis Ende 2001 andauern werden, erhofft man sich, komplexe Prozesse wie diese besser verstehen zu lernen, um damit die richtigen Schutz- und Sanierungsmaßnahmen ableiten zu können.

Einleitung

Den Geowissenschaften fällt ein wachsender Anteil von Aufgaben und Tätigkeiten im Umweltschutz und damit auch im Schutz vor geogenen Gefährdungen wie Massenbewegungen und Wildbachereignissen zu.

Die Vielschichtigkeit der Problemfälle bedingt, dass es keine Einheitsmethoden gibt, drohenden oder aktuellen Schadenereignissen zu begegnen.

Eine wesentliche Aufgabe des geologisch - wildbachkundlichen Dienstes am Bayerischen Landesamt für Wasserwirtschaft (LfW) besteht daher in der Untersuchung und Beobachtung von Massenbewegungen insbesondere von solchen, die über ihre Dynamik das Wildbachgeschehen beeinflussen können. Dies dient sowohl dem Prozessverständnis, als auch als Grundlage von Schutz- und Sanierungsmaßnahmen.

Im folgenden möchte ich dies an einem Beispiel einer Großbrutschung im Flysch der bayerischen Alpen aufzeigen:

Die Massenbewegung Brechries am Jenbach

1 Örtliche Verhältnisse

Der Jenbach bei Bad Feilnbach im Landkreis Rosenheim ist ein Wildbach mit einem Einzugsgebiet von 13,3 km². Er durchfließt von Süden nach Norden die geologischen Einheiten des Kalkalpin, des

Flysch und des Helvetikum (s. Abb. 1). Schon 1897 wurde er aufgrund häufiger Muraktivitäten mit 30 Sperren verbaut, die in den 80er Jahren unseres Jahrhunderts durch 7-8 m hohe Steinsperren ersetzt wurden. Im selben Jahrzehnt wurde im Bereich des sogenannten Brechries eine Konsolidierungssperre unmittelbar nach ihrer Fertigstellung wieder zerstört (s. Abb. 2a und b). Bei den daraufhin vorgenommenen geologisch –wildbachkundlichen Erhebungen zur Ursache der Zerstörung wurden in diesem Gebiet tiefreichende Hangbewegungen festgestellt (s. Abb. 3).

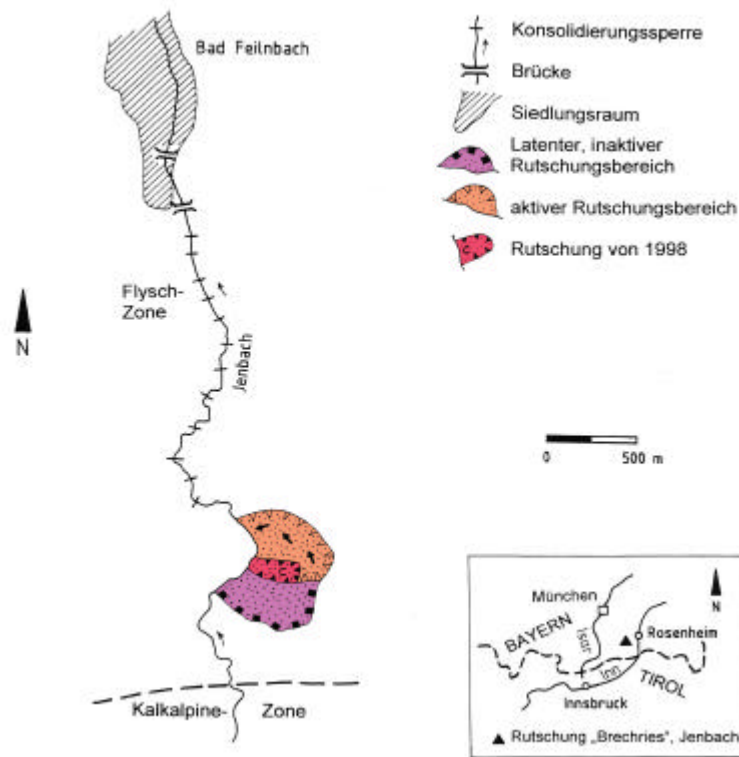


Abb. 1: Lage des Jenbach und der Hangbewegung „Brechries“.



a)



b)

Abb. 2: Die im Jahre 1985 fertiggestellte Konsolidierungssperre (a). Risse im rechten Flügelderselben Sperre im Jahre 1987 (b).

2 Geologie

Den Hang bauen hier Gesteine der Flysch - Zone auf. Es handelt sich dabei vorwiegend um Mergel, Kalkmergel und Kalke, die mit 25° - 45° hangeinwärts nach Süden bis Südosten fallen (s. Abb. 3). Die generelle Streichrichtung schwankt um einen Wert von ca. 79° - 90° nach Südosten. Die Gesteine zeichnen sich bei kleinen Klufkörpern durch leichte Verwitterbarkeit und geringe Gefügesteifigkeit aus.



Abb. 3: Die Hangbewegung „Brechries“ am Jenbach. Links im Bild ist die Lagerung der Kalkmergel deutlich zu sehen. Im Bildvordergrund der Anbruch aus dem Jahre 1998, der links (Bildmitte) von der Brechries-Reiße begrenzt wird.

Korngrößenanalysen aus Schürfprouben der Verwitterungsmassen zeigen in hangunteren Bereichen (Brechries-Reiße) hohe Ton- und Schluffgehalte, in oberen Bereichen überwiegen die Kieskorngößen. Die Wassergehalte liegen zwischen 30 und 35%. Entsprechend den Werten für die Fließgrenze und die Plastizitätszahl kann das Verwitterungsmaterial in hangunteren Bereichen als mittel- bis ausgeprägt plastische, in hangoberen Bereichen als mittel - bis leicht plastische Tone bezeichnet werden. Der Winkel der Inneren Reibung liegt zwischen 20° und 24° , die Gesamtscherfestigkeit zwischen 24° und 29° (GLA, 2000).

Der Gesteinsverband ist durch die Nähe zum Überschiebungskontakt Kalkalpin / Flysch lokal stark aufgelöst, die Schichtpakete sind zerbrochen und große Partien sind gegeneinander verkippt und verstellt.

Störungen sind kaum aufgeschlossen, sie sind großteils von Verwitterungsschutt überdeckt. Wie Ende der 80er Jahre noch beobachtet werden konnte, verläuft die sog. „Brechries-Reiße“ (s. Abb. 4) in einer steilen Störung, in deren unmittelbarem Umfeld die benachbarten Schichtflächen subvertikal verschleppt waren.

Für die Hangbewegungen spielt die Klüftung eine zentrale Rolle. Im Gebiet sind zwei bevorzugte Streichrichtungen der Klüftflächen zu beobachten: k_1 und k_2 mit NW – SE bis NNW – SSE (ca. 145° - 160°) sowie k_3 mit NE – SW (ca. 30° - 45°). Erstere Richtung deckt sich teilweise mit der des Jenbachtals, letztere mit derjenigen der Schichtflächen, auf der diese Flächen nahezu senkrecht

stehen. Hierdurch entsteht ein steil schräg zum Hang einfallendes Kluftsystem, an dem sich Bewegungen abspielen können (LfW, 1987; GLA 2000).

3 Ausdehnung und Morphologie

Das Brechries stellt einen ca. 26 ha großen, relikten Bruchkessel dar. In diesem nehmen die rezenten Bewegungen zwischen ca. 675 m ü.NN und 1020 m ü.NN eine Fläche von ca. 16,5 ha ein (s. Abb. 1).

Der erste Hinweis auf aktive Bewegungen erfolgte für die Wasserwirtschaft 1980 durch die Zerstörung einer Wilbachsperre (s. Abb. 2b). Deformationen traten auch an einem damals gebauten Almweg weiter oberhalb bis in die heutige Zeit immer wieder auf. Letztlich zeigt eine vom GLA vorgenommene dendromorphologische Analyse von Wachstumsringen an Bäumen, dass schon seit etwa 1960 eine Phase verstärkter Bewegungen im Brechries vorliegt (GLA, 2000).

Eine in den 80er Jahren vorgenommene geomorphologische Aufnahme des Hanges zeigte das Vorhandensein zahlreicher bewegungsrelevanter Strukturen wie Stauchwülste, abflusslose Senken, quer und schräg zum Hang verlaufende Stufen, Säbelwuchs an Bäumen u.a.m. Insbesondere war und ist der Bereich zwischen ca. 925 m ü.NN und 1005 m ü.NN (Jägerstand – Hirschlacke, s. Abb. 4) durch zahlreiche abflusslose Senken, Nackentälchen sowie Risse und Spalten geprägt (LfW, 1987).

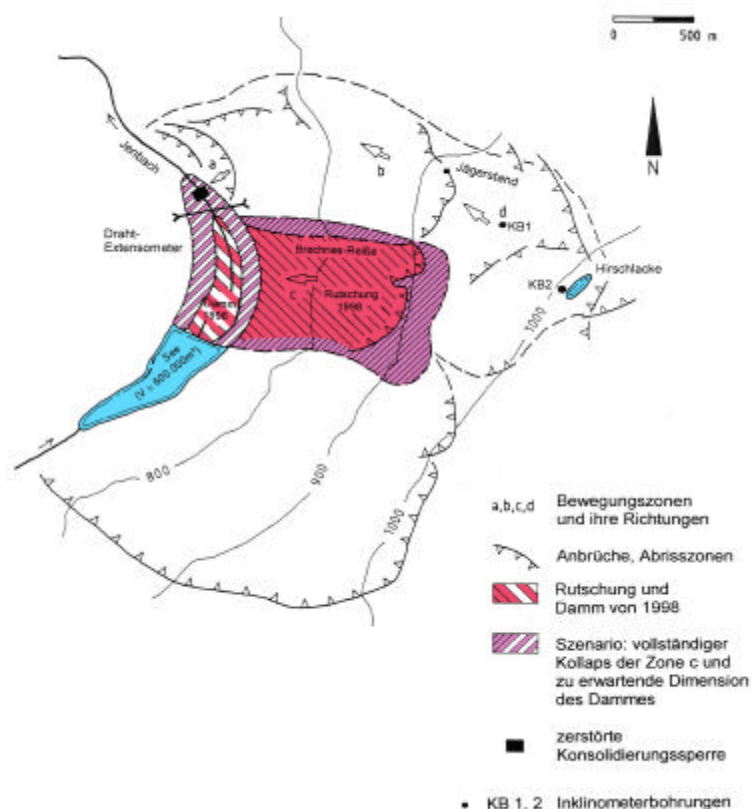


Abb. 4: Überblick zu den rezenten Hangbewegungen mit ihren unterschiedlichen Bewegungsrichtungen, den Anbruchkanten und dem Rutschungsbereich von 1998. (Kartengrundlagen: Bayer. Geologisches Landesamt 1996 und Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft, 1998).

4 Bewegungsbeobachtungen zwischen 1987 und 1995

Zwischen 1987 und 1995 wurden zur Beobachtung des unteren Hangbereiches ein Drahtextensometer eingerichtet (s. Abb. 4) und in Abstimmung mit dem GLA eine geodätische

Überwachung mittels Satellitengeodäsie (GPS) und zusätzlichen terrestrischen Messungen in oberen (zwischen Jägerstand und Hirschlacke) und unteren Hangbereichen (südlich der Brechries-Reiße) durchgeführt. Diese Beobachtungen sollten darüber Klarheit schaffen, ob aktive Hangbewegungen in oberliegenden Bereichen sowie in Gebieten südlich der Brechries Reiße stattfinden. Diese Annahme wurde durch die Messungen bestätigt. Die Bewegungsvektoren im Raum der konventionellen geodätischen Überwachung zeigen in Bachnähe eine horizontale Richtung (Risse in der Sperre schlossen sich nach unten; Aufschieben auf die Grabensohle ?), am mittleren und oberen Hang fallen sie mittelsteil mit dem Hang ein. Die Richtung der Bewegungen weicht im oberen Hangbereich mit NW deutlich von der Fallrichtung des Hanges nach Westen ab (GLA & LFW, 1998; s. Abb.4). Diese schräg abwärts gerichtete Bewegung kann nur auf Internstrukturen des Gebirges zurückgeführt werden. Im tieferen Hangbereich verläuft die Bewegung nach WSW.

Die mit dem Drahtextensometer gemessenen Bewegungsbeträge stimmen gut mit den geodätischen Werten überein. Die gemessenen Bewegungsbeträge lagen ursprünglich bei ca. 10 mm / Monat, erhöhten sich langsam, 1995 teilweise sogar auf bis zu 70 mm / Monat, um dann wieder auf Beträge von ca. 10 – 20 mm / Monat zu sinken.

Darüber hinaus belegen die Messergebnisse, dass sehr kleinräumige Differenzierungen der Bewegungen auftreten, wobei auch Externrotationen einzelner Geländepartien stattfinden dürften.

Die Bewegungsraten zeigen keine jahreszeitlichen Regelmäßigkeiten, wobei auch kein signifikanter Einfluss von Niederschlags- oder Abflussereignissen festzustellen war. Lang anhaltende Feuchteperioden korrelieren jedoch teilweise mit einer verzögerten Beschleunigung der Bewegungen. Eine direkte Beschleunigung bewirkten erstmalig die Pfingstniederschläge 1999.

Auf der Basis der durchgeführten Geländeaufnahmen und der ersten Beobachtungen wurde für die Hangbewegung zunächst eine Sackung ohne basale Gleitfläche und mit einem möglichen Tiefgang von 70 – 100 m angenommen. Hangbewegungen wie Rutschungen und Felsstürze an der Stirn der bewegten Massen sind sekundär und Folgeerscheinungen (GLA & LfW, 1998).

Auf diesen Grundlagen wurden seitens des Wasserwirtschaftsamtes Rosenheim Schutzmaßnahmen getroffen, die zunächst im wesentlichen die Errichtung zusätzlicher Konsolidierungssperren zur Sicherung der Bachsohle, Ufersicherungen mittels Steinsätzen sowie eine Anhebung der Sohle oberhalb der beschädigten Sperre mittels Sohlrampen beinhalteten.

5 Die Ereignisse von 1998

Im Frühjahr 1995 erfolgte am Böschungsfuß eine Aktivierung der Bewegungen von zuvor im Mittel 15 mm/ Monat auf 20 mm/Monat. Ende 1995 lagen die Intensitäten bei 30 - 40 mm/Monat. Angesichts dieser Veränderung wurden bei einer Geländebegehung im Jahre 1996 weitere Anzeichen beobachtet, die auf eine allgemeine Bewegungsintensivierung schließen ließen. Dies traf vor allem für die Bereiche an der Hirschlacke und südlich der Brechries Reiße zu, wo deutliche Spuren erhöhter Aktivität aufgetreten waren.

Diese Bewegungsintensivierungen führten am 01.01.1998 zu umfangreichen Massenbewegungen in Form von Rutschungen und Felsstürzen (s. Abb. 6). Entlang einer steilen Felswand, in einer Höhe von 780 bis 870 m ü.NN, lösten sich Felsmassen ab, die den Fuß der Wand und das Bachbett des Jenbachs auf ca. 70 m Länge verschütteten (s. Abb. 5). Die Anbruchsnische hatte eine Breite von ca. 120 m, eine Tiefe von ca. 10 – 15 m und eine Horizontalerstreckung in Bewegungsrichtung von ca. 5 – 10 m. Der Anbruch folgte den erwähnten Trennflächen, wobei der Fels allerdings als vollständig zerrüttet und aufgelockert bezeichnet werden muss. Das Volumen der Sturzmasse konnte auf 10.000 bis 20.000 m³ geschätzt werden. Der Jenbach selbst wurde durch die Sturzmasse nur kurzfristig aufgestaut, er bahnte sich nach kurzer Zeit einen Weg durch das Material und floss unterirdisch ab. Die Hangbewegung ist als Sekundärphänomen einer tiefgreifenden Hangbewegung zu sehen. Hinter der Anbruchsnische des Felssturzes hatte sich der gesamte Felskopf um ca. 2 – 4 m talwärts bewegt. Spuren von Entlastungsvorgängen und einer Ausdehnung des Bewegungsbereiches fanden sich sowohl oberhalb der Felswand bis gegen 1010 m ü.NN als auch südlich der Hangbewegung. In den frischen Anbrüchen fand sich stark wassergesättigtes

Verwitterungsmaterial aus Zementmergeln, das in diesem Stirnbereich entlang der Klüfte und Scherzonen mechanisch wirksam war.



*Abb. 5: Das durch Stürze und Rutschungen
Auf ca. 70 m Länge verschüttete
Bachbett des Jenbach im Mai 1998.*



*Abb. 6: Felsstürze und Rutschungen aus
der Stirn der Sackung Brechries
im Jahre 1998.*

Die Wassersättigung und die Auslösung der Bewegungen kann vermutlich mit den Niederschlägen in der ersten Dezemberhälfte 1997 sowie mit der Schneeschmelze in den letzten Dezemberwochen 1997 in Zusammenhang gebracht werden.

Zur Beobachtung der weiteren Entwicklung wurden vom GLA vier sog. Schnurextensometer, zwei davon über den Hauptanbruch, installiert. Bis Ende März 1998, als die Messungen wegen zu großer Gefährdung und dem teilweise Reißen der Schnüre eingestellt werden mussten, konnten am Felskopf Verschiebungen von 3 – 6 cm/Tag gemessen werden. Das direkt abgangsbereite Material am Hang konnte auf ca. 80.000 bis 100.000 m³ geschätzt werden, wobei mit einem portionsweisen Abgang gerechnet wurde. Dies bestätigte sich auch im Laufe des Jahres, wie viele kleine Materialabgänge und eine größere Rutschung von ca. 10.000 m³ am 17.03.1998 bewiesen (s. Abb. 6).

Eine Geländeaufnahme im Mai 1998 zeigte starke Zerreißen im Bereich zwischen 850 und 885 m ü.NN und wies auf weitere Materialabgänge hin.

Dadurch und durch Murschübe aus der Brechries - Reiße und einer südlich gelegenen Rinne wurde das Bachbett des Jenbachs weiter verschüttet, sodass sich flussaufwärts ein kleiner See bilden konnte (s. Abb. 5). Der Abfluss des Jenbachs erfolgte jedoch weiterhin weitgehend ungehindert unter den Rutschmassen.

Bis Ende des Jahres 1998 waren aus dem Bewegungsbereich ca. 100.000 m³ Material abgegangen.

6 Präventivmaßnahmen

Die aktuellen Bewegungen führten zu umfangreichen Präventivmaßnahmen seitens der Wasserwirtschaft:

6.1 Anbruchs- und Wildbachszenarien

Es wurden Szenarien erstellt, die von einem größeren Aufstau des Jenbachs durch einen aus Rutschmaterial und Wildholz gebildeten Damm in der Talsohle ausgingen.

Szenario 1: Die Dammhöhe betrug bis Dezember 1998 rund 30 m und wäre bei entsprechenden Abdichtungsvorgängen in der Lage gewesen 95.000 m³ Wasser aufzustauen.

Szenario 2: Durch Materialabgänge aus dem nördlichen Bereich mit ca. 300.000 m³ potentieller Rutschmassen würde eine Dammhöhe von ca. 44 m erreicht. Der angestaute See könnte sich wesentlich vergrößern.

Szenario 3: Zusätzlich zu den Szenarien 1 und 2 rutscht der gesamte Bereich am Jägerstand mit ca. 600.000 m³. Eine Dammhöhe von rund 57 m könnte ein Stauvolumen von ca. 600.000 m³ bewirken (s. Abb. 4).

Daraus ergaben sich folgende Gefährdungsbilder:

- Überströmung des bestehenden Dammes infolge fehlender Retention bzw. ungenügender Entlastung sowie rückschreitende Erosion (Overtopping);
- Damminstabilität infolge Sickerströmung und innerer Erosion (Pipping)
- Rutschung an der Front (Slippage)
- Auslösung von Murgängen
- Auslösung von Kettenreaktionen bei einem Ausbruch

Anlässlich der intensiven Niederschläge zu Pfingsten 1999 mit 350 mm/48 h wurden zwar keine größeren Rutschungen und Stürze ausgelöst, sie führten jedoch zu einem größeren Hochwasserereignis im Jenbach. Dadurch trat die erste Möglichkeit, nämlich das Overtopping ein. Der Damm wurde überströmt und es kam zu einem rückwärtigen Einschneiden in die Massen (s. Abb. 7). Es entstand ein Teildurchbruch von 20 – 40 m Breite, 25 – 30 m Höhe und ca. 70 – 100 m Länge. Rund 30.000 m³ Material wurden verlagert, oberste Wildbachsperrern und ein Bagger verschwanden, der Weg wurde erodiert. Infolge des geringen Bachgefälles kam das Material nach ein paar hundert Meter weiter stromab schadlos zur Ablagerung.

6.2 Untersuchungsprogramm

Da aufgrund fehlender Messdaten kein vollständiges Bewegungsbild des Hanges erstellt werden konnte, musste im schlimmsten Fall davon ausgegangen werden, dass es zum Abgang des hier angeschätzten Volumens von 600.000 m³ kommen könnte. Infolgedessen lief ein umfangreiches Untersuchungsprogramm in Zusammenarbeit mit dem GLA und dem WWA Rosenheim an. Dieses umfasste neben der Ermittlung bodenmechanischer Kennwerte, geoseismische Untersuchungen, zwei Bohrungen bis in ca. 80 – 100 m Tiefe (s. Abb. 4 u. 8), Inklinometermessungen, Dilatometerversuche und andere mehr.



Abb. 7: Der erodierte Damm am Fuß der Rutschung nach dem Pfingsthochwasser 1999.

6.2.1 Die Bohrungen

Die beiden Bohrungen (s. Abb. 4 u. 8) erreichten eine Endteufe von ca. 75 m (KB: 1 78m; KB2: 75 m). Infolge der starken Felsauflockerung musste die Bohrung KB 1 bei 78 m eingestellt werden. Bei beiden Bohrungen wurde kein stabiler Fels erreicht, das Gebirge war auf der gesamten Tiefe stark zerklüftet und durchwegs sehr brüchig. Die Bohrungen bestätigten darüber hinaus die Annahme einer großräumigen Sackung ohne ausgeprägte Gleitfläche.

Ebenfalls wurde bei beiden Bohrungen kein Wasser angefahren, es entstand vielmehr ein permanent vollständiger Spülwasserverlust. Die Annahme eines „nassen“, murähnlichen Abgangs ist daher eher unwahrscheinlich.

In allen Tiefen wurden immer wieder einzelne Lagen oder Zonen von plastischem, steifem bis halbfestem Material gefunden. Für diese Bereiche waren zudem Harnische als Zeugen von Relativbewegungen kennzeichnend.

6.2.2 Inklinometermessungen

Beide Bohrungen wurden zusätzlich für Inklinometermessungen (Fußpunkt bezogen) ausgebaut. Bei der Bohrung KB 1, wo diesbezügliche Messungen seit Juli 1999 vorgenommen werden, zeigen sich relativ gleichmäßige Bewegungsbeträge von durchschnittlich 7 mm im Monat (s. Abb. 9). Ähnlich verhält es sich bei der Bohrung KB 2. Aufgrund der geodätischen Messungen konnte jedoch nachgewiesen werden, dass auch die Inklinometer – Fußpunkte noch in bewegten Bereichen liegen, die Gesamtverschiebungen also höher als die gemessenen sind.

Konkrete Gleitbahnen wurden mit den Bohrungen nicht angefahren. Es wurden vielmehr mächtige Deformationszonen mit unterschiedlicher Bewegungscharakteristik erschlossen: während sich in KB2 die Hauptdeformation auf die oberen 35 m konzentriert und darunter nur geringe Verschiebungen stattfinden, zeigt KB 1 umgekehrte Verhältnisse. Die Hauptbewegungszone beginnt dort erst ab dieser Tiefe und reicht zumindest bis zur Endteufe bei 78 m.

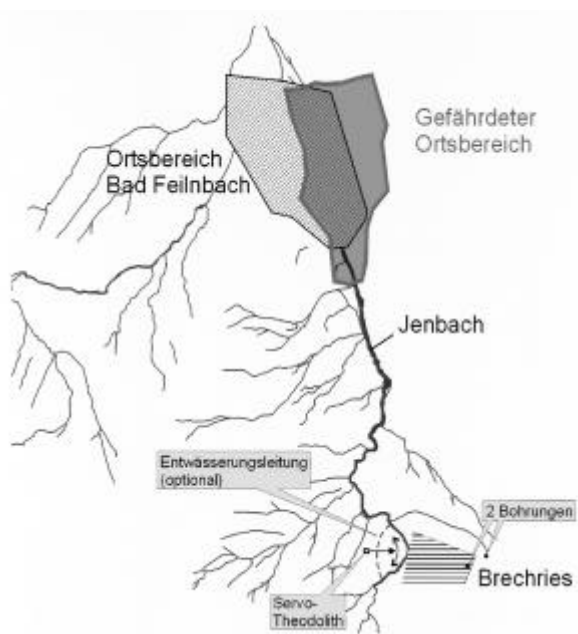


Abb. 8: Übersicht zum Messprogramm ab 1999 (Bohrungen, Servotheodolit) und Darstellung der durch Wildbachereignisse gefährdeten Ortsbereiche von Bad Feilnbach. (Quelle: Loipersberger, 2000).

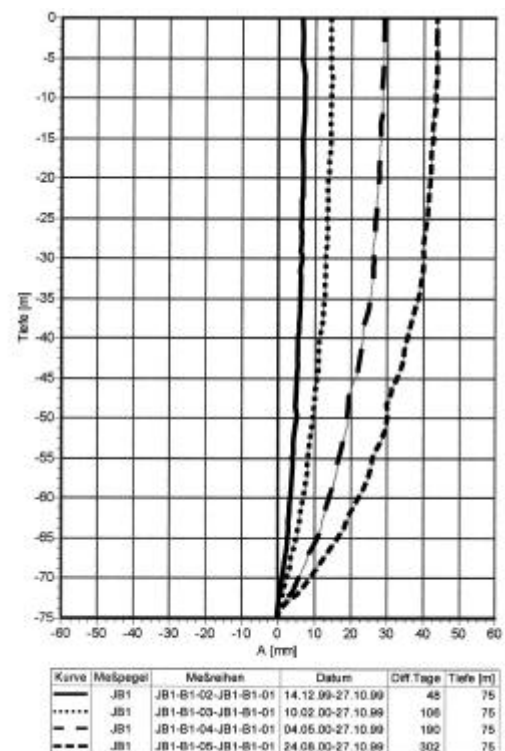


Abb. 9: Inklinometermessungen in der Bohrung KB 1 vom 27. 10. 1999 bis 24.08.2000.

6.2.3 Bodenkennwerte

An Proben der Bohrkerne, die nur sehr selten ungestört entnommen werden konnten, wurden darüber hinaus seitens des GLA Bodenkennwerte bestimmt (GLA, 2000):

Die Winkel der Gesamtscherfestigkeit bewegen sich bei Fließgrenzen von 0,40 bis 0,49 zwischen 24° und 26°, bei Fließgrenzen von 0,34 bis 0,41 zwischen 30° und 33°. Diese Festigkeiten können nicht bevorzugt bestimmten Tiefenbereichen zugeordnet werden, es müssen daher über die gesamte Mächtigkeit Minimalwerte angesetzt werden. Aufgrund der beobachteten Harnische können die mobilisierten Festigkeiten noch darunter liegen. Für die Standsicherheit ist dabei entscheidend, dass diese geringen Scherfestigkeiten parallel zu den Schichtflächen wirksam werden, die in den Berg hinein einfallen.

6.2.4 Seismische Untersuchungen

Die seismischen Untersuchungen bestätigten zusätzlich bei KB 2 die Annahme, dass die sog. „Hirschlacke“ einen geringmächtigen „schwebenden“ wassergesättigten Bereich darstellt. Eine Entwässerung derselben würde deshalb nicht viel bewirken (GLA, 2000).

7 Zusammenfassende Bewertung

Charakteristik und Verhalten der Hangbewegungen im Brechries konnten im Laufe der mehrjährigen Beobachtungen und Untersuchungen zumindest qualitativ weitgehend geklärt werden. Demnach werden die Bewegungen in ihrer Richtung bei einer Wechsellagerung aus harten und weichen Schichten insbesondere vom Trennflächengefüge und der Schichtung bestimmt. Dabei kann von einer größeren Sackung entlang der Klufflächen und einer kleineren Ausweichbewegung parallel zur Schichtung mit einem Gesamtvolumen von ca. 7 Mio m³ ausgegangen werden. Als Folgen dieser Bewegungen treten zur Oberfläche hin zunehmende Knick- und Auflockerungsvorgänge auf, die mit Rutschungen und Felsstürzen an der Stirn reagieren. Örtlich kommen auch Externrotationen in Form hangauswärts gerichteter Kippbewegungen vor (GLA, 2000). Im mittleren Hangbereich werden vermutlich riesige Schollen wie die am Jägerstand als Ganzes über eine offenbar tiefliegende, mächtige Bewegungszone verschoben (~ „Blocksacken“ nach POISEL, 1998). Nicht zuletzt verläuft die Bewegung ohne Einfluss eines Bergwasserspiegels, Einflüsse des Niederschlags oder Abflusses sind nur sekundär wirksam. Ein Abgang großer Massen in stark wassergesättigter Form bis hin zu einer Mure kann somit weitgehend ausgeschlossen werden.

Insgesamt ist nach den bisherigen Untersuchungsergebnissen (GLA, 2000) die Gefahr der Aktivierung tiefliegender Gleitzonen und damit der Abgang der Gesamtmasse als gering einzustufen, da

- die parallel zur Schichtung bergwärts fallend gerichteten Massenkräfte im Inneren des Hanges nur wenig Auflockerung zulassen,
- erdstatisch wirksame Gleitzonen nur in der Nähe der Hangoberfläche möglich sind
- und die beobachtete Entwicklung keinerlei Hinweise darauf gibt.

8 Schlussfolgerungen

Es muss jedoch davon ausgegangen werden, dass die Bewegungen anhalten und aus der Rutschungsstirn Felsstürze und Rutschungen weiterhin niedergehen werden. Diese können auch erhebliche Dimensionen von mehreren 100.000 m³ erreichen und den Bach blockieren. Die Gefahr von Rutschungen besteht derzeit im Nordteil der Sackung.

Da solche Sekundäranbrüche vorhersagbar sein sollten, wurde 1999 am Gegenhang ein Servotheodolit eingerichtet. Dieser fährt mit Hilfe eines Laser-Strahls automatisch 22 Messpunkte im Hang ab, die noch durch zusätzliche Punkte im nördlichen Bereich ergänzt werden sollen. Das

System ist seit November 1999 in Betrieb, wobei die Daten über Funk an das Wasserwirtschaftsamt Rosenheim geleitet werden.

Die Daten des Servotheodolits werden auch zur Klärung des Bewegungsmechanismus der gesamten Hangbewegung beitragen. Ergänzend dazu werden Messdaten von geophysikalischen (seismischen) Bohrlochversenkmessungen benötigt.

In einem weiteren Schritt sollen die Hangprozesse sowohl zwei- wie auch dreidimensional modelliert werden. Weiters ist danach die Modellierung der Transportprozesse im Bachbett vorgesehen.

Angesichts der geschilderten Ereignisse und der bisherigen Untersuchungsergebnisse wurden die schon früher begonnenen wildbachtchnischen Sicherheitsmaßnahmen seitens des WWA Rosenheim verstärkt:

- Durch die Errichtung zusätzlicher Konsolidierungssperren und die Räumung bestehender Auffangräume steht derzeit ein Auffangvolumen von rund 100.000 m³ zur Verfügung. Am Talausgang, wo ein großer künstlicher Retentionsraum vorhanden ist, wird aus statischen Gründen eine neue Rückhaltesperre gebaut werden.
- Im unteren Bereich der Rutschung ist eine Sperre in flexibler Bauweise (Schüttrampe) vorgesehen. Damit soll ein neuerliches oder weiteres Eintiefen des Baches in den Damm aus Rutschmaterial vermieden werden.
- Zur Entwässerung eines möglichen Stausees ist aus bau- und sicherheitstechnischen Überlegungen nur ein Stollen im linken Hang realisierbar (s. Abb. 8). Die Baukosten dafür werden auf 10 – 12 Millionen DM geschätzt. Diese Alternative wird vorerst zurückgestellt, bis alle Untersuchungsergebnisse vorliegen.
- Mit den beteiligten Behörden wurde bereits 1998 ein Katastrophenplan erarbeitet.

Literatur

Bayer. Geologisches Landesamt & Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft (1998): Felssturzgebiet Brechries am Jenbach, Gde. Bad Feilnbach. Abgestimmter Bericht. Unveröff.

Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft (1987): Wildbachkundliche Stellungnahme zum Brechries, Gde. Bad Feilnbach, Lkr. Rosenheim. Unveröff.

Bunza, G. (2000): Investigation and Monitoring of Landslides with Torrential Significance in the Bavarian Alps. In: BROMHEAD, E., DIXON, N. and IBSEN, M.-L. (Ed.) – Landslides in Research, Theory and Practice, Proc. VIII ISL Cardiff 2000, Vol. 1, p. 195 – 202.

Loipersberger, A. (2000): Katastrophen – Management am Beispiel einer Großhangrutschung am Jenbach. ATV-DVWK Landesverband Bayern, Mitglieder-Rundbrief 2/2000, S. 6-8.

Poisel, R. (1998): Kippen, Sacken, Gleiten. Geomechanik von Massenbewegungen und Felsböschungen.

Felsbau 16, Nr. 3, S. 135 – 140.

Die Erforschung der Tsergo Ri-Großmassenbewegung im Nepal Himalaya als Grundlage für rezente Gefahrenzonenkartierungen

von Johannes T. Weidinger (a, b)

(a) Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstr. 34/III, A-5020 Salzburg, Österreich

(b) Institut ERKUDOKã im Stadtmuseum Gmunden, Kammerhofgasse 8, A-4810 Gmunden, Österreich

Zusammenfassung

Die gewonnen geologischen, geomorphologischen und geotechnischen Grundlagenerkenntnisse an der im Kristallin weltweit gewaltigsten und einzigartigen Großmassenbewegung des Tsergo Ri im Langthangtal des zentralen Nepal Himalaya entschlüsselten nicht nur den chronologischen Ablauf der Paläo-Ereignisse vor Ort, sondern können auch direkt auf eine Einstufung des rezenten Gefahrenpotentials dieser Gegend und ähnlich geotektonisch-lithologisch positionierter Bereiche des Himalaya und der Erde angewendet werden. Dies konnte vorerst am Beispiel weiterer, kleinerer Bergstürze im Langthangtal selbst, im Kristallin des Annapurna Massivs und mit einem Vergleich zu einer Felslawine in Zentralchina bestätigt werden.

1. Einleitung

Untersuchungen, die im Rahmen zweier Forschungsprojekte des „Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung – FWF Wien“ durchgeführt wurden, hatten die ingenieur-geologische, geomorphologische, geotechnische, quartärgeologische und paläogeographische Erforschung der Großmassenbewegung des Tsergo Ri im Langthangtal von Nepal und ihres Umfeldes im Kristallin (Hagen, 1969; Inger & Harris, 1992; Macfarlane, 1993) des Hohen Himalaya zum Ziel. Das Untersuchungsgebiet liegt ca. 60 km nördlich der Hauptstadt Nepals, Kathmandu, auf einer Seehöhe zwischen ca. 3.800 und ca. 7.000m (höchster Punkt des rezenten Abrisskamms, Abb.1). Die vorliegende Arbeit stellt eine Zusammenschau der gewonnen Erkenntnisse bis einschließlich 2001 dar, die teilweise bereits publiziert wurden und hier in leicht verständlichem, populärwissenschaftlich plakativem Stil mit ergänzenden Literaturverweisen extrem gerafft präsentiert werden sollen.

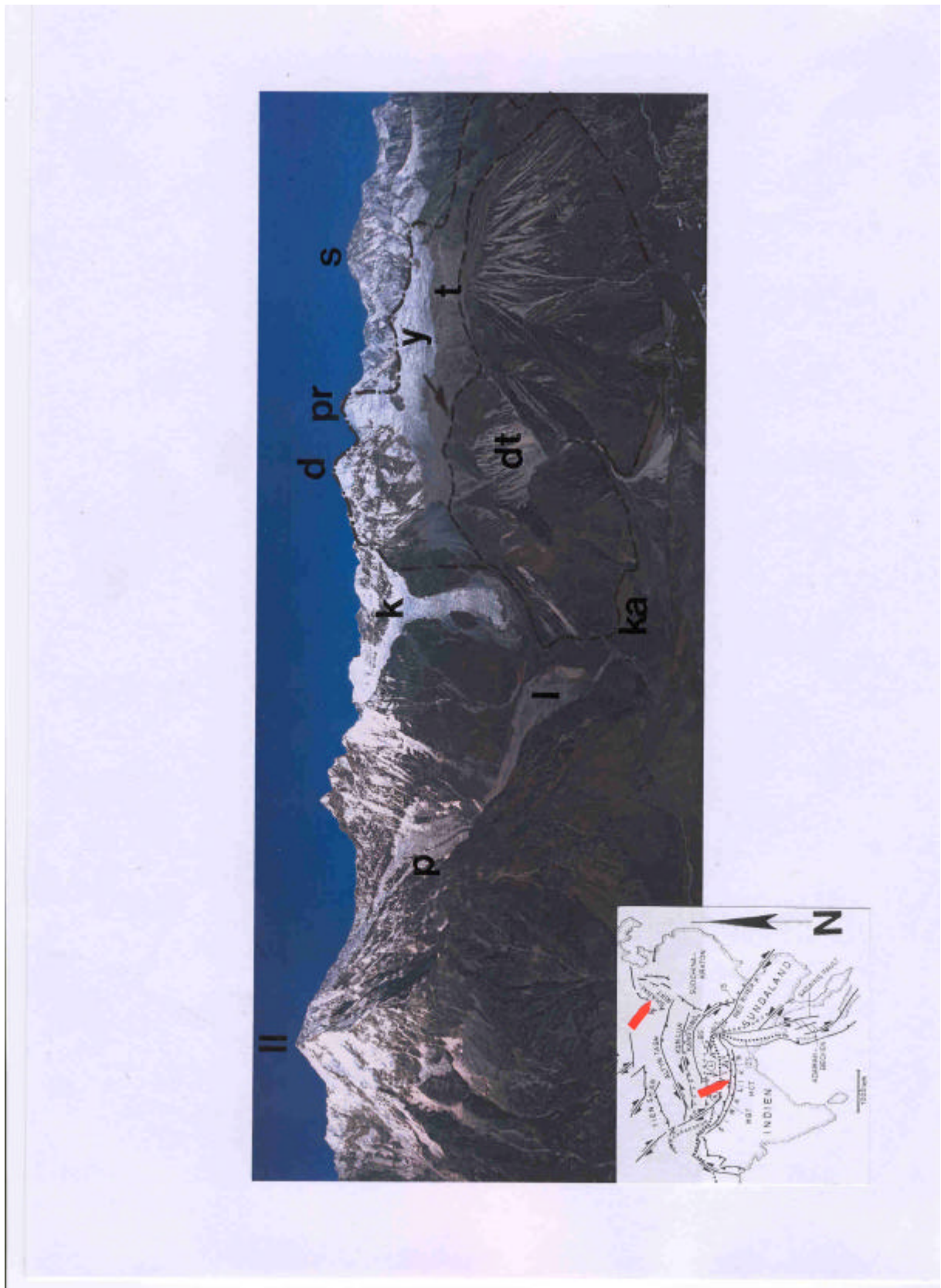


Abb. 1: Gesamtansicht des Bergsturzgebietes um den Tsergo Ri vom Gipfel des Naya Kanga (5.849m) mit Blick Richtung Norden gesehen; -.- = Abrisskamm, ---- = Begrenzung des Ablagerungsraumes, \vec{U} = Bewegungsrichtung, ll = Langthang Lirung (7.234m), d = Dragpoche (6.562m), pr = Phrul Rangtshan Ri (6.960m), s = Shisha Pangma (8.027m), p = Pangshungtramo-Prallhang (5.321m), t = Tsergo Ri (4.984m), dt = Dranglung Tal-Störung, l = Ledrub-Lirung-Gletscher, k = Kyimoshung Gletscher, y = Yala Gletscher, ka = Kyangjin Kharka Alm, 3.920m (Foto: J.T. Weidinger und H.J. Ibetsberger, 14. Nov. 1990). Als Insert: Geotektonische Position (aus Tapponnier et al., 1986) des Hauptuntersuchungsgebietes (Langthang Gebirge) und des Vergleichsgebietes im Himalaya (Annapurna Massiv) sowie des Vergleichsgebietes in Zentralchina (Qin Ling Gebirge, Shanxi).

2. Prä-existierende Schwächezonen im Paläo-Bergmassiv und Auslösemechanismen des Bergsturzes

Die ehemalige Bergflanke riss entlang einer mit Sulfiden disseminiert vererzten Struktur ab (Weidinger, Schramm & Nuschej, 2001 und 2002; Abb. 2), wobei auch andere lithotektonische Faktoren, wie diskordant zur Schieferung durchschlagende leukogranitische Gangintrusionen, Mylonit- und Pseudotachylithorizonte (Produkte von Paläo-Überschiebungstätigkeit und Paläoseismik) sowie ein normal auf diese Präferenzrichtung stehendes, neotektonisches Störungssystem (siehe Abb. 13) zur Destabilisierung beitrugen (Abb. 3). Daraus kann auch auf den unmittelbaren Auslöser geschlossen werden: das Bergsturzeroignis wurde mit großer Wahrscheinlichkeit durch ein starkes Erdbeben, das in Zusammenhang mit den Überschiebungsaktivitäten entlang einer Hauptstörungszone im Himalaya, dem Main Central Thrust (MCT), zwischen Hohem und Niederem Himalaya zu sehen ist, vor rund 40.000 Jahren ausgelöst (Weidinger, Schramm & Surenian, 1995 und 1996).

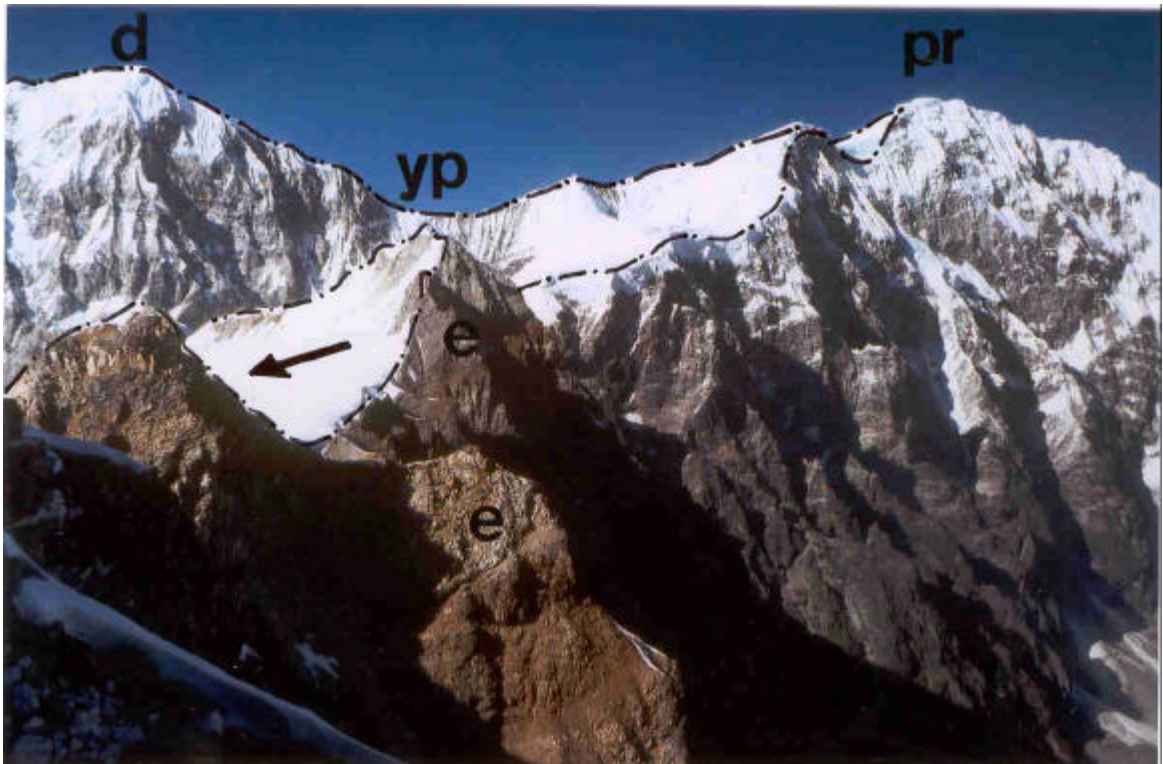


Abb. 2: Ca. 20m mächtiger Ausbiss der stark brekzierten und oxidierten Vererzung (e) im Streichen des rezenten Abrisskammes des Bergsturzes auf einer Höhe von ca. 5.500m gesehen vom Gipfel des Yala Peak I (5.520m) in Richtung NW; d = Dragpoche (6.562m), pr = Phrul Rangtshan Ri (6.960m), yp = Yala Peak II (5.749m), -.-.- = Abrisskamm (teilweise), \vec{U} = Bewegungsrichtung; (Foto: J.T. Weidinger, 1993).

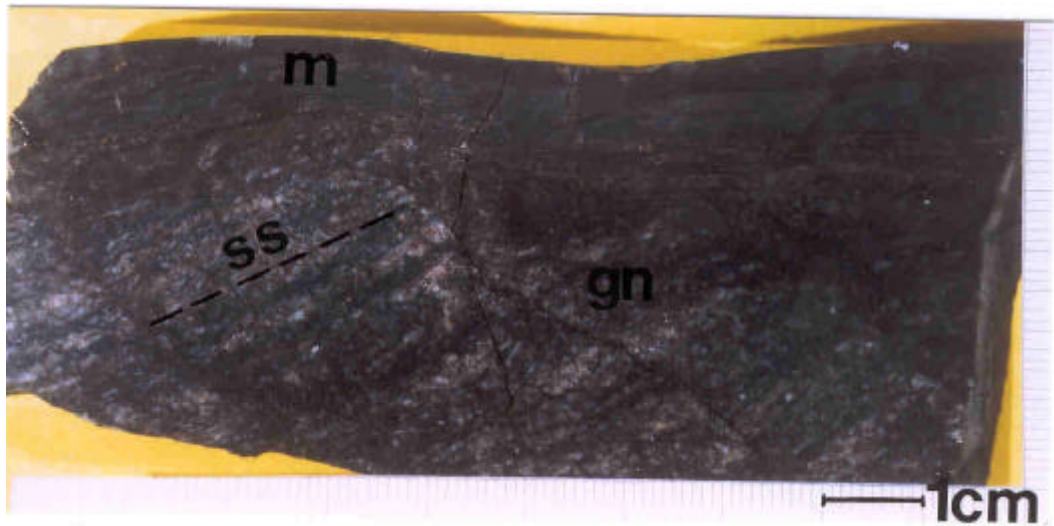


Abb. 3: Durch Überschiebungstätigkeit im Kristallin des Hohen Himalaya tektonisch entstandene und oft diskordant zum ss (---) angelegte (Ultra-) Mylonithorizonte (m, hier in den Sillimanitgneisen, gn, der Basisscholle, Fundpunkt Sh. 4.020m, nördlich Flugplatz) des Bergsturzes trugen wesentlich zur mechanischen Schwächung des Ausgangsmaterials im Abrissbereich bei (Foto: J.T. Weidinger, 1991).

3. Rekonstruktion des Paläo-Bergmassivs und die Kubatur des dislozierten Gesteinsvolumens

Durch die genaue Lokalisierung der präexistierenden Schwächezone im gesamten Fallen und Streichen konnte auch eine möglichst genaue morphologische Rekonstruktion des vor dem Bergsturzeignis vorhandenen Paläo-Gebirgsmassivs erarbeitet werden. Dabei waren nicht nur fotogeologische und tektonisch-morphologische Auswertungen sowie Begehungen in extrem schwierigen Gelände (im Bereich des Abrisskamms bis auf 6.000m Höhe), sondern auch Berechnungen zu den Hebungsdaten von Bedeutung (Hejl, Schramm & Weidinger, 1997). Auch die unmittelbare Positionierung des Bergsturzes im Himalaya-Hauptkamm und seine Nähe zum Achttausender Shisha Pangma (8.027m) trugen zu dieser neuen Argumentation bei. Gestützt auf PC-Geländemodellierung (Programm: Surfer) sowie durch ein originalgetreu nachgebautes Geländemodell (M 1 : 5000) kann man heute – entgegen früheren Annahmen (Weidinger & Schramm, 1995a und 1995b) – davon ausgehen, dass es sich dabei um einen, dreiseitig aufgebauten, bis zu achttausend Meter hohen Berg gehandelt haben muss, dessen Gesteinsvolumen von rund 10 – 15 Kubikkilometer (!) zum Einsturz kam und disloziert wurde (Abb. 4; Weidinger, Schramm & Nuschej, 2002).

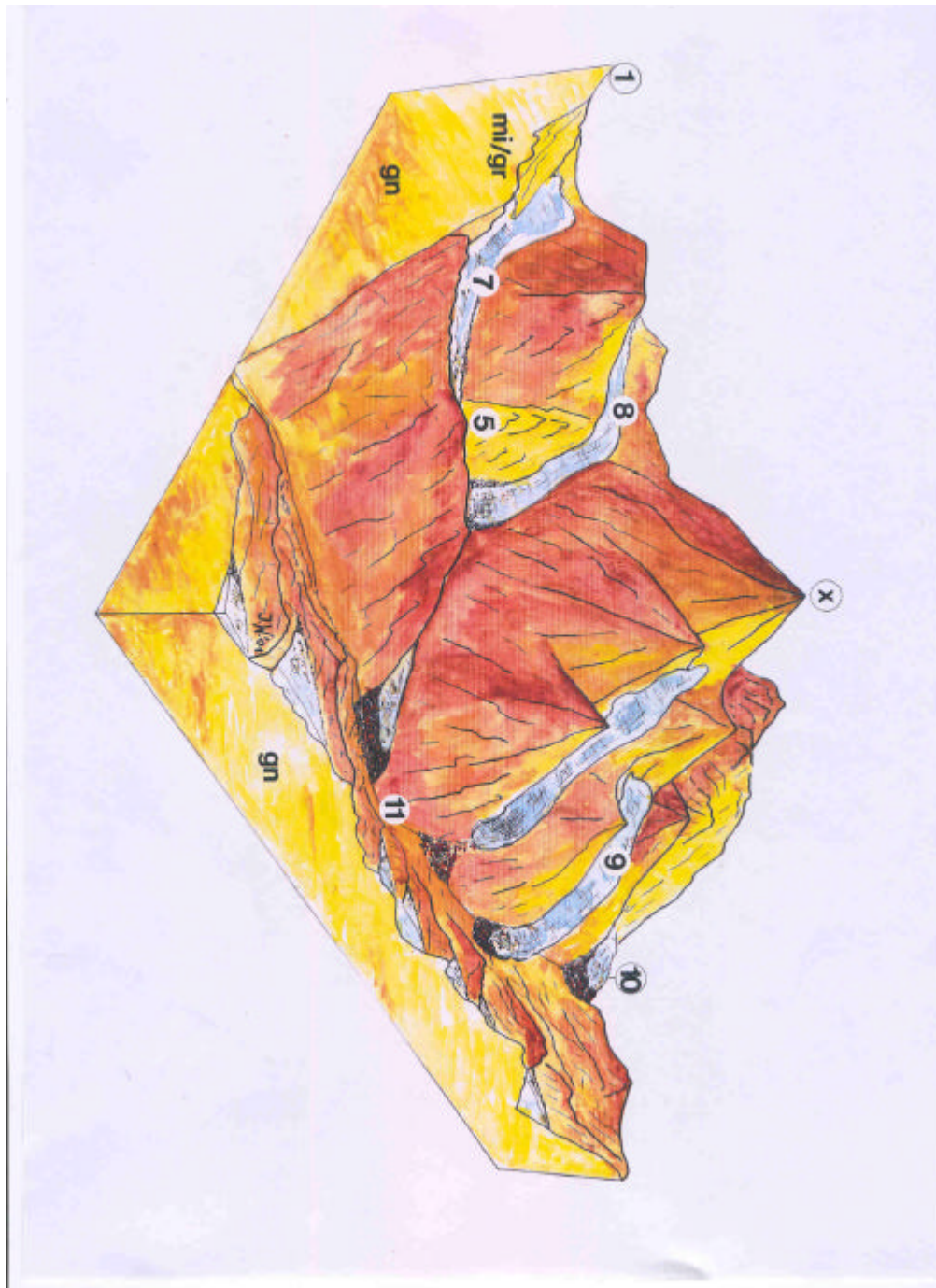


Abb. 4: Morphologisch-paläogeographische Rekonstruktion der Situation vor dem Bergsturzereignis: x – der mögliche frühere 15. Achttausender im Nepal Himalaya. Restliche morphologisch-paläogeographische Rekonstruktionen und Legende siehe Abb. 12, 15, 16 (Skizze: J.T. Weidinger, 2001).

4. Bewegungsablauf und Bildungsbedingungen für Friktionit (Hyalomylonit)

Die Massenbewegung der hangenden Migmatit- und Ganggranitscholle über der liegenden Sillimanitgneisscholle erfolgte schlitzenartig im Block an einer ca. 20 Grad nach Westsüdwest geneigten Abriss- und Gleitfläche (Abb. 5) mit dermaßen großer Geschwindigkeit (ca. 250 km/h), dass es aufgrund der hohen Reibungswärme (z. T. über 1000 Grad C) nahe und entlang der (den) Gleitfläche(n) zu Gesteinsbrekzierung und Gesteinsaufschmelzung kam (Erismann, Heuberger & Preuss, 1977; Masch & Preuss, 1977; Masch, Wenk & Preuss, 1985; Preuss, 1986). Die daraus nach der Abkühlung entstandenen speziellen Metamorphite mit Deformationsgefügen wurden in ihrer lokalen Ausbildung früher mit Hyalomylonite (Scott & Drever, 1953), heute als Friktionite bezeichnet. Durch den Vergleich dieses in mineralogischer Ausbildung und Genese wohl seltensten

Gesteins der Erde mit dem Köfelsit avancierte der Bergsturz von Langthang zum idealen Komplementärbefund für den Bergsturz von Köfels im Tiroler Ötztal (Heuberger et al., 1984).

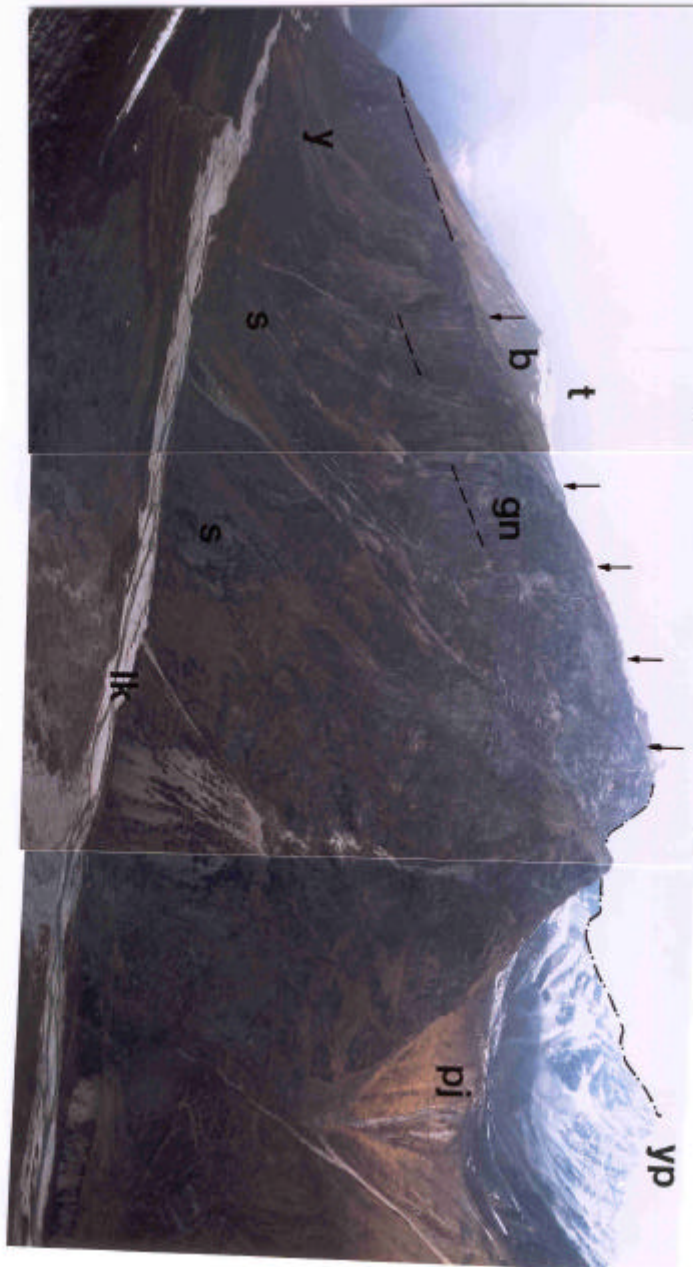


Abb. 5: Beim Blick von Nyangtsa (Sh. ca. 4.200m) nach Westen Richtung Yathang Alm (y) auf die Gneisbasis des Bergsturzes (gn) markiert die durch das Bergsturzereignis entstandene, schrittartig abgesetzte und scharfe Trennlinie (---) zwischen liegender Sillimanitgneisscholle (gn) und hangend abgelagerten Migmatiten und Leukograniten der Bergsturzmasse (b, t = Tsergo Ri (5.984m) den Verlauf der ehemaligen Gleitfläche (-.-.- = weiterer Abriss, yp = Yala Peak I (5.520m)); die mechanische Beanspruchung der Gneisbasis manifestiert sich weiters nicht nur in parallel laufende Störungsbahnen (---) sondern auch in den zahlreichen Schuttkegeln (s) postglazialer bis rezenter Felsstürze am Fuße der Wand; lk = Langthang Kholo Fluss, pj = quartär gefülltes Kar von Pijung; (Foto: J.T. Weidinger, 1991).

5. Zerrüttungsgrad der Gleitscholle(n) und interne Bewegungsbahnen

Aufgrund von Unregelmäßigkeiten im Bewegungsablauf durch Hindernisse in der Gleitbahn und durch den Anprall der nördlichen Teilmasse an das Berghindernis des Pangshungramo kam es zur Teilung der Gesamtmasse in einen NW- und einen SE-Teil entlang der vertikalen Störungszone des Dranglung Tals (Abb. 6) wodurch unterschiedliche Bereiche der bewegten Masse verschieden stark zerrüttet oder in größere Teilschollen zerlegt wurden (Weidinger, 1992; Weidinger & Schramm, 1995a und 1995b). Dieser Internbau der abgelagerten Masse (Abb. 7), der durch eine geotechnische

Auskartierung des Zerrüttungsgrades nach fünf Klassen festgestellt werden konnte, manifestiert sich auch durch geänderte physikalische Parameter der aus ihnen tretenden Bergwässer, vor allem durch erhöhte elektrische Leitfähigkeiten (eC) der Quellwässer bei höherem Zerrüttungsgrad (Schramm & Weidinger, 1996; Weidinger, Schramm & Madhikarmi, 1995).

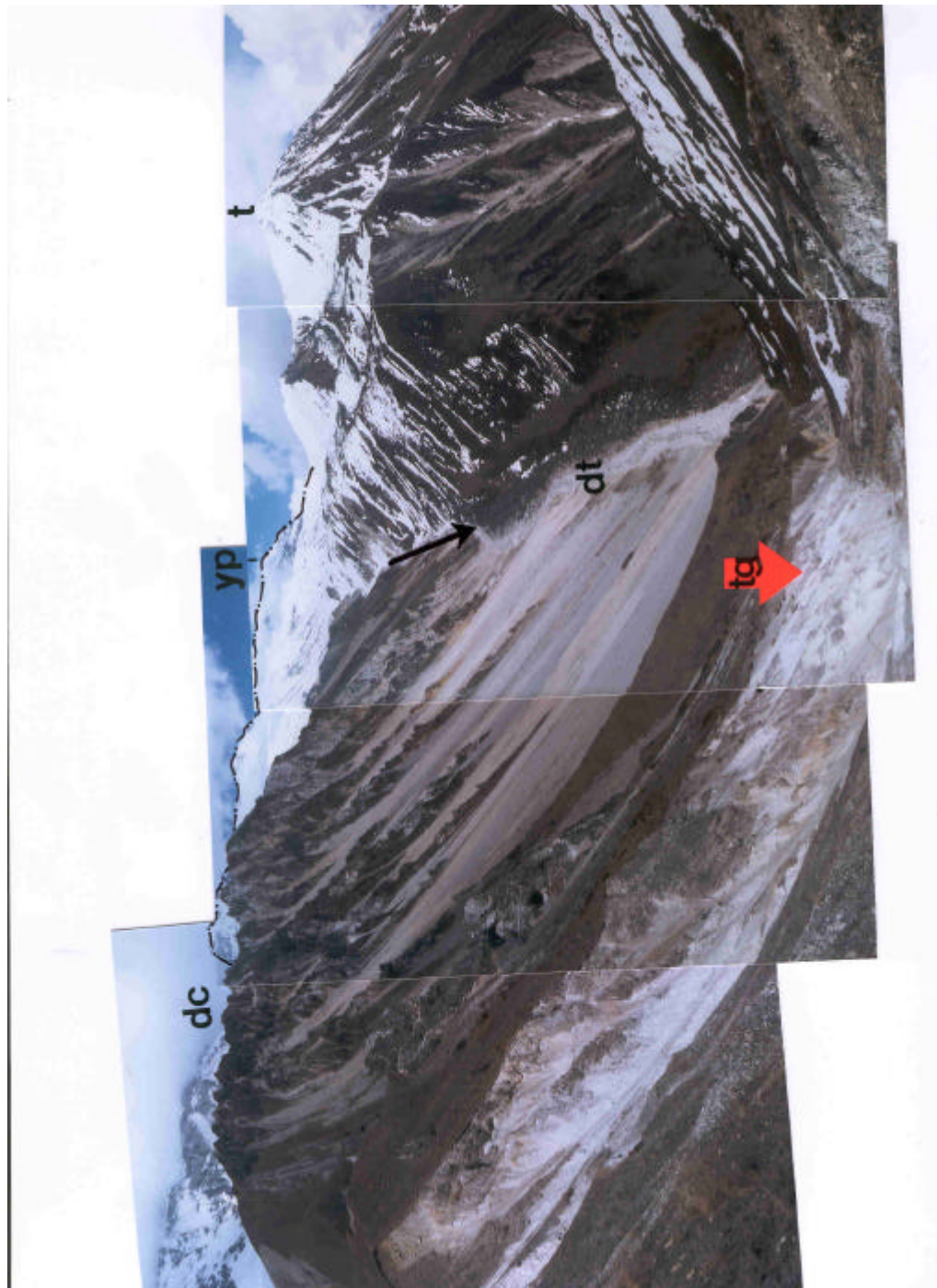


Abb. 6: Auch im vertikalen, die Bergsturzmassen teilenden Störungssystem des Dranglungtals (dt) kam es zur Bildung von tertiären Gleitflächen (siehe Punkt 6.) mit Brekzien und Friktionit (siehe tg und orangen $\bar{\text{~}}$); durch den hohen Zerrüttungsgrad konnte diese Störungszone durch nachfolgende glaziale und fluviatile Erosion leicht ausgeräumt werden; Blick vom Phushung II (4.520m) in Richtung ENE, genau in die entgegengesetzte Richtung der Hauptbewegung (siehe $\bar{\text{~}}$); -.-.- = Abrisskamm, dc = Grat von Dakpatsen, t = Tsergo Ri, yp = Yala Peak; (Foto: J.T. Weidinger, 1995).

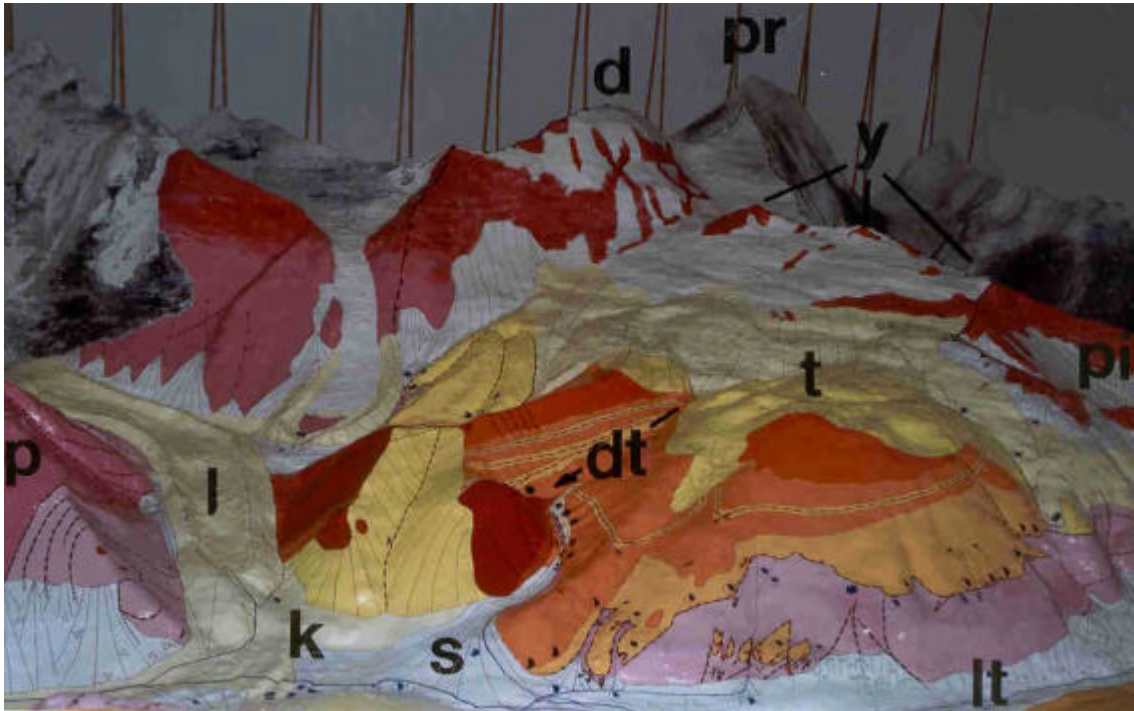


Abb. 7: Ausschnitt aus dem Geländemodell des Tsergo Ri-Bergsturzgebietes von Langthang mit dem Farbencode der ingenieurgeologischen Mehrzweckkarte (Weidinger, 1992) am Pangshungtramo-Prallhang, im Abrissbereich und in der Basisscholle: altrosa (Sillimanitgneis) – rot (Migmatit/Leukogranit) = massiv, hellrosa = wenig geklüftet; im Migmatit/Leukogranit der Bergsturzmassen: rot = wenig geklüftete bis geklüftete, kompakte Schollen; dunkelorange = stark geklüftete Schollen, orange = kataklastisch, hellorange = mylonitisiert, gelb = quartäre Moränenbedeckung; grüne Pfeile in der Basis = Einfallen der Mylonite; rote Pfeile = Einfallen der Friktionitausbisse an der primären Gleitfläche; blaue Kreis-sektoren = ansteigende Werte der elektrischen Leitfähigkeiten austretender Bergwässer von 0–800 μS . P = Pangshungtramo (5.321m), d = Dragpoche (5.554m), pr = Phrul Rangtshan Ri - Gipfel (6.950m, höchster erhaltener Punkt des Abrisskammes, y = Yala Gipfel I (5.520m), II (5.749m) und III (5.820m), von rechts nach links, t = Tsergo Ri (4.984m), lt = Langthang Tal, l = Ledrub-Lirung-Gletscher, pi = Kar von Pijung, dt = Dranglungtal-Störung entlang der Hauptbewegungsrichtung ($\bar{\quad}$) und (s) = Schwemmkegel des Dranglung Tals; k = Kyangjin Kharka Alm (Anmerkung: Das Modell im Stadtmuseum von Gmunden in Oberösterreich wurde im Jahre 2000 von J.T. Weidinger im Maßstab 1 : 5000 angefertigt und ist im Rahmen der Öffnungszeiten zu besichtigen!)

6. Typen der Gleitflächen mit Brekzien- und Friktionit/Hyalomylonit-Bildung

Neben den primären Bewegungsbahnen (Scott & Drever, 1953) zwischen der liegenden Sillimanitgneisscholle und der hangenden Migmatit-Leukogranitscholle (Abb. 8, Abb. 9) wurden auch sekundäre (Abb. 10) und tertiäre (Abb. 11) Gleitflächen ausgebildet, an denen ebenfalls die Bildungsbedingungen von Friktionit/Hyalomylonit erreicht wurden. Während sekundäre Bewegungsbahnen in der Hangendscholle des gesamten Ablagerungsraums parallel zu den primären auftreten und durch Hindernisse an der Basis hervorgerufen worden sind, treten die tertiären Gleitflächen ausnahmslos im Dranglungtal auf, wo es innerhalb der bewegten Masse durch den Anprall an das Pangshungtramo-Hindernis zur Ausbildung eines gewaltigen senkrechten Störungssystems kam (u.a. Schramm, Weidinger & Ibetsberger, 1996).

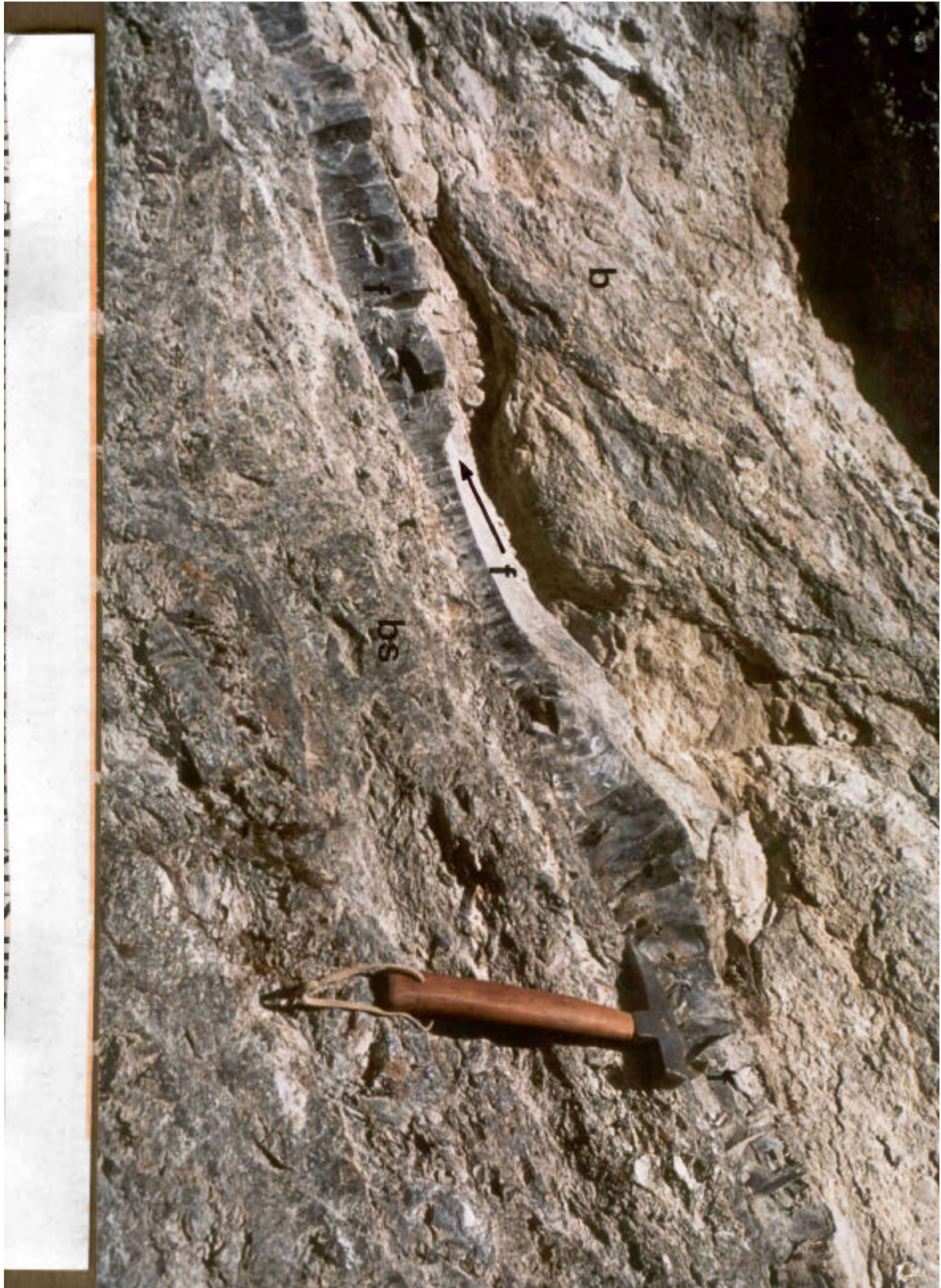


Abb. 8: Der Ausbiss des Friktionits (Hyalomylonits) der primären Gleitfläche (f) am Südhang des Tsergo Ri auf einer Seehöhe von ca. 4.000m trennt exakt die kompakte Sillimanitgneis-Basisscholle im Liegenden (bs) von den durch den raschen Bewegungsvorgang stark zerrütteten Migmatiten/Leukograniten der Bergsturzmasse (b), " = Bewegungsrichtung; (Foto: J.T. Weidinger, 1990).



Abb. 9: Friktionit (Hyalomylonit) der primären Gleitfläche von Langthang (geschnitten und geschliffen) zeigt neben dunkel bis beige gefärbtem, schlierigem Gesteinsglas, heller Mikrobrekzie und granitischen Gesteinsfragmenten zahlreiche kleinere Hohlräume von Entgasungsblasen (Foto: J.T. Weidinger, 1991).



Abb. 10: Friktionit (Hyalomylonit) in Form einer stark porösen Bimssteinknolle (geschnitten und geschliffen), von einer sekundären Gleitfläche entnommen (Foto: J.T. Weidinger, 1991).

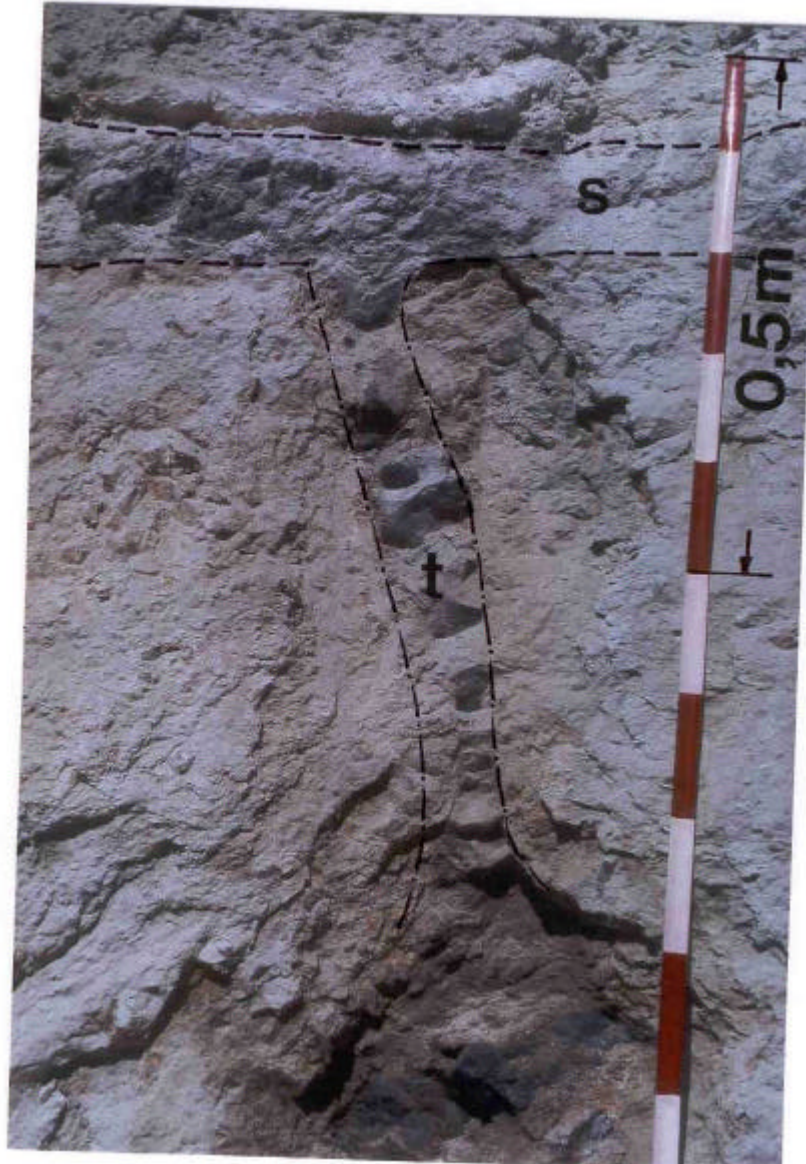


Abb. 11: Ausbiss von Mikrobekzie und stark porösem Friktionit (Hyalomylonit) einer vertikalen tertiären Gleitfläche (t), die unmittelbar an einer sekundäre Gleitfläche (s) ansetzt; aus dem Plattverschiebungssystem des Dranglung Tales (Foto: J.T. Weidinger, 1995).

7. Prallhang des Bergsturzes und induzierte sekundäre Massenbewegungen

Durch die Kollision (Abb. 12) mit dem unmittelbaren Prallhang im Westen des rezenten Ablagerungsraumes (Gipfel des Pangshungtramo) wurden weitere Massenbewegungen induziert. Dazu zählt das unmittelbar mit dem Anprall in Zusammenhang stehende Abgleiten einer einzelnen Scholle vom Gipfel des Berges (Abb. 13) sowie Abstürze von beträchtlichen Gesteinskubaturen und Einzelblöcken, die durch zahlreiche, zum Teil durch die Tektonik vorgegebene Abrisskanten und Ausbruchsnischen am Berg zu erkennen sind (Abb. 14).

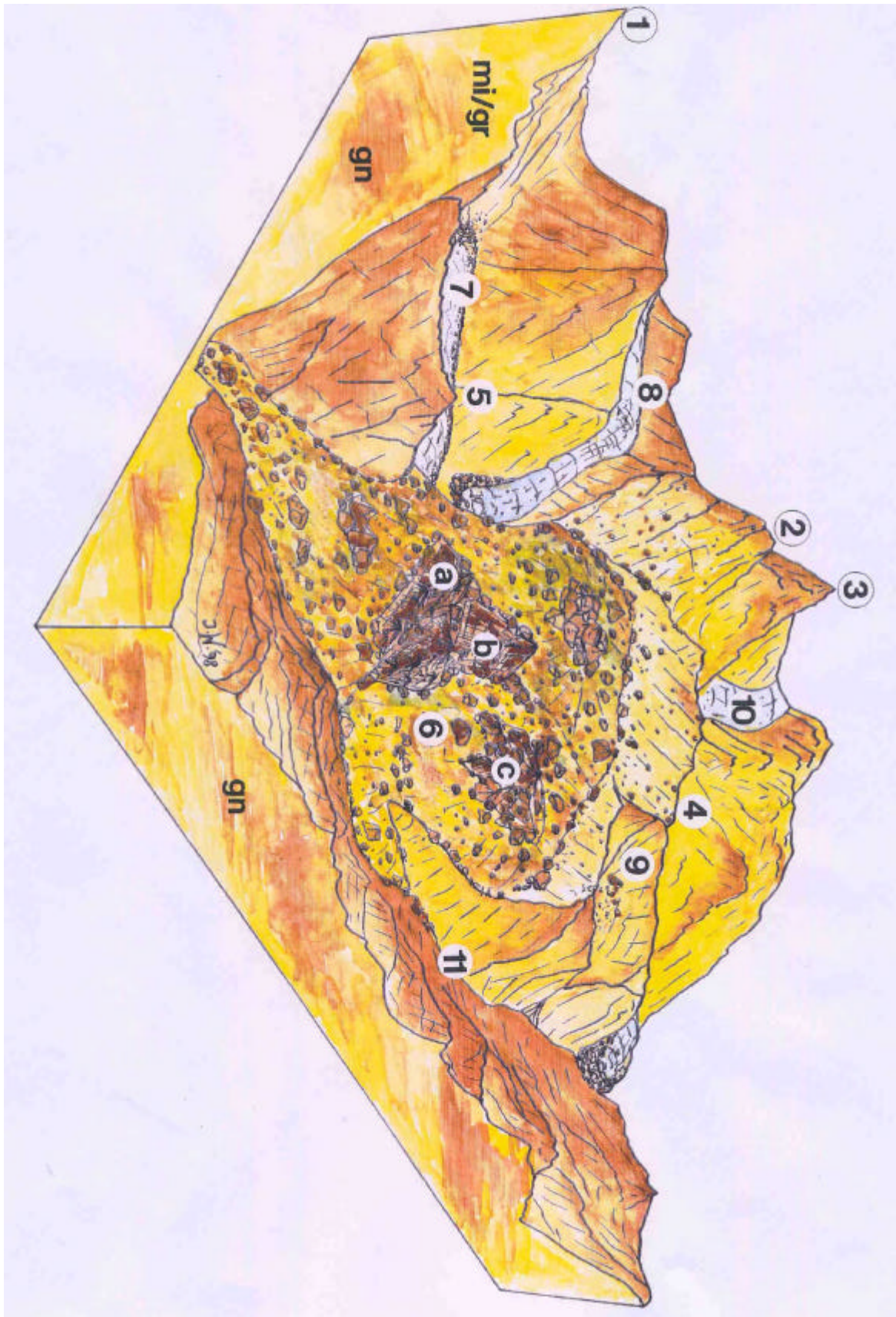


Abb. 12: Morphologisch-paläogeographische Rekonstruktion der Situation kurz nach dem Bergsturzereignis: 1 - Langthang Lirung Gipfel, 2 - Dragpoche Gipfel, 3 - Phrul Rangtshan Ri Gipfel, 4 - Abrissbereich entlang des rezenten Grates zwischen Yala Peak I und III, 5 - Pangshungramo Gipfel, 6 - Bergsturzmaterial (die kompakt dislozierten und brekzierten Blöcke und Schollen darin sind heute: a - Kyimoshung Gipfel, b - Dakpatsen-Grat und c - Tsergo Ri Gipfel), 7 - Ledrub-Lirung-Gletscher, 8 - Kyimoshung Gletscher, 9 - Kar von Pijung, 10 - Phrul Rangtshan Gletscher, 11 - Langthang Tal; gn = Sillimanite Gneis, mi = Migmatit, gr = Leukogranit (Skizze: J.T. Weidinger, 2001).

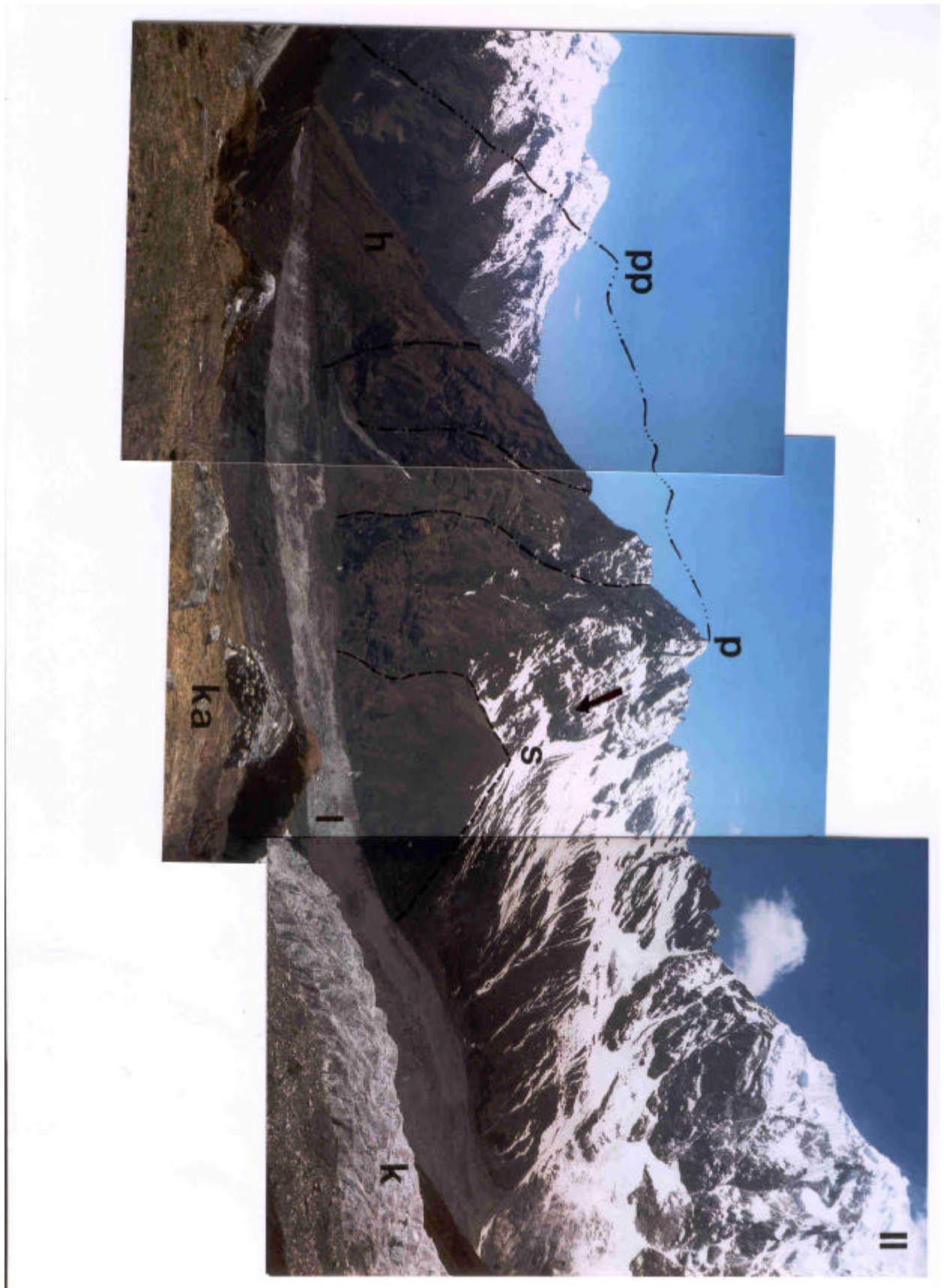


Abb. 13: Der von großen Störungssystemen (-.-.-) durchzogene Pangshungtramo Gipfel (p) stellt den Hautanprallbereich des Bergsturzes dar; -...-...- = der ungefähre Verlauf des ehemaligen Berggrates vor dem Anprall mit dem „Paläo-Pangshungtramo“ (pp) und darunter der durch Talzuschübe aufgelöste rezente Hangfuß des Berges (h), daneben die vom Gipfel des Berges abgeglittene Scholle (s), deren Begrenzung (---) und Gleitrichtung (↔); rechts im Bild der Gipfel des Langthang Lirung, ll, (7.234m), l = Ledrub-Lirung-Gletscher, k = Kyimoshung Gletscher, ka = Kyimoshung Alm (4.600m) ist der Standpunkt mit Blick in die Hauptbewegungsrichtung nach WSW (Foto: J.T. Weidinger, 1991).



Abb. 14: Blick auf den durch den Anprall der Bergsturzmassen und nachfolgende Erosionsprozesse morphologisch stark strukturierten zentralen Ostflankenbereich des Pangshungtramo (p) mit den wichtigsten neotektonischen Störungszonen von der Endmoränenstaffel des Ledrub-Lirung-Gletschers (Sh: 4.040m) aus gesehen (Mensch – als Größenvergleich); (Foto: J.T. Weidinger, 1990).

8. Hoch-, sowie spät- und postglaziale morphologische Überprägung des Ablagerungsraums der Massenbewegung

Dem Bergsturzereignis nachfolgende großräumige Vergletscherungen, vor allem während des letzteiszeitlichen Gletscherhochstandes (Abb. 15) und im Spätglazial (Abb. 16), erodierten mehr als 4/5 der ursprünglichen Bergsturzmasse zu einem Rudiment mit einem Volumen von ca. 2 - 3 Kubikkilometer (Bäumler et al., 1996; Heuberger & Ibetsberger, 1996 und 1998; Ibetsberger, 1993; Ono, 1986; Shiraiwa & Watanabe, 1991). Nachfolgende Abtragungs- und Verwitterungsprozesse im Postglazial begünstigten die Auflösung des Pangshungtramo-Prallhanges durch subrezente Talzuschübe (Abb. 13, links). Auch an der Südseite des Langhang Tales wurden durch nachfolgende Erosion und Hangentlastung an den Talflanken Entspannungsvorgänge hervorgerufen, die ebenfalls zu langanhaltenden Talzuschüben führten (Abb. 17 und 18). An der talaufwärtigen Gneisbasis kommt es bis heute zu einer Reihe beträchtlicher Felsstürze (siehe auch Abb. 5).



Abb. 15: Morphologisch-paläogeographische Rekonstruktion der Situation während des letzten Hochglazials: 4 – Yala Gletscher mit dem Abrisskamm der rezenten Gipfel Yala Peaks III, 9 – Gletscher von Pijung, 11 – Langhang Gletscher; restliche Legende siehe Abb. 12 (Skizze: J.T. Weidinger, 2001).

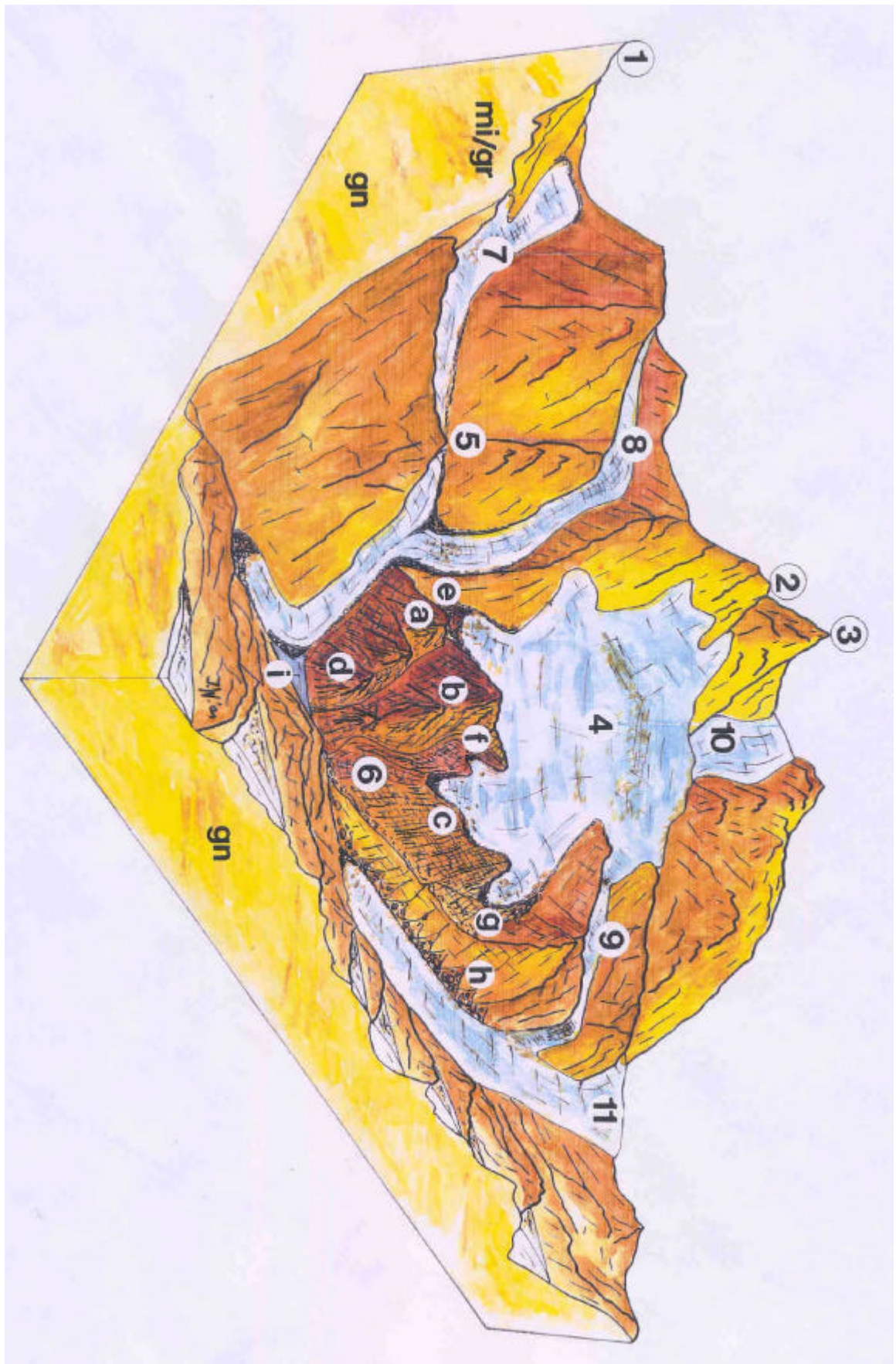


Abb. 16: Morphologisch-paläogeographische Rekonstruktion der Situation während des Spät- und Postglazials: 6 – Ablagerungsraum des Bergsturzes (d – Phushung Gipfel, e – Kyimoshung Tal, f – Dranglung Tal, g – Yala Tal, h – Felsstürze, i – durch den Ledrub-Lirung-Gletscher gedämmter temporärer See; restliche Legende siehe Abb. 12 (Skizze: J.T. Weidinger, 2001).

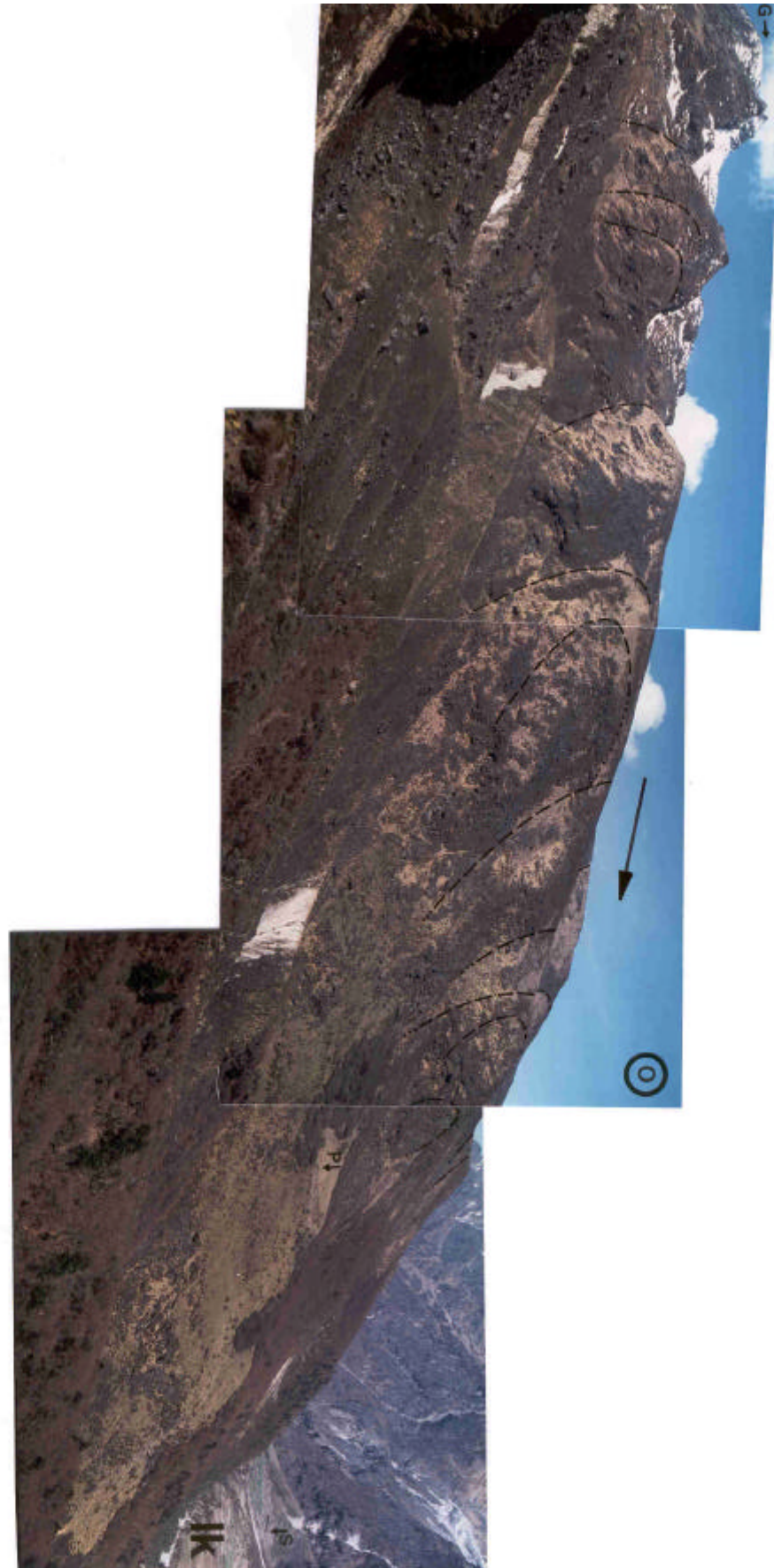


Abb. 17: Der ausgeprägte Talzuschub vom Gochenpo (g, 5.270m) an der Südseite des Langthangtals (lk = Langthang Khola Fluss, s = Shingdum Dorf) über eine Länge von 4 km vom Gipfel bis ins Tal (@ = Bewegungsrichtung S-N, --- Grenzen der bewegten Teilschollen), auf dem die Alm Pangmelung Kharka (p) liegt, ist ein weiteres Indiz für den ehemals weit ausgedehnten Ablagerungsraum der Bergsturmassen vor der eiszeitlichen Erosion (Foto: J.T. Weidinger, 1991).



Abb. 18: Eine Gleitscholle im hangenden Bereich des Talzschubes vom Gochenpo (5.270m) an der Südseite des Langthangtals zeigt auf einer Seehöhe von 4.600m eine zwischen der durch die rezente Bewegung talwärtigen Scholle (s1) und einer durch den spät- postglazialen Eisdruck gekippten bergwärtigen Scholle (s2) hervorgerufene A-förmige Kluft (siehe \neg) mit einer maximalen Öffnungsweite von ca. 30m (Foto: J.T. Weidinger, 1991).

9. Zusammenhänge zwischen Internbau der abgelagerten Bergsturzmassen und rezenten geomorphologischen Gefahrenzonen

Sowohl die Morphologie des Bergsturz-Ablagerungsraumes und des Prallhanges als auch deren rezente Erosionsanfälligkeit sind in direktem Zusammenhang mit den Bewegungsvorgängen und mechanischen Beanspruchungen während des Sturzereignisses und der damit verbundenen Ausbildung von Gleitflächen und Störungszonen innerhalb der Massen zu sehen. Dadurch lassen sich aus den gewonnenen Grundlagenerkenntnissen auch Aussagen über rezente Geogefahren- und Erosionszonen im almwirtschaftlich genutzten Bergsturzablagerungsraum mit einem Flächenausmaß von ca. 24 qkm ableiten. Die Viehwirtschaft wird nicht nur im Talboden sondern auch bis auf den Gipfelbereich des Tsergo Ri betrieben, eine damit in Verbindung stehende, nahe gelegene Käserei befindet sich direkt am Fuße der Bergsturzmassen, bei der Alm Kyangjin Kharka auf einer Seehöhe von 3.920m. Vor allem das vermehrte Schuttangebot aus der gewaltigen Störungszone des Dranglung Tals und eine jahreszeitlich bedingte, vermehrte Wasserführung dieses Baches während der Sommermonsunzeit führt immer wieder zu katastrophalen Vermurungen und Aufschotterungen des zu Weidezwecken genutzten flachen Schwemmkegels desselben im Haupttalboden (siehe Abb. 7, s, und Abb. 19; Ibetsberger, 1996a und 1996b; Ibetsberger & Madhikarmi, 1995; Ibetsberger & Weidinger, 1997a und 1997b; Schramm, Weidinger & Ibetsberger, 1996).



Abb. 19: Zur Sommermonsunzeit kann die Wasserführung des Dranglungbaches aus dem Bergsturzgebiet ein Vielfaches des Normalwertes erreichen; mitgeführte Gerölle mit einem Durchmesser von über 2m sind dabei keine Seltenheit. Hier wurde ein aufgrund der geringen Transportweite im Dranglung Tal (max. 3 km) schlecht kantengerundeter Leukogranitblock vom enormen Wasserschwall „exotisch“ über ältere, bereits bewachsene Alluvionen abgelagert. Im Hintergrund der Dakpatsen-Grat (dc) (Foto: J.T. Weidinger, 1991).

10. Allgemeine Anwendbarkeit der gewonnenen Daten und Erkenntnisse auf das Problem der Massenbewegungen in lokaler und regionaler Umgebung des Bergsturzes

Die gewonnenen Erkenntnisse bezüglich prä-existierender Schwächezonen im Gestein und auslösender Faktoren der Großmassenbewegung des Tsergo Ri lassen sich auf das gesamte Langthangtal übertragen und dienen als Grundlage für rezente Gefahrenzonenkartierungen in einem für Nepal wirtschaftlich wichtigen Raum, der neben der Möglichkeit des Almbetriebs auch alle Vorzüge eines Trekkinggebietes bietet. Im unteren Langthangtal, dort wo neben der schluchtartigen Übersteilung der Hänge mit neotektonischen Phänomenen und Spannungsrissen über mehrere Kilometer auch noch eine extrem hohe Mylonitisierung der Gneise im Bereich der Main Central Thrust (MCT) als zusätzlicher Destabilisierungsfaktor auftritt, ist dieser Umstand besonders ausgeprägt. Dies bestätigte sich mit der Untersuchung einiger „kleinerer“, rezenter Bergstürze im genannten Tal, die sich zum Teil während der Projektlaufzeiten am Anfang der neunziger Jahre ereigneten und fast ausschließlich während der schwerer Niederschlagsperioden des Sommermonsuns entstanden oder dadurch ausgelöst wurden (Abb. 20, 21 und 22; Weidinger, 1997; Weidinger, 1998a; Weidinger, 2001; Weidinger, 2002).



Abb. 20: Im unmittelbaren Bereich der MCT im untersten Langtangtal mehrt sich die Fels- und Bergsturzhäufigkeit in den stark tektonisierten Gneisen. Diese 1984 entstandene Felslawine nahe dem nach ihr benannten Landslide Lodge (Touristenherberge) mit einem Volumen von 50.000 Kubikmeter forderte entlang der Haupttrekkingroute ein Todesopfer (Foto: J.T. Weidinger, 1990).

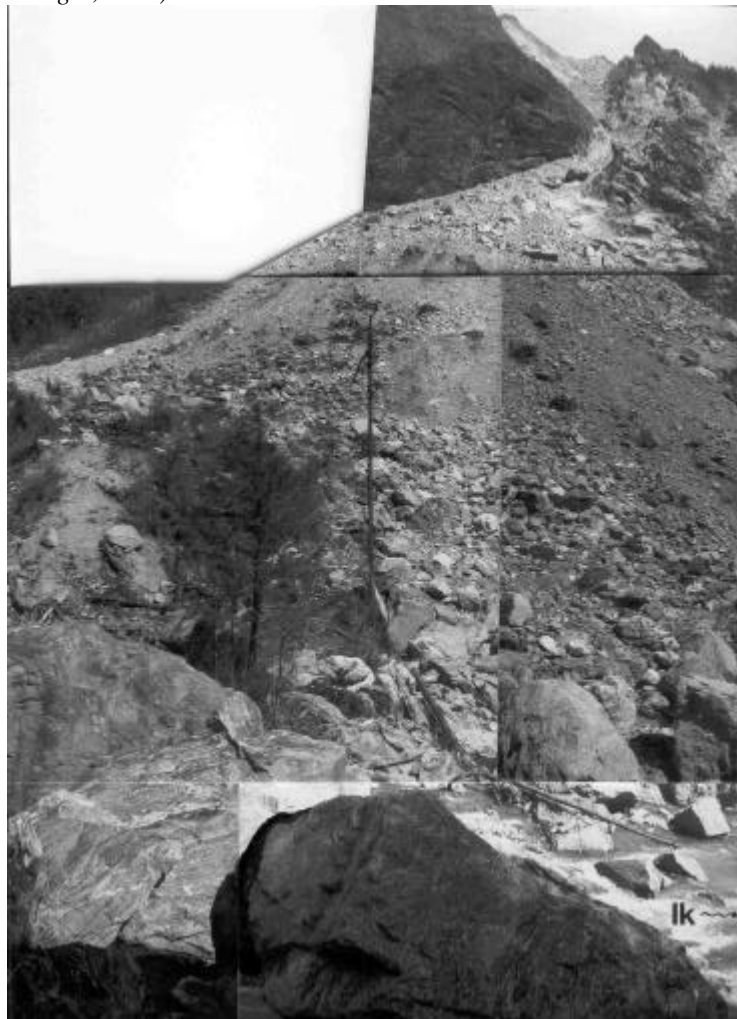


Abb. 21: Die progressive Entwicklung der Felslawine in der Nähe des Lama Lodge (bekanntes Touristencamp mit etlichen kleineren Hotels im unteren Langthangtal) konnte über einen Zeitraum von 7 Jahren (1990– 1996) untersucht und beobachtet werden. Nach Augenzeugenberichten 1985 entstanden, vervielfachte sich bis zum Frühjahr 1996 nicht nur die Ausdehnung des Abrissbereiches sondern wuchs auch der Akkumulationskegel stetig bis auf eine Kubatur von 1,8 Mill. Kubikmeter an und staute sogar für kurze Zeit den Langthang Khola Fluss (lk), (Foto: J. T. Weidinger, 1996).

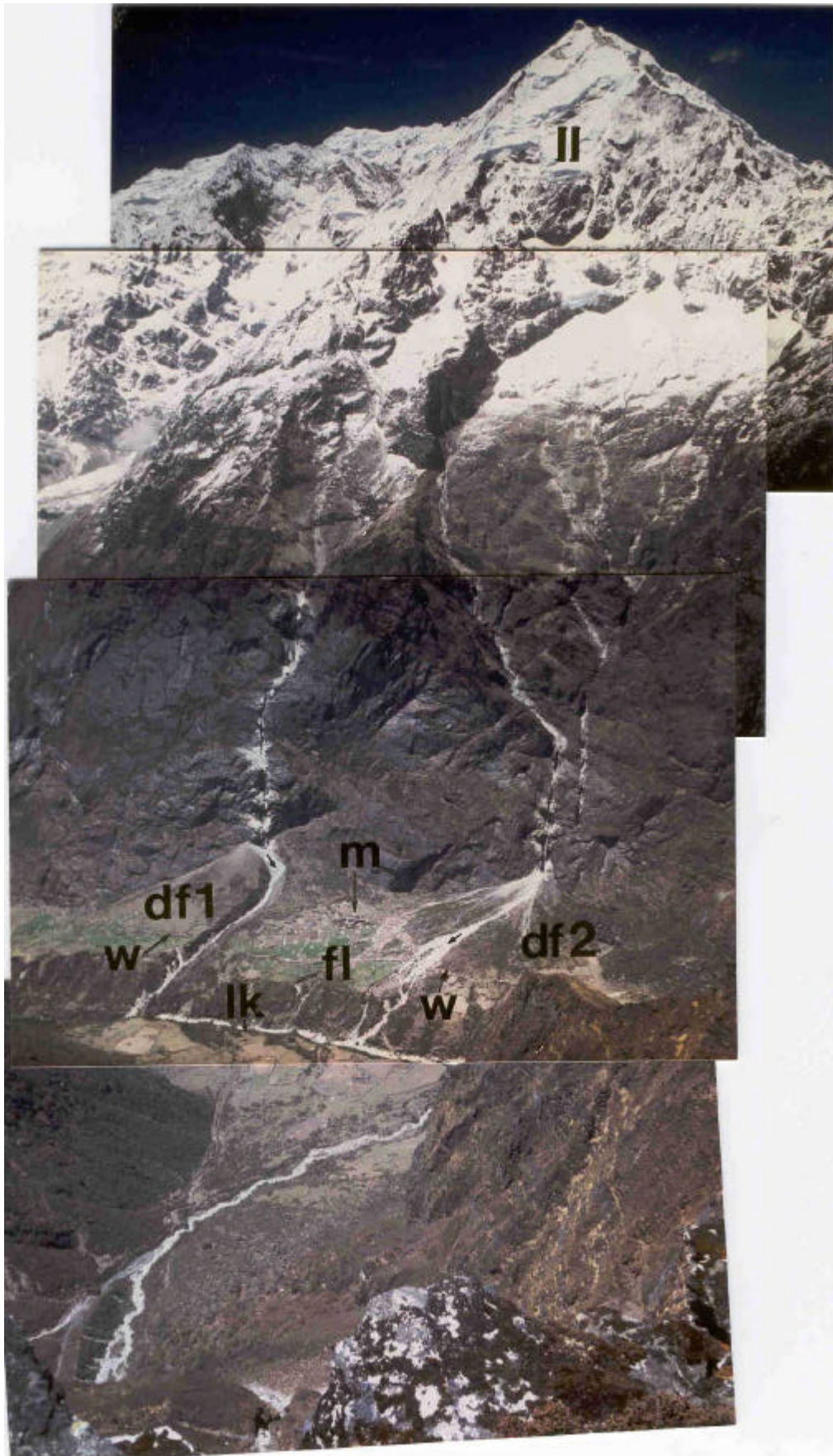


Abb. 22: Das Panorama von der Südseite des Langhangtals (Höhe des Standpunktes: 4.550m) nach Norden veranschaulicht das lokale Geogefahrenpotential, das auch im direkten oder indirekten Zusammenhang mit dem großen Tsergo Ri-Bergsturz steht. Der Langhang Lirung (ll) im Hintergrund überthront mit seiner Höhe von 7.234m um gut 3600m die höchste permanente Ansiedlung des Langhangtals, das Dorf Mönдрong (m), das zwischen zwei Lawinenschuttkegel (df1 und df2) eingebettet die Jahrhunderte unbeschadet überdauerte. Die auf einer glazialen Terrasse oberhalb des Langhang Khola Flusses (lk) angelegten Felder des Dorfes werden durch Mauern mit dem Mantra „Om mani padme hum“ (w) vor Vermurung und Aufschotterung geschützt (Foto: J.T. Weidinger, 1991).

11. Bedingte allgemeine Anwendbarkeit der gewonnenen Erkenntnisse auf andere Gebiete

Die am Tsergo Ri-Bergsturz und im gesamten Langthangtal gewonnenen Daten bezüglich präexistierender Schwächezonen und der „tektonischen Vorgeschichte eines Untersuchungsgebietes“ konnten teilweise auf weitere Bergsturzgebiete im Kristallin des Himalaya, wie etwa auf das Marsyandi Tal im Annapurna Massiv, übertragen werden (Weidinger, 1998b; Weidinger, 1999; Weidinger & Ibetsberger, 2000). Und auch auf andere geotektonisch und lithologisch ähnlich positionierte Gebiete der Erde sollten sie mit Abstrichen angewendet werden können, was bisher durch Untersuchungen an einer kristallinen Felslawine im Qin Ling Gebirge Zentralchinas (Provinz Shanxi) seine Bestätigung fand (Weidinger, 2000; Weidinger & Ibetsberger, 1997; Weidinger, Wang & Ma, 2002).

12. Anmerkungen

Eine ganze Reihe von Personen, die hier nicht alle genannt werden können, waren am Zustandekommen der Forschungsarbeiten im Gebiet des Langthangtals von Nepal von Bedeutung. Der Dank des Autors gilt seiner Lebensgefährtin, Frau Barbara Bergmayr und seinen Eltern, Elfriede und Johann Weidinger. Besonders sei aber den Projektleitern, Herrn Univ. Prof. J.-M. Schramm (Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg) und em. Univ. Prof. Dr. H. Heuberger sowie meinem Kollegen Dr. H. J. Ibetsberger (beide vom Institut für Geographie, Universität Salzburg) für die gemeinsamen Forschungsjahre im Himalaya gedankt. Auch der Direktorin des Stadtmuseums, Frau Kustodin Ingrid Spitzbart, dem Bürgermeister, Herrn Heinz Köppl, sowie dem Stadt- und Gemeinderat von Gmunden in Oberösterreich sei gedankt, dass die Forschungsergebnisse von Langthang in Form eines Geländemodells des Bergsturzes samt einer umfassenden Gesteins- und volkskundlichen Sammlung in einem Sonderschauraum des Museums der Öffentlichkeit präsentiert werden können und ein neues Zuhause gefunden haben. Ein Großteil der Arbeiten wurde finanziell vom „Fond zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung - FWF-Wien“ (Projekte P07916-GEO, P09433-GEO) unterstützt.

Literatur

- BÄUMLER, R., Kemp-Oberhetinger, M., Zech, W., Heuberger, H., Siebert, A., Madhikarni, D.P. & Poudel, K.P., 1996: Soil Weathering on Glacial and Glacifluvial Deposits in the Langtang Valley (Central Nepal) and Its Relation to the Glacial History. *Z. Geomorph., Suppl.* **103**, 373-387.
- ERISMANN, T.H., HEUBERGER, H. & PREUSS, E., 1977: Der Bimsstein von Köfels (Tirol), ein Bergsturz-"Friktionit". *Tschermaks Miner.Petrogr.Mitt.*, **24**, 67-119.
- HAGEN, T., 1969: Report on the Geological Survey of Nepal. Vol.1: Preliminary reconnaissance. *Denkschr.Schweiz.Naturforsch.Ges.*, **86/1**, 1-185.
- HEJL, E., SCHRAMM, J.-M. & WEIDINGER, J.T., 1997: Long term exhumation at the Tsergo Ri landslide area (Langthang Himal, Nepal): information from apatite fission track data. 12th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop, Abstract Volume, 149-150.
- HEUBERGER, H., MASCH, L., PREUSS, E., SCHRÖCKER, A., 1984: Quarternary landslides and rock fusion in Central Nepal and in the Tyrolean Alps. *Mountain Res. Dev.* **4**, 345-362.
- HEUBERGER, H. & IBETSBERGER, H.J., 1996: Problems of Late-Glacial and Holocene Advances in Langtang, Nepal. In: S.R. Chalise & N.R. Khanal (eds.), *Internat. Conference on Ec. of H.M.A. in Kathmadu (Abstract Volume)*, 330-333.
- HEUBERGER, H. & IBETSBERGER, H.J., 1998: Problems of Holocene Glacier Advances in Langtang, Central Nepal. In: S.R. Chalise et al. (eds.), *Ecohydrology of high mountain areas (Proceedings of the Internat. Conference on Ec. of H.M.A. in Kathmadu, Mountain Natural Resources' Division, Internat. Centre for Integrated Mountain Dev.)*, 459-465.
- IBETSBERGER, H., 1993: Quartärgeologische Untersuchungen im Langthangtal. - Doctoral Thesis at the Institute of Geography of the University of Salzburg, 158p.
- IBETSBERGER, H.J., 1996a: The Tsergo Ri landslide: an uncommon area of high morphological activity in the Langtang Valley, Nepal. *Tectonophysics* **260**, 85-93.
- IBETSBERGER, H.J., 1996b: Morphological studies at the Dranglung Chu valley in the Tsergo Ri landslide deposit area (Langthang Himal, Nepal).- In: Senneset, K. (Ed.), *Landslides. Glissements de Terrain. Pro. 7th Int. Symp. Landslides, Vol. II. Balkema, Rotterdam, 773-778.*

- IBETSBERGER, H.J. & MADHIKARMI, D.P., 1995: The Dranglung-Chu-Fan. An outstanding example of a hazardous event in the upper Langtang valley, central Nepal. *J. Nepal Geol. Soc.* **12**, 48-50.
- IBETSBERGER, H.J. & WEIDINGER, J.T., 1997a: Studies of erosional cracks in the Tsergo Ri landslide area, Langthang Valley, Nepal. 12th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop in Rome, Abstract Volume, 49-51.
- IBETSBERGER, H.J. & WEIDINGER, J.T., 1997b: Geomorphic Hazard Studies of two big Landslide Areas (Langthang Himal - Nepal, Qin Ling Mountains - P.R. China). *J. Gansu Sci. Suppl.*, **9** (Sum. No.36; '97 North-East Asia Symposium and Field Workshop on Landslide and Debris Flow, Yichang-Chongqing, China, Abstract Volume.), 109-112.
- INGER, S. & HARRIS, N.B.W., 1992: Tectonothermal evolution of the high Himalayan crystalline sequence, Langtang valley, northern Nepal. *J. Metamorphic Geol.* **10**, 439-452.
- MACFARLANE, A., 1993: Chronology of tectonic events in the crystalline core of the Himalaya, Langtang National Park, central Nepal. *Tectonics* **12**, 1004-1025.
- MASCH, L. & PREUSS, E., 1977: Das Vorkommen des Hyalomylonits von Langtang, Himalaya (Nepal). *N. Jahrb. Min., Abh.*, **129**, H.3, 292-311.
- MASCH, L., WENK, H.R. & PREUSS, E., 1985: Electron microscope study of hyalomylonites - evidence for frictional melting in landslides. *Tectonophysics*, **115**, no.1/2, 131-160.
- ONO, Y., 1986: Glacial Fluctuation in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. *Göttinger Geograph. Abh.* **81**, 31-38.
- PREUSS, E., 1986: Gleitflächen und neue Friktionitfunde im Bergsturz von Köfels im Ötztal, Tirol. *Mater. Tech.* **3**, 169-174.
- SCHRAMM, J.-M. & WEIDINGER, J.T., 1996: Distribution of electrical conductivity at Tsergo Ri landslide, central-north Nepal. *Proc. 7th Int. Symp. Landslides (Balkema, Rotterdam)*, 889-894.
- SCHRAMM, J.-M., WEIDINGER, J.T. & IBETSBERGER, H.J., 1998: Petrologic and structural controls on geomorphology of prehistoric Tsergo Ri slope failure, Langtang Himal, Nepal. *Geomorphology* **26**, 107-121.
- SCOTT, J. S. & DREVER, H. I., 1953: Frictional fusion along a Himalayan thrust. *Proc. R. Soc. Edinburgh, sect. B.*, **65**, pt. 2, 10, 121-142.
- SHIRAIWA, T. & WATANABE, T., 1991: Late Quaternary Glacial Fluctuation in the Langtang Valley, Nepal Himalaya, Reconstructed by Relative Dating Methods. *Arctic and Alpine Research* **23**, 404-416.
- TAPPONNIER, P., PELTZER, G. & ARMIJO, 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.
- WEIDINGER, J. 1992: Geologische Untersuchungen im Bereich der Großmassenbewegung von Langtang - Nepal. Doctoral Thesis at the Institute of Geology und Paleontology of the University of Salzburg, 100p., 3 maps.
- WEIDINGER, J.T., 1997: The Lama Lodge - rockavalanche in the lower Langthang Valley - Nepal: progressive development of a landslide in the High Himalayan Crystalline. *J. Nepal Geol. Soc.* **16** (Abstract Volume Sec. Nepal Geol. Con.), 102-104.
- WEIDINGER, J.T., 1998a: Progressive Development and Risk-Analysis of Rockavalanches; Case Study in the High Himalayan Crystalline of the Langthang National Park - Nepal. *J. Nepal Geol. Soc.* **18** (Proceedings Sec. Nepal Geol. Con., Kathmandu, Nepal), 319- 328.
- WEIDINGER, J.T., 1998b: On the Stability of Landslide-dammed Lakes in the Annapurna Himalaya, Nepal. *Proc. of the 13th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop in Peshawar*, 1p.
- WEIDINGER, J.T., 1999: The Disasters of Tal, Latamrang, Ghatta Khola, Ringmo and Dharbang - on the stability of five Landslide-barriers and their dammed lakes in the Nepal Himalayas. *J. Nepal Geol. Soc.* **20** (Abstract Volume Int. Sym. on Eng. Geol., Hydrol. and Nat. Disasters with Emph. on Asia in Kathmandu), 143-144.
- 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 in Seville, 2p.
- WEIDINGER, J.T., 2001: Torrent and Avalanche Control by Sacred Buddhistic Buildings in the Langthang Himalaya, Nepal. *J. Nepal Geol. Soc.* (Abstract Volume of 3rd Nepal Geol. Con. in Kathmandu), 2p.
- WEIDINGER, J.T., 2002: Sacred Buddhistic-Lamaistic Buildings in the Himalayas as Indicators, silent Witnesses and Counter-Measures for Mountain Hazards. *J. Nepal Geol. Soc.* (Proc. of 3rd Nepal Geol. Con. in Kathmandu), *in reviewing process*.
- 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. *J. Gansu Sci. Suppl.*, **9** (Sum. No.36; '97 North-East Asia Symposium and Field Workshop on Landslide and Debris Flow, Yichang-Chongqing, China, Abstract Volume.), 99-102.
- WEIDINGER, J.T. & IBETSBERGER, H.J., 2000: Landslide dams of Tal, Latamrang, Ghatta Khola, Ringmo and Dharbang in the Nepal Himalayas and related hazards. *J. Nepal Geol. Soc.* **22** (Proc. Int. Sym. on Eng. Geol., Hydrol. and Nat. Disasters with Emph. on Asia in Kathmandu), 371-380.
- WEIDINGER, J.T. & SCHRAMM, J.-M., 1995a: A Short Note on the Tsergo Ri Landslide, Langtang Himal, Nepal. *J. Nepal Geol. Soc.* **11**, 281-287.
- WEIDINGER, J.T. & SCHRAMM, J.-M., 1995b: Tsergo Ri (Langthang Himal, Nepal) - Rekonstruktion der "Paläogeographie" eines gigantischen Bergsturzes. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck* **20**, 231-243.
- WEIDINGER, J.T., SCHRAMM, J.-M. & MADHIKARMI, D.P., 1995: Electrical Conductivity in a Landslide-Area with Uniform Lithology (Tsergo Ri Landslide, Langtang, Nepal). *Spatial Trends and Application. J. Nepal Geol. Soc.* **12**, 50-51.

- WEIDINGER, J. T., SCHRAMM, J.-M. & NUSCHEJ, F., 2001: REM-Analysis of an Ore-mineralisation at Yala Peak (5.520m), Nepal Himalayas: On the "broken-crest-problem" of the World's largest Landslide in Crystalline Rocks. J. Asian Earth Sciences (Abstract Volume of the 16th HKTW workshop, Schloss Seggau, Austria), **19**, 3A, additional pages.
- WEIDINGER, J.T., J.-M. SCHRAMM & NUSCHEJ, F., 2002: Ore Mineralization Causing Slope Failure in a Mountain Crest of High Altitude - On the Collapse of an Eight Thousand Metre Peak in Nepal. J. Asian Earth Sciences (Proc. of the 16th HKTW workshop, Schloss Seggau, Austria), *in reviewing process*.
- WEIDINGER, J.T., SCHRAMM, J.-M. & SURENIAN, R., 1995: Disseminated sulfidic ore mineralisation at Yala Peak (Langthang Himal, Nepal) - an assisting factor for the Tsergo Ri landslide event? In: D.A. Spencer, J.-P. Burg and C. Spencer-Cervato (Editors), 10th Himalaya-Karakorum-Tibet Workshop, Abstract Volume. Mitt. Geol. Inst. ETH Zürich **298**, 294-297.
- WEIDINGER, J.T., SCHRAMM, J.-M. & SURENIAN, R., 1996: On preparatory causal factors, initiating the prehistoric Tsergo Ri landslide (Langthang Himal, Nepal). Tectonophysics **260**, 95-107.
- 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. Proc. of INQUA (commission of the holocene) - meeting in Seville, *in reviewing process*.

Einsatz eines Laserscanners zur automatischen, kontinuierlichen Überwachung von Massenbewegungen am Beispiel Felssturz Eiblschrofen

M. Scheikl & G. Poscher

(ILF Beratende Ingenieure, 6020 Innsbruck, Framsweg 16)

Allgemeines

Im Zuge des Monitoringprogramms am Eiblschrofen wurde ein neues Meßsystem zur Beobachtung bzw. zur Messung von Deformationen an der nicht zugänglichen Abbruchwand entwickelt. Dabei konnte eine erfolgreiche Kooperation zwischen dem Gerätehersteller (Fa. Riegl – Horn), dem Softwareentwickler (Fa. Joanneum Research – Graz) und unserem Unternehmen hergestellt werden. Ziel der Entwicklung war, geotechnische Fragestellungen (Deformationsverhalten der Abbruchwand) mit den technischen Möglichkeiten (Laserscanner und Software) so zu lösen, daß innerhalb kurzer Zeit Entscheidungsgrundlagen für die Projektleitung (WLV, Geologische Stelle – Innsbruck) vorliegen. Die Entwicklungsarbeit wurde im August 1999 begonnen und im Februar 2000 vorläufig abgeschlossen.

Geotechnische Fragestellung

Um die kinematischen Verhältnisse an der Abbruchwand aufzulösen und in ein strukturgeologisches Konzept einzubinden wurde ein möglichst hochauflösendes und genaues Messsystem benötigt. Dieses System sollte den gesamten Bereich der Abbruchwand sowie der unterhalb liegenden Felsbereiche über 24 Stunden meßtechnisch erfassen, die Daten automatisch weiterleiten, verwalten, filtern und visualisieren. Weiters sollte die hochauflösende Vermessung der Abbruchwand zur Verbesserung des Oberflächenmodells herangezogen werden. Dabei sollte der Personaleinsatz am Meßgerät aufgrund der Gefährdungssituation möglichst gering gehalten werden – also möglichst automatisch funktionieren.

Meßprinzip

Die Meßdatengewinnung dieses Systems basiert auf Zeitmessung. Dabei mißt der mit einem internen Steuerungsprozessor ausgestattete Laserscanner die Laufzeit von Lichtimpulsen (~900nm) zwischen Laserscanner, Zielpunkt und wieder zurück. Die Generierung des Laserimpulses basiert auf einem Halbleiteremittor, der mit einem Halbleiterdetektor kombiniert ist. Aus der Laufzeitmessung mehrerer Impulse wird ein Mittelwert berechnet, der für die Bestimmung der Entfernung über die als konstant angenommene Lichtgeschwindigkeit dient. Abhängig von atmosphärischen Bedingungen und der Meßanordnung kann eine Meßgenauigkeit bei Einzelmessungen von ~2,5cm, bei einer Auflösung von 2mm, laut Hersteller angegeben werden.

Die Genauigkeit kann mittels oftmaliger Messung (Mittelwertbildung), der Anwendung spezifischer Filter sowie der Referenzierung gegen ein Ziel bekannter Entfernung (Kompensation atmosphärischer Bedingungen) deutlich verbessert werden. Durch die Analyse der Meßdaten mittels Anwendung von Korrelationsfunktionen höherer Ordnung können Deformationverläufe berechnet werden. Weiters können mittels Auswerteprogramme Abbruch- bzw. Deformationsvolumina errechnet werden.

Eine interne Steuerung ermöglicht die Generierung von beliebig großen Meßflächen, die mit definierter Auflösung abgerastert werden können. Die korrekte Positionierung des Scanners wird über ein internes absolutes Referenzsystem ermöglicht. Dabei kann eine Positioniergenauigkeit von mindestens 0,01gon angegeben werden.

Die Anbindung an einen Datenaufzeichnungs- und Steuerungsserver erfolgt über eine RS232 Schnittstelle.

Entwicklungsarbeit

Die zu Beginn des Monitoringprojektes definierten Ziele konnten innerhalb von 7 Monaten erreicht werden. Weitere Entwicklungen wie die Einbindung von Bildauswerteprogrammen zur Erfassung lateraler Bewegungskomponenten sind im Gange.

Die Messungen der Abbruchwand am Eiblschrofen werden laufend ausgewertet und mittels Vergleich zu Meßergebnissen aus terrestrischen oder geotechnischen Messungen auf Plausibilität überprüft.

Messungen an der Abbruchwand

Die bisherigen Auswertungen zeigen ein differenzielles Verformungsverhalten der Abbruchwand. Dabei können im Zeitraum zwischen 07.09.1999 und 04.02.2000 im wesentlichen fünf verschiedene Deformationsbereiche unterschieden werden, die durch markante tektonische Strukturen voneinander getrennt werden.

- Die westliche Abbruchwand zeigt ausgenommen von lokalen Ablösebereichen nach Norden gerichtete Deformationsanteile von rund 7cm bis 11cm.
- Die mittlere Abbruchwand zeigt teilweise negative Deformationswerte, die in Verbindung mit der räumlichen Orientierung der Meßflächen auf deutliche Vertikalbewegungen hinweisen.
- Die westliche Ostwand zeigt Deformationen die mit jenen in der westlichen Abbruchwand übereinstimmen.
- Die östliche Ostwand ist durch deutlich erkennbare Störungen begrenzt und weist nach Norden gerichtete Deformationsanteile von bis zu 40cm, mit einem Deformationsmaximum im Oktober auf.
- Der östliche und westliche Bereich (Hangfuß) ist mit speziellen Reflektortafeln ausgestattet und weist nach Norden gerichtete Deformationsanteile von rund 1-2cm auf.

Im Zuge des laufenden Einsatzes dieses Meßsystems am Eiblschrofen sollen weiterentwickelte Auswertewerkzeuge und Meßstrategien zur Anwendung kommen. Dies soll die bessere Auflösung der gebirgsmechanischen Gegebenheiten ermöglichen und zu einem optimierten Meßsystem führen, das in vielen Bereichen der Oberflächenerfassung eingesetzt werden kann.

Interpretation der Ergebnisse des Eiblschrofen Monitoring-Programmes mittels numerischer Modelle

R. Poisel, W. Leithner, A. Preh und W. Roth

Institut für Ingenieurgeologie der Technischen Universität Wien, A-1040 Wien, Karlsplatz 13.

Der Dolomitkörper des Eiblschrofen stellt ein Paket dar, das aus steil in den Hang einfallenden Großkluftkörpern aufgebaut ist. Der steil in den Hang einfallende Dolomitblock stützt sich talseitig auf Sandsteine mit Mergellagen, die ebenfalls steil in den Hang einfallen, ab. Bergseitig werden die wie Bücher im Regal kippenden Dolomitblöcke von sackenden Schiefen überlagert. Die Komplexität der Situation wird zusätzlich durch bergmännische Erzabbau überwiegend aus dem Mittelalter und einen unterirdischen Abbau des Dolomitgesteins vergrößert.

Die geodätisch bestimmten Verschiebungen zeigten, dass der Eiblschrofen in drei große Blöcke zerlegt ist:

Der Block Dolomit Ost,

der Block Dolomit West und

der auf die beiden Dolomitblöcke drückende Schiefer.

Diese Bereiche zeigen in verschiedenen Zeitphasen deutlich unterschiedliches Verschiebungsverhalten. Eine Schlüsselrolle kommt dabei dem Block Dolomit West zu:

Im Gegensatz zur Phase 0 (bis 10. Juli 1999) stimmt in diesem Block in der Phase 1 (10. Juli 1999 bis 18. August 1999) die Verschiebungsrichtung mit der Richtung der Normalen auf die Haupttrennflächen überein. In der Phase 2 (18. August 1999 bis 28. Oktober 1999) dreht sich die Verschiebungsrichtung deutlich aus dieser Richtung in eine Richtung ähnlich jener in Phase 0. Diese Änderungen wurden mittels räumlicher FLAC^{3D} Berechnungen als ein Nachgeben der Hauptkluftflächen in die unter dem Block Dolomit West liegenden Abbauhohlräume in Phase 1 und ein Sperren dieser Klufflächen in Phase 2 interpretiert.

In Phase 3 (28. Oktober 1999 bis 1. Februar 2000) stimmten die Verschiebungsrichtungen aller drei Blöcke erstmalig überein. Die FLAC^{3D} Berechnungen haben gezeigt, dass dies mit größter Wahrscheinlichkeit auf einen besonders großen Druck des Schiefers zurückzuführen ist. Auffallend ist dabei, dass es in dieser Phase keine Felsstürze gab, obwohl der Druck des Schiefers zu Beschleunigungen der Verschiebungen führte. Dies ist eines von den Hauptargumenten dafür, dass die Felsstürze am Eiblschrofen nicht nur natürliche Ursachen haben.

Generell zeigten die FLAC^{3D} Berechnungen, dass das System Eiblschrofen auf geringfügige Änderungen der Steifigkeiten und Festigkeiten der einzelnen Blöcke außerordentlich empfindlich reagiert. Dies bedeutet, dass sich das System Eiblschrofen in einem extrem empfindlichen Grenzgleichgewicht befindet.

Der zeitliche Verlauf der kumulierten Anzahl der seismischen Ereignisse zeigt nach der Durchörterung der Flachen Zechen durch den Abbau III einen starken Anstieg. Erstaunlicherweise ereigneten sich die beiden Hauptphasen der Felsstürze erst nach diesem Anstieg. UDEC Berechnungen haben gezeigt, dass ein Absenken der Großkluftkörper über den Dolomitabbauen um wenige dm zu einer Verschiebung des über den Abbauen liegenden Gebirgsgewölbes nach oben, zur freien Oberfläche, damit zu einem Dünnenwerden des Gewölbes und zu einem Anstieg der

Gewölbespannungen führte. Es ist daher wahrscheinlich, dass die Felsstürze auf den Anstieg dieser Spannungen zurückzuführen sind.

Die UDEC Berechnungen haben auch einen für statisch hochgradig unbestimmte Systeme typischen, stufenförmigen zeitlichen Verlauf der Verschiebungen ergeben, der auf Spannungsumlagerungen zurückzuführen ist. Am Eiblschrofen zeigen die seismischen Ereignisse, die Verschiebungen, die Änderungen der Kluftweiten usw. einen solchen stufenförmigen Verlauf. Es kann daher niemand sagen, ob der derzeitige Zustand des Eiblschrofen ein stabiler oder ein instabiler ist, bzw. ob bei Versagen des derzeit die Hauptbeanspruchung tragenden Systemteiles eine neuerliche Spannungsumlagerung möglich ist. Sicherheit für die Bevölkerung bietet daher nur eine Weiterführung der derzeit durchgeführten Beobachtungen, eine sorgfältige Interpretation und die genaue Einhaltung des Alarmplanes.

Interaktives 3D-Modell der georelevanten Daten am Eiblschrofen

R. Marschallinger u. Ch. Stejskal, Geo-Byte GmbH. Salzburg

Aus den im Rahmen der Beobachtungstätigkeit am Eiblschrofen erfassten geodätischen, geologischen, geophysikalischen und geotechnischen Daten wurde in ein CAD- basiertes 3D-Modell aufgebaut. Das Modell beinhaltet das digitale Geländemodell, die Zeitreihendaten der geodätischen Beobachtung des Eiblschrofenplateaus, die Daten der Wandbeobachtung mittels Laserscanner, die Geologie, die Bergwerkseinbauten und die Seismik-, Extensometer-, Fissurometer-, und Klinometerdaten. Das Modell dient zur synoptischen Darstellung und Analyse des multidisziplinären Datenbestandes; es ermöglicht die Ableitung animierter Sequenzen der Verschiebungsvektoren, die Erzeugung beliebiger Ansichten und Schnitte durch das Gebirge und stellt eine quantitative Basis für eine volumetrische Behandlung von Absturzszenarien dar. Um möglichst allgemein verwendbar zu sein, wurden aus der CAD-Umgebung HTML- und VRML basierte Datensets ausgegeben, welche mit jedem web-browser darstell- und interagierbar sind.

Projektierung und Bauausführung von Verkehrswegeprojekten in instabilen Hangflanken - Die Selzthaltunnel Oströhre als Beispiel eines Tunnels in einer aktiven Massenbewegung

*Th. Sausgruben, H. Kirschner, Th. Knittel & G. Poscher
(ILF Beratende Ingenieure, 6020 Innsbruck, Framsweg 16)*

Allgemeines

Der weitere Ausbau und die Verbesserung der alpinen Verkehrsinfrastruktur erfordern in zunehmendem Maße die Inanspruchnahme anspruchsvoller geologisch-geotechnischer Zonen als Baugrund. Einerseits handelt es sich dabei um naturräumliche Zwangspunkte, andererseits wird die Trassierung in hohem Maße durch externe Faktoren und Schutzgüter wie Besiedlung, Wasserwirtschaft und Ressourcenschutz determiniert. Die Trassenführung der geplanten Eisenbahnneubaustrecke durch das Unterinntal ist dafür ein gutes Beispiel.

Neben dem forcierten Ausbau und dem Neubau von Eisenbahnstrecken, deren Trassierungskriterien oftmals geringe Spielräume für die Linienführung vorgeben, wurden in jüngster Zeit aber auch mehrere Straßenbauprojekte in Angriff genommen, welche nicht zuletzt aufgrund der absehbaren schwierigen geologisch-geotechnischen Randbedingungen teilweise Jahrzehnte auf der Warteliste standen.

Dazu zählen insbesondere die zweite Röhre des Selzthaltunnels an der Pyhrnautobahn, der 1998/99 errichtet wurde und der Strenger Tunnel der Arlbergschnellstraße mit Baubeginn in diesem Jahr.

- Während der Selzthaltunnel als Beispiel für einen Vortrieb in einer aktiven Massenbewegung anzusehen ist, gilt der
- Strenger Tunnel als ein Beispiel für eine Trassierung, die einem nicht aktiven Talzusub sowie aktiven sekundären Massenbewegungen im Stirnbereich weitestgehend ausweicht. Dazu waren umfangreiche Voruntersuchungen und Stabilisierungsmaßnahmen im Ostportalbereich (Anschlußstelle Paznaun) erforderlich.

Ein weiteres Bauwerk, welches in diesem Zusammenhang Erwähnung verdient, ist der Schnepfauertunnel im Bregenzerwald, der derzeit vorgetrieben wird. Es handelt sich dabei um ein Bauwerk, welches zur Lawinensicherheit der Bregenzerwald-Bundesstraße errichtet wird und das im südlichen Vortriebsabschnitt eine Felsgleitmasse mit teilweise matrixgestütztem Gefüge bei hoher Wasserempfindlichkeit und geringer Überlagerung auffährt.

Selzthaltunnel - Oströhre

Der Verkehrsknoten Liezen in der Steiermark besitzt überregionale Bedeutung durch das Zusammentreffen zweier wichtiger Verkehrsströme, aus dem Ennstal und der Pyhrnautobahn kommend, und der Weiterführung des Verkehrs durch das Palten-/Liesingtal in Richtung Landeshauptstadt Graz. Anfang der 80-iger Jahre wurde der Knoten im Halbausbau fertiggestellt. Das wachsende Verkehrsaufkommen in den letzten Jahren gab Anlaß zur Entscheidung die Anschlußstelle Liezen voll auszubauen.

Das Kernstück der Anschlußstelle zur Pyhrnautobahn stellt die ca. 1 km lange Oströhre des Selzthaltunnels dar. Aus dem Bau der ersten, weiter westlich gelegenen Röhre und geologischen Untersuchungen der „Gruppe Geotechnik Graz“ war bekannt, daß der Tunnel in schwierigen Gebirgsverhältnissen situiert sein wird.

Am 01.09.1998 gelangte der Tunnelvortrieb in den Abschnitt der aktiven Massenbewegung, die Verformungen in der Talflanke und im Tunnel nahmen kritische Werte an. Durch einen schnellen Sohlschluß, welcher durch den Einbau eines Sohlgewölbes während des Kalotten- und

Strossenvortriebs erreicht wurde, konnten die Verformungen auf ein unbedenkliches Maß reduziert werden. Aus heutiger Sicht ist es gelungen, basierend auf den geologischen und geotechnischen Erkenntnissen, welche aus der Erkundungs- und Bauphase gewonnen werden konnten, konstruktive und begleitende Maßnahmen zu treffen, die zu einer Stabilisierung der Hangflanke und des Bauwerks beigetragen haben.

Geografischer, geologischer und tektonischer Rahmen

Der Selzthaltunnel verläuft parallel zum Nord-Süd-streichenden Paltental in der östlichen Talflanke des Mitterberg. Wesentliche Bedeutung für den Bau des Tunnels besaßen die sprödetektonische Zerlegung während der alpidischen Gebirgsbildungsära und die glaziale/postglaziale Landschaftsprägung. Der Zerfall des Eisstromnetzes vor ca. 18.000 Jahren führte in Bereichen geologischer Schwächezonen der glazial übertieften Täler zur Instabilität der Hangflanken. Besonders in der Grauwackenzone des Ennstales, wo die Gesteine durch intensive tektonische Beanspruchungen als Folge der nahen Ennstalstörung eine geringe Gesteins- und Verbandsfestigkeit aufweisen, und wo abschnittsweise tiefgründige Verwitterungszonen vorherrschen, entstanden großausgedehnte, tiefreichende Massenbewegungen, die sich z.T. bis zum heutigen Tag aktiv bewegen. Der Nordportalabschnitt des Selzthaltunnel ist in einer solchen aktiven Massenbewegung situiert.

Geologisch-geotechnische Erkundungen

Das Erkennen und die planliche Erfassung der Massenbewegung aus der Geländekartierung, hatte im Jahre 1985 der Einbau von Inklinometern zur Folge. Die Neigungsmesser wiesen eine aktive Bewegungszone in einer Tiefe von 15 bis 18 m unter GOK aus und zeigten bis zum Baubeginn 1998 eine mittlere Bewegungsrate von 4 bis 5 mm/Jahr. Im Jahr 1997 erfolgten zusätzlich geoseismische und geoelektrische Untersuchungen zur Erkundung des Tiefgangs der Massenbewegung. Wesentliche Erkenntnisse für die finale Gestaltung in der Tunnelplanung ergaben sich schließlich aus der geologischen und geotechnischen Dokumentation beim Auffahren des Tunnels in diesem Abschnitt.

Die Strukturierung der Massenbewegung auf Basis der Tunneldokumentation

- Die Massenbewegung weist eine Gesamttiefe von 33 m auf.
- Sie gliedert sich in eine tiefere, 15 m mächtige, relikte, zZ. inaktive und in eine 15 bis 18 m mächtige aktive Masse.
- Durch den annähernd hangparallelen Verlauf des Tunnels ergibt sich für den Tunnel ausgehend vom Portal die ungünstige Länge in der Massenbewegung von 120 m, wovon 90 m in der aktiven Massenbewegung gelegen sind.
- Die ungünstigen, hangauswärtsfallenden (das heißt nach N einfallenden) Schieferungsflächen begünstigten die Anlage von Bewegungs- und Scherbahnen.
- Die Gleitzone stellt eine relativ undurchlässige Schicht dar und trennt die relikte, nahezu trockene von der wasserführenden rezenten Bewegungsmasse.
- Die basale Gleitzone der aktiven Massenbewegung bildet keine diskrete Scherzone sondern einen 6 m breiten Bereich in der das Gestein penetrativ durchbewegt wurde. Die Bewegung in dieser und anderen Scherzonen ist als ein Mikrogleiten an einer Unzahl von kleinen Scherflächen zu sehen.
- Als Folge einer Vielzahl von Scherbahnen resultiert ein chaotisches Gefüge: große, in sich zerscherte Phyllitblöcke lagern in einer Feinsand-Schluff-Lockergesteinsmatrix.

Bautechnische Lösung des Nordportalabschnittes

Konstruktive Maßnahmen

- Zur Stabilisierung des Portals im Bereich der Massenbewegung wurden 12 Schlitzwandelemente betoniert. Die lamellenartig angeordneten Elemente besitzen eine Länge von 7,5 m, eine Breite

von 0,8 m und wurden bis auf eine max. Tiefe von 36 m unter die Geländeoberfläche geführt. Die Schlitzwände wurden in unbewegten Untergrund eingebunden.

- Die Betoninnenschale im Bereich der Deckelstrecke ist von den Schlitzwandelementen entkoppelt damit sich etwaige Verformungen der Schlitzwandelemente nicht auf das Portalbauwerk übertragen können.
- Die Innenschale des Tunnels wurde in 6 m langen Abschnitten betoniert, zwischen den einzelnen Elementen sind Bewegungsfugen ausgebildet.
- Zur Kompensation möglicher Bewegungen zwischen der Außen- und Innenschale wurden kompressible Elemente eingebaut.
- Zur Aufnahme von Zugbeanspruchungen wurde die Innenschale mit glasfaserarmiertem Beton hergestellt.
- Der Abschnitt des Tunnels in der aktiven Bewegungsmasse weist ein tiefes Sohlgewölbe auf.

Weiterführende Maßnahmen zur Stabilisierung der Bewegung und Beobachtungsprogramm

- Auf Basis der geologischen Tunneldokumentation und der Inklinometer konnte die kritische Tiefe des aktiven Gleithorizonts flächig rekonstruiert werden. Zur Stabilisierung der Massenbewegung wurde dann ein auf mehreren Kiespfahlreihen basierendes Entwässerungskonzept erarbeitet. Die Kiespfähle reichen von der Geländeoberfläche bis zur Gleitfläche und drainieren so die aktive wasserführende Bewegungsmasse.
- Zusätzlich wurden im Tunnel und im Bereich der Schlitzwände - ausgehend von Entwässerungsnischen - sternförmig angeordnete Drainagebohrungen ausgeführt.
- Geotechnische Meßpunkte am Portal, auf den Schlitzwandelementen und in der Tunnelröhre dienen der Erkennung möglicher weiterer Bewegungen
- Neu gesetzte Inklinometer dienen als Frühwarnsystem, falls Bewegungen in tieferen Hangabschnitten auftreten.

Schwierigkeiten und Probleme bei der Bestimmung physikalischer Laborwerte in der Felsmechanik

von E. Werthmann*

Der innere Reibungswinkel und die Kohäsion sind in der Festigkeitslehre sehr wichtige Kennwerte. So ist es unerlässlich, für Standsicherheitsberechnungen bei Dämmen, Böschungen und Tunnelbauten diese beiden Parameter zu kennen.

Die Grundlagen zur Bestimmung der Kohäsion und des Reibungswinkels im Labor wurden zu allererst in der Erdbaumechanik entwickelt, wobei das Triaxgerät (Abb. 1) zur Untersuchung von Lockergesteinen entwickelt worden ist. Erst später wurde dann auch der Reibungswinkel und die Kohäsion bei Festgesteinen (Fels) bestimmt.

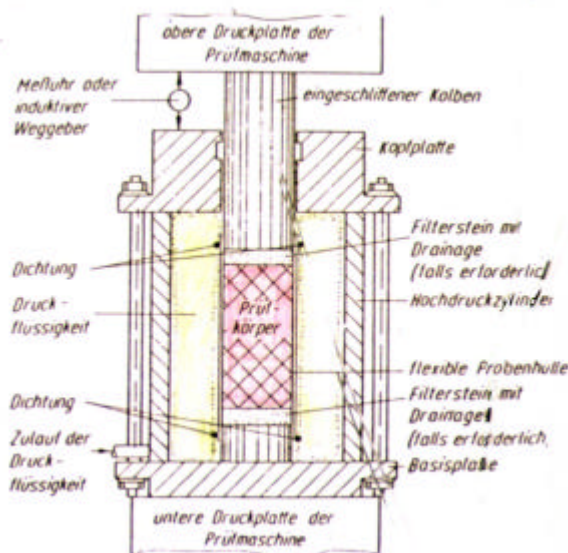


Abbildung 1: Triaxgerät

Allgemein ist die Bestimmung des Reibungswinkels und der Kohäsion im Erdbau mit dem Triaxgerät kein Problem, da in den allermeisten Fällen die Homogenität zwischen Natur und Laborproben gegeben ist. Dabei reichen in den allermeisten Fällen Triaxzellen mit einem Durchmesser von 100 mm aus, wobei Lockergesteine bis zu einem Größtkorn von 20 mm untersucht werden können. Bei größeren Lockergesteinen kann der Anteil über 20 mm abgetrennt werden, wobei dann die Werte, die sich aus dem Versuch ergeben, auf der sicheren Seite liegen.

Problematisch ist in den meisten Fällen die Bestimmung des inneren Reibungswinkels und der Kohäsion bei Gesteinsproben, da die Homogenitätsbedingung zwischen Natur und Probe nicht gegeben ist. Was nämlich beim Erdbau das Größtkorn ist, das ist in der Felsmechanik der Kluftkörper. Unter Kluftkörper versteht man jenen festigkeitshomogenen Gesteinsbereich, der durch das vorherrschende Kluftsystem begrenzt wird. Kluftkörper können im Fels oft sehr groß werden (von mehreren Dezimetern bis 1 Meter und mehr). Um gleiche Homogenitätsbedingungen zwischen Natur und Probe zu haben, müssten die Prüfkörper einen Durchmesser von 1 m oder mehr haben (Abb. 2).

* Dr. Eckart WERTHMANN
Leiter der TIWAG Baustoffprüf- und Überwachungsstelle
A-6430 Ötztal/Bahnhof
Gewerbestr. 4



Abbildung 2: Homogenitätsbereich im Fels

Die Gewinnung derartiger Probekörper ist nicht durchführbar. Nur sehr durchbewegte Gesteine wie Phyllite (Abb. 3), die Kluftkörper von einigen Millimetern bis Zentimetern haben oder Gesteine, welche keine merkbare plastische Verformung erlitten haben, können im Labor mit den üblichen Gesteinstriaxgeräten untersucht werden und diese Proben liefern dann auch wirklichkeitsnahe Ergebnisse.

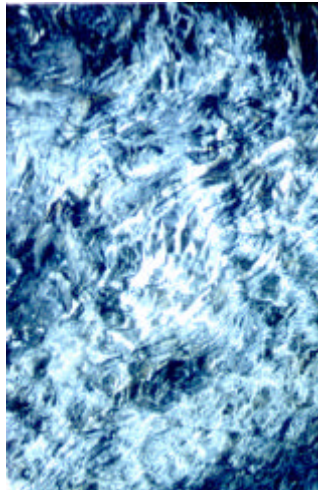


Abbildung 3: Phyllitgestein

Um dennoch von Gesteinen mit größeren Kluftkörpern Rechenwerte zu erhalten, sollten bei derartigen Gesteinen vor allem Scherversuche an den ausgeprägtesten Kluftkörpern durchgeführt werden, da diese das schwächste Glied im Fels sind.

Derartige Klüfte treten sehr gut an Steinbrüchen zu Tage. Hier können mit Hilfe von gezielten Kernbohrungen senkrecht auf das Kluftsystem Bohrkernproben gewonnen werden (Abb. 4 und Abb. 5), welche die Kluft beinhalten, wobei Scherversuche mit verschiedenen Seitendrücken die Bestimmung der Schergeraden in der Kluft ermöglichen.

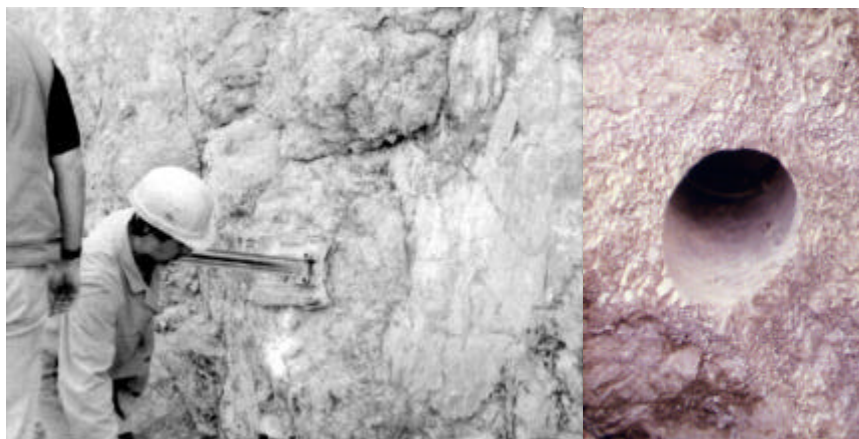


Abbildung 4 und 5

Mit der Bestimmung der Festigkeitseigenschaften des Klufkkörpers und der Erfassung der Scherfestigkeit in den maßgebenden Klüften ist dann eine ausreichende Bestimmung der Eigenschaften des gesamten untersuchten Felsbereiches gegeben. Durch die Bestimmung der Scherfestigkeiten und Kohäsion an Trennflächen (Klüften) kann auch die Standsicherheit von Gesteinsbereichen berechnet werden (Abb.6).

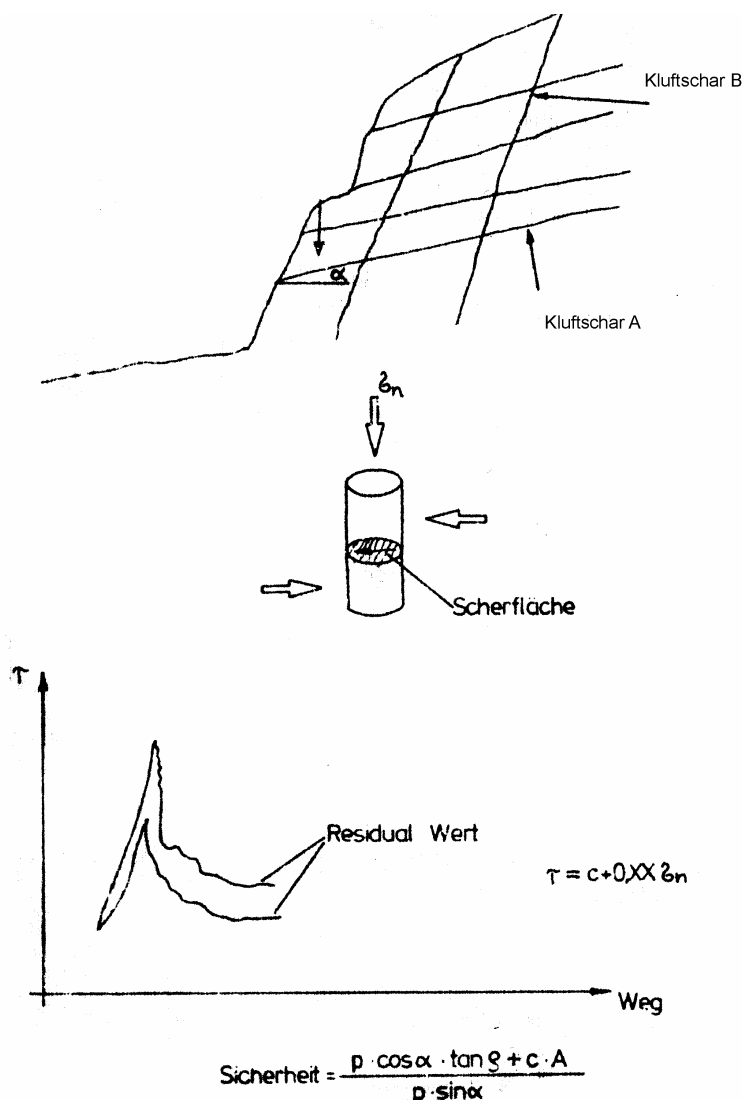


Abbildung 6

Neben den Problemen der Inhomogenität durch die Klufkkörper im Fels gibt es dann noch bei der Bestimmung des inneren Reibungswinkels und der Kohäsion das Problem der stofflichen Inhomogenität im Gestein. Diese rührt teilweise von der Entstehungsart der Gesteine her (Inhomogenität durch Sedimentation, gravitative Differentiation bei Tiefengesteine, Wiederverheilung von Klüften bzw. Auslaugung bei hydrothermalen und metamorphen Vorgängen) aber auch von der Durchbewegung der Gesteine (Faltenbildung und Einregelung von Kristallen) oder von den Abkühlungsbedingungen bei Gang- und Ergusssteinen. Alle diese Vorgänge der Einregelung können sehr gut mit der Dünnschliffmikroskopie erfasst werden (Abb.7 und Abb. 8). Diese Anisotropie im Gestein führt zu Problemen bei der Durchführung von Triaxversuchen. Wie die Abb. 9 zeigt, gibt es beim Triaxversuch nach der Moor'schen Spannungstheorie einen kritischen Winkelbereich, wenn Inhomogenitätsflächen eine geringere Kohäsion besitzen als der übrige Probenbereich. Dann kann es vorzeitig beim Triaxversuch zu einem Versagen der Probe kommen, weil die Inhomogenitätsfläche vorzeitig abgesichert wird noch bevor sich die Schubflächen beim Triaxversuch ausbilden können. Derartige Versuche führen zu falschen Ergebnissen.

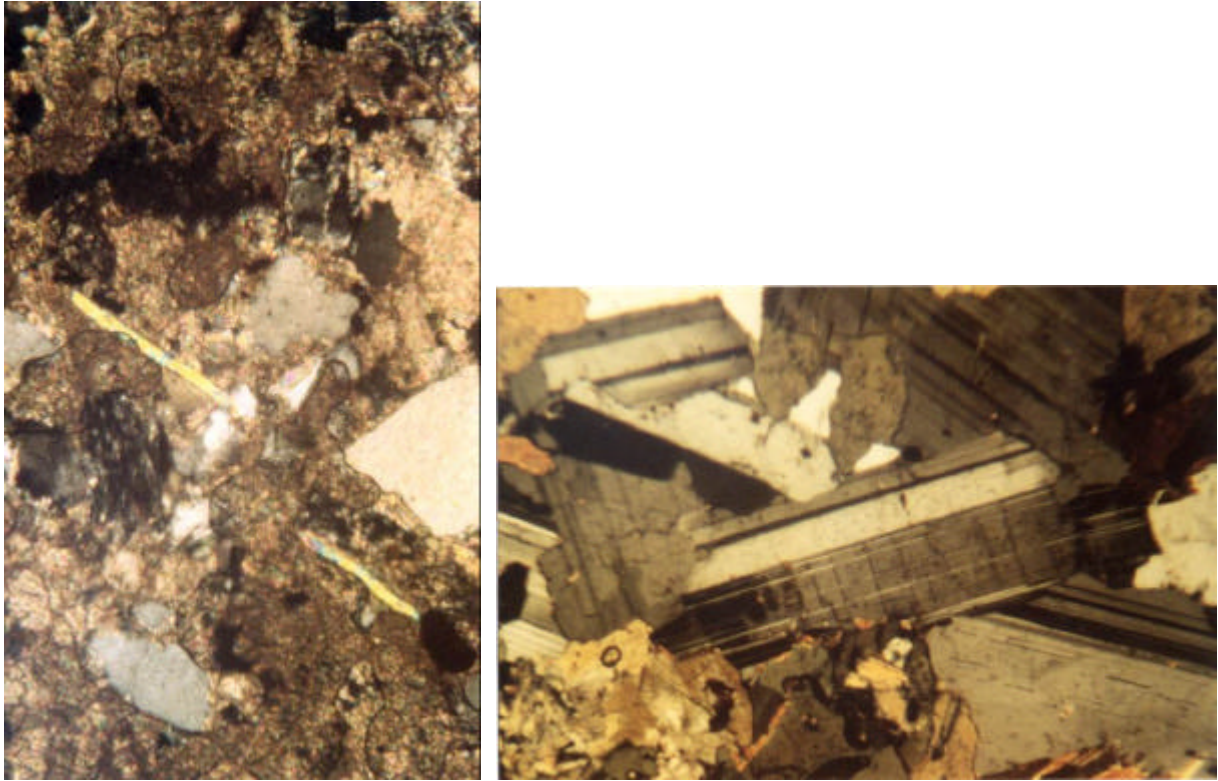


Abbildung 7 und 8: Dünnschliffbilder von Gesteinen

Dabei ist der kritische Winkelbereich (Abb. 9) vom inneren Reibungswinkel des Gesteins abhängig. Allgemein kann abgeleitet werden, dass Inhomogenitätsflächen, die 5 bis 45 ° zur Zylinderachse geneigt sind, eine Gefahr für das vorzeitige Abscheren darstellen. Daher muss bei jeder Probe genau untersucht werden, ob irgendwelche Haarrisse oder Gefügeflächen in diesem Winkelbereich liegen, die zu einem vorzeitigen Versagen der Probe führen könnten. In Abb. 10 wird vergleichend an Hand zweier Beispiele gezeigt, wie sehr sich der Winkel der inneren Reibung und die Kohäsion ändern kann, wenn eine Probe durch eine Inhomogenitätsfläche vorzeitig versagt. Derartige Fehlbestimmung durch schrägliegende Inhomogenitätsflächen in einer Gesteinsprobe sind auch vermutlich die Ursache für die in der Literatur so stark schwankenden Werte des inneren Reibungswinkels und der Kohäsion bei Gesteinen, die meist mineralogisch sehr einheitlich aufgebaut sind wie z.B. Karbonatgesteine.

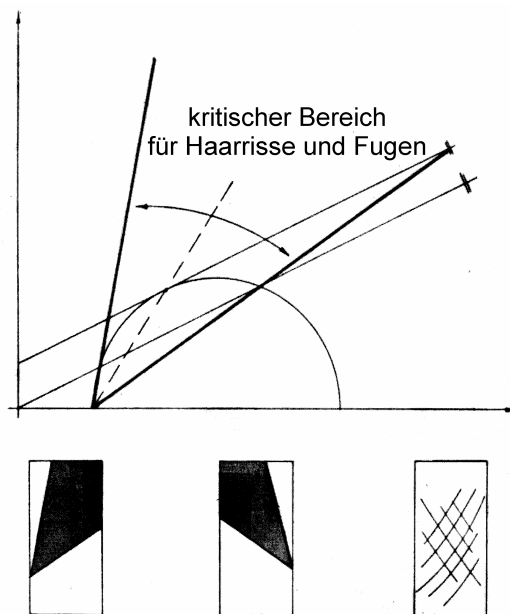


Abbildung 9

Im Gegensatz dazu streuen in der Literatur die Werte von tektonisch wenig beanspruchten Gesteinen wie Mergel und Sandsteine wesentlich geringer, obwohl Sandsteine mineralogisch gesehen, sehr verschiedenartig aufgebaut sein können (karbonatische oder quarzitische Sandsteine). Auch bei der Gewinnung von Bohrkernproben für Triaxversuche sollte nicht immer das Ziel der Bohrungen die Erfassung der stratigraphischen Abfolge sein, sondern es sollte auch die Bohrung so ausgerichtet sein, dass diese senkrecht oder parallel auf eine im Gestein vorherrschende Inhomogenitätsfläche (ss-Fläche, s-Fläche, Einregelungsfläche von Glimmermineralien usw.) eingebracht wird. Nur so können Werte im Labor bestimmt werden, welche auch repräsentativ sind. Es wäre daher sinnvoll, bei der Planung der Bohrungen schon das Prüflabor mit einzubinden.

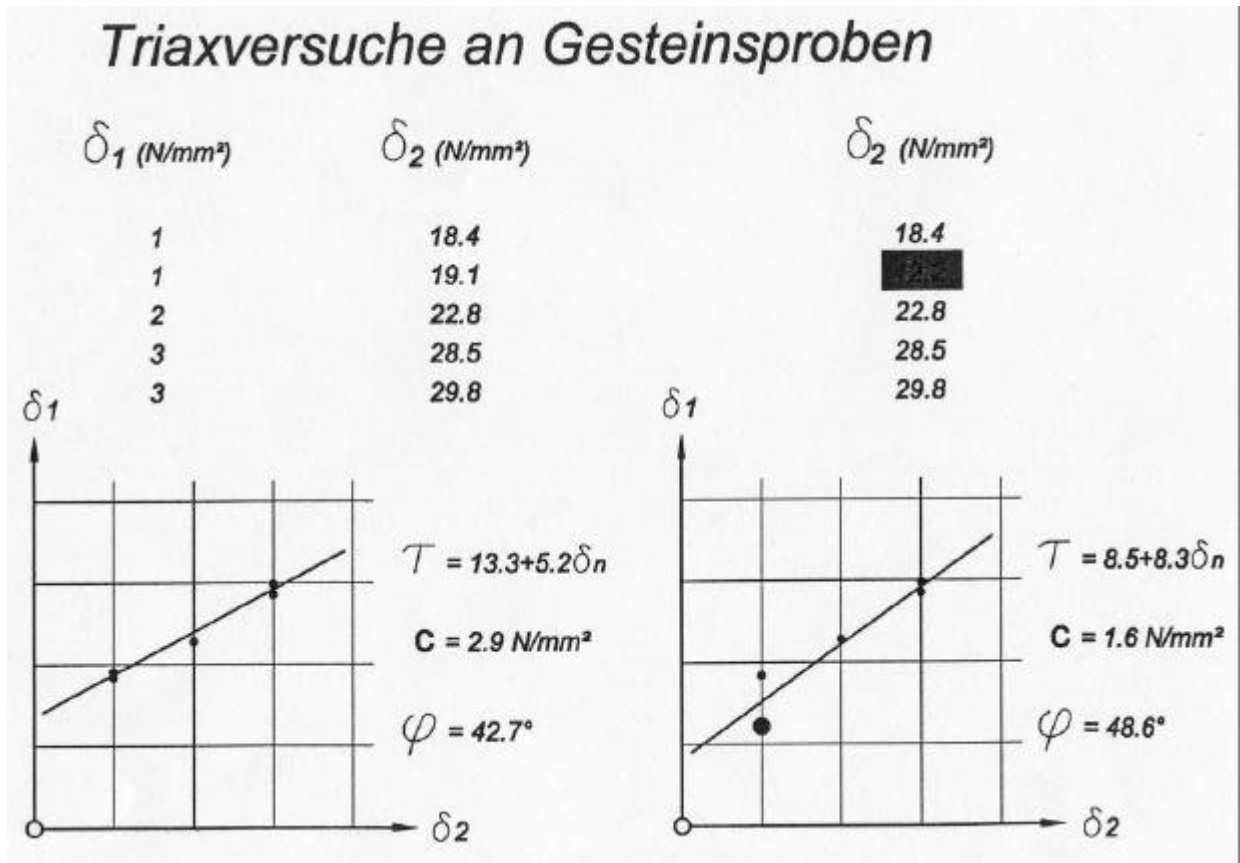


Abbildung 10

Massenbewegungen aus Sicht der Behörde und ihrer Sachverständiger

Dr. Josef Hauser, Dr. Gunther Heißel, DI Christian Weber und Mag. Martin Schönherr

1. Einleitende Bemerkungen aus der Sicht der Sachverständigen: (Beitrag von Dr. Gunther Heißel und DI Christian Weber)

In den letzten Jahren war Tirol mehrfach von zum Teil sehr großen Naturkatastrophen in Form von Massenbewegungen aller Art betroffen. Es handelte sich dabei um Fels- und Bergstürze, Talzuschübe, Muren, Hanggleitungen, und andere Ereignisse (als Beispiele seien hier angeführt: die Bergstürze am Eiblschrofen in Schwaz, der Bergsturz vom Luibiskogel in Längenfeld, die Massenbewegung der Weißseespitze im Bereich des Kaunertaler Gletscherschigebietes, die Massenbewegung von der Stubaier Wildspitze im Stubaier Gletscherschigebiet, der Felssturz beim Sägewerk Huben in Längenfeld und der Schuttstrom der "Scheißet Riepe" im Starkenbachtal bei Schönwies.

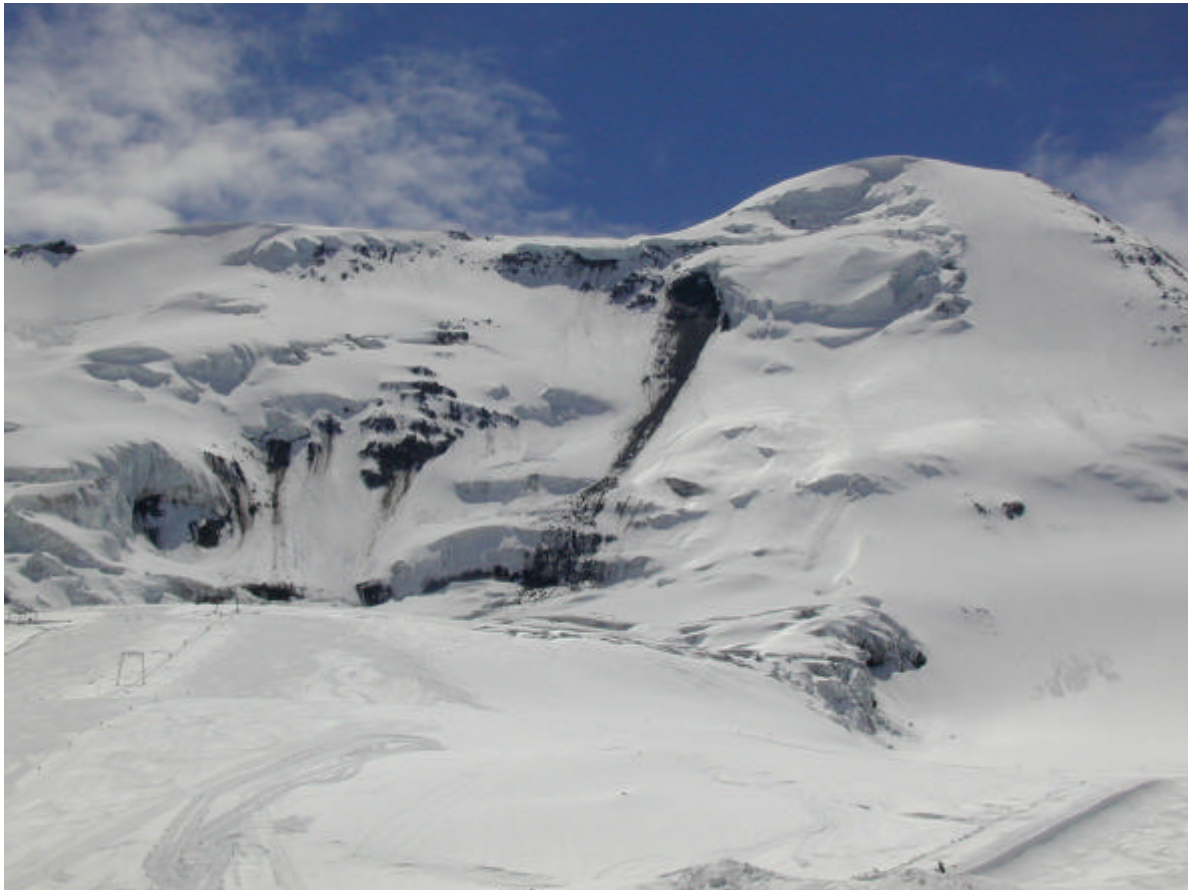


Foto 1:

Massenbewegung Weißseespitze/Schigebiet Kaunertaler Gletscher, Stand Sommer 2001.

Zum Zeitpunkt der Aufnahme ist die Rotation der Scholle aus Festgestein und Eis unterhalb des Gipfels gegen den Uhrzeigersinn das prägende Element der Gesamtrutschung. In den Sommermonaten seit 1997 (Beginn der ausgeprägten Bewegungsvorgänge) sind in Abstimmung mit der Bezirkshauptmannschaft Landeck und ihren Sachverständigen wegen der Massenbewegungsprozesse die auf dem Foto teilweise sichtbaren Nörderjochlifte aus Sicherheitsgründen nicht in Betrieb.

Teilweise gehen von derartigen katastrophalen Naturprozessen Gefahren für Menschen, Siedlungs- und Freizeiträume aus, die ein möglichst rasches und effizientes Handeln der Behörden und ihrer Sachverständigen erfordern. Für die zuständigen Behörden und ihre Sachverständigen geht es nicht

nur um die Verhinderung oder Minimierung von Schäden an Sachgütern, Gebäuden und Verkehrswegen, sondern vielfach und vor allem auch um die Sicherheit von Menschen.



*Foto 2:
Hangrutschung und Felssturz bedrohen
ein Wohnhaus.*

Dieses rasche und effiziente Handeln muss oft unter dem direkten Eindruck der Katastrophenereignisse und ihrer Auswirkungen auf die betroffenen Menschen und immer öfter auch unter den "Augen der Öffentlichkeit" (Fernsehen, Radio, Presse) vor sich gehen. Vor allem werden in einem Fremdenverkehrsland wie Tirol auch rasche Entscheidungen von Seiten der Tourismuswirtschaft verlangt, da diese die Sperre von Verkehrswegen oder Fremdenverkehrszentren nur im absolut nötigen Ausmaß akzeptieren will.

Es zeigt sich also klar, dass es oft nicht nur aus fachlichen Gründen schwierig ist, die nötigen richtigen Situationsbeurteilungen und Entscheidungen zu treffen, sondern auch aufgrund der Stresssituation, die durch die vorstehend beschriebenen Einflussfaktoren von außen auf den Sachverständigen, aber auch auf den zuständigen Juristen einwirken.

Der Einsatz der Sachverständigen im Katastrophenfall ist also immer wieder sehr verantwortungsvoll und deshalb auch riskant. Eine möglichst genaue Kenntnis über die gesetzlich festgeschriebenen Aufgaben und Pflichten eines Sachverständigen, aber auch der Grenzen, die ihm gesetzt sind, sollte dem Sachverständigen daher bewußt sein. Dem sollen die nachfolgenden juristischen Erläuterungen dienen.



Foto 3: Bergsturz von Huben, Gemeinde Längenfeld/Ötztal am 11.03.2001: Etwa 200.000 m³ Festgestein verschütteten den Großteil eines Sägewerkes und die Ötztal-Bundesstraße. Auch die Stromversorgung für die mit Fremden voll belegten Hotels der Gemeinde Sölden und die gesamten Lifтанlagen ist unterbrochen Die Staubfahne überzieht einen Großteil des Ortes. Es gilt für die Behörde (Bezirkshauptmannschaft Imst) und ihre Sachverständigen rasch zu entscheiden, in welcher Art weitere Gefahr drohen könnte, beziehungsweise ob mit der Wiederherstellung der Straßenverbindung und der Stromleitungen begonnen werden kann.



Foto 4: Felssturz von Huben, Gemeinde Längenfeld. Nachbrechende Gesteinsmassen am Tag nach dem Bergsturzereignis. Im Vordergrund Teile der zerstörten Säge.

2. Behördenstruktur, Zuständigkeit, Einschreiten der Behörde, maßgebende Gesetze: (Beitrag von Dr. Josef Hauser)

Behördenstruktur und Zuständigkeit

Bürgermeister

Bezirkshauptmann

Landeshauptmann und Landesregierung

Bürgermeister

Der Bürgermeister leitet seine Zuständigkeit aus dem Katastrophenhilfsdienstgesetz ab und ist als Gemeinde-Einsatzleiter zuständig, wenn sich ein Katastrophenereignis nur auf das Gebiet einer Gemeinde erstreckt. Er hat gemeinsam mit den weiteren Mitgliedern der Gemeinde-Einsatzleitung, die von ihm bestellt werden, Katastrophen nach Möglichkeit abzuwehren und zu bekämpfen.

Bezirkshauptmann

Der Bezirkshauptmann hat nach dem Katastrophenhilfsdienstgesetz mit den weiteren Mitgliedern der Bezirks-Einsatzleitung einzuschreiten, wenn ein Ereignis über den Bereich einer Gemeinde hinausgeht. Darüberhinaus hat die Bezirkshauptmannschaft als Sicherheits-behörde, sobald Grund zur Annahme einer Gefährdung besteht, generell entsprechende Maßnahmen zur Gefahrenforschung und solange geeignete Maßnahmen zur Gefahrenabwehr zu veranlassen, bis die nach den sonstigen Gesetzen zuständige Behörde einschreitet.

Landeshauptmann und Landesregierung

Wenn die Maßnahmen der Bezirks-Einsatzleitung nicht ausreichen, oder wenn das Ereignis über den Bereich eines Bezirkes hinausgeht hat nach dem Katastrophenhilfsdienstgesetz der Landeshauptmann mit seiner Landes-Einsatzleitung einzuschreiten und die untergeordneten Behörden bei der Katastrophenabwehr zu unterstützen.



*Foto 5:
Tiroler Lechtal: Der Absturz eines großen
Gesteinsblockes beschädigt ein Wohnhaus
stark.*

Wann hat nun die Behörde einzuschreiten?

Der springende Punkt, der eine Zuständigkeit auslöst, ist die **“konkrete Gefahr”**. Diese wird in den einzelnen Gesetzen durchaus unterschiedlich definiert:

Nach **§ 1 Abs. 3 des Katastrophenhilfsdienstgesetzes** sind Katastrophen im Sinne dieses Gesetzes durch elementare oder technische Vorgänge ausgelöste Ereignisse, die **in großem Umfang** das Leben oder die Gesundheit von Menschen oder Eigentum gefährden.

Nach **§ 19 Abs. 1 des Sicherheitspolizeigesetzes** trifft die Sicherheitsbehörde (Bezirkshauptmannschaft) die erste allgemeine Hilfeleistungspflicht, wenn Leben, Gesundheit, Freiheit oder Eigentum **gegenwärtig gefährdet** sind oder eine solche Gefährdung **unmittelbar bevorsteht**.

Vergleicht man diese beiden Bestimmungen wird klar, dass die Bezirkshauptmannschaft als Sicherheitsbehörde zumindest im Rahmen der Gefahrenforschung unter Umständen wesentlich früher einzuschreiten hat als der Bürgermeister.

Unter “Gefährdung” oder “Gefahr” ist allgemein eine Sachlage zu verstehen, die bei ungehindertem Ablauf des zu erwartenden Geschehens mit **hinreichender Wahrscheinlichkeit** zu einer Verletzung von Schutzgütern führt (konkrete Gefahr). Beide oben zitierten Gesetze stellen auf eine **konkrete Gefahr** ab (“gegenwärtig” oder “unmittelbar bevorstehend”).

Die Entscheidung, ob nun eine konkrete Gefahr vorliegt, wird die zuständige Behörde zu treffen haben. Gerade aber bei Massenbewegungen werden hier die von der Behörde beigezogenen Sachverständigen eine zentrale Rolle spielen.



Foto 6: Bergsturz von Huben, Gemeinde Längenfeld: Gesamtausmaß der Katastrophe

Die maßgebenden Gesetze

Sicherheitspolizeigesetz (SPG) des Bundes
Katastrophenhilfsdienstgesetz (KAT-Gesetz) des Landes Tirol
Lawinenkommissionsgesetz des Landes Tirol

einige Spezialgesetze

Tiroler Gemeindeordnung
Straßenverkehrsordnung
Wasserrechtsgesetz
Forstgesetz

Sicherheitspolizeigesetz (SPG)

Das Sicherheitspolizeigesetz ist ein Bundesgesetz und verpflichtet in erster Linie die Bezirkshauptmannschaft als Sicherheitsbehörde 1. Instanz bei bestimmten Ereignissen einzuschreiten. Die zentrale Bestimmung für unser Thema findet sich im § 19 SPG, der die **“Erste allgemeine Hilfeleistungspflicht”** regelt. Im Absatz 2 dieser Bestimmung ist die sogenannte **“Gefahrenforschung”** geregelt, welche die Sicherheitsbehörde verpflichtet, entsprechende Maßnahmen zu setzen und Gefahrenquellen festzustellen, wenn Grund zur Annahme einer Gefährdung besteht.

Das SPG gilt aber grundsätzlich nur subsidiär und ist aus Auffangtatbestand gedacht. Die Zuständigkeit nach dem SPG endet daher, wenn eine nach einem anderen Bundes- oder Landesgesetz zuständige einzuschreiten hat (z.B. der Bürgermeister, die Wasserrechtsbehörde, der Landeshauptmann, usw.); die Zuständigkeit endet aber auch, wenn ein Gefährdeter weitere Hilfe ablehnt.

Durch die Einrichtung der Journaldienste bei den Bezirkshauptmannschaften, welche rund um die Uhr erreichbar sind, ist sichergestellt, dass möglichst rasch die erforderlichen Maßnahmen gesetzt bzw. veranlasst werden können.

Katastrophenhilfsdienstgesetz (KAT-Gesetz)

In diesem Gesetz des Landes Tirol ist die eigentliche Katastrophenabwehr und -bekämpfung geregelt. Je nachdem wie groß die Katastrophe ist, liegt die Zuständigkeit beim Bürgermeister, Bezirkshauptmann oder Landeshauptmann (siehe oben). Das KAT-Gesetz enthält Regelungen darüber wie die einzelnen Einsatzleitungen zu bilden sind und welche Maßnahmen gesetzt werden können bzw. müssen. Im Extremfall kann der Einsatzleiter sogar alle tauglichen Gemeindebewohner zur Mithilfe verpflichten.

Lawinenkommissionsgesetz

Im Hinblick auf die besondere Problematik der Lawinengefahr im Winter hat das Land Tirol als Ergänzung zum KAT-Gesetz ein eigenes Gesetz über die Einrichtung von Lawinenkommissionen und deren Arbeitsweise erlassen. Der Vollzug dieses Gesetzes obliegt dem Bürgermeister.

Spezialgesetze

Es gibt zahlreiche Bestimmungen in weiteren Landes- und Bundesgesetzen, die Regelungen für bestimmte Ereignisse vorsehen. So enthält beispielsweise die Straßenverkehrsordnung Bestimmungen zum Schutz der Verkehrsteilnehmer oder das Wasserrechtsgesetz regelt Maßnahmen zur Verhinderung einer Gewässerverunreinigung.

Die Zuständigkeit richtet sich an die für den Vollzug des jeweiligen Gesetzes zuständige Behörde. Wird diese Behörde zuständig, so endet damit jedenfalls die Zuständigkeit der nach dem SPG oder KAT-Gesetz zuständigen Behörde.

Gibt es auch eine Eigenverantwortlichkeit?

In diesem Zusammenhang stellt sich natürlich auch die Frage, **muss und kann** die Behörde jede Gefahr erkennen, oder gibt es in unserem alpinen Raum auch Eigenverantwortlichkeit?

Gerade bei Naturereignissen ist es für die Behörden unmöglich jede Gefahr zu erkennen. Jeder wird daher auch selbstverantwortlich eine Gefahreinschätzung zu treffen haben. Diese Eigenverantwortlichkeit liegt aber im Vorfeld der "konkreten Gefahr" (Definition siehe oben).

Wird der Behörde eine konkrete Gefahr bekannt, hat sie jedenfalls mit den ihr zur Verfügung stehenden Mitteln und Maßnahmen einzuschreiten.

Vor einem besonderen Problem stehen die Behörden in der Praxis immer dann, wenn akut Gefährdete notwendige Hilfe oder Maßnahmen ablehnen (z.B. eine dringend notwendige Evakuierung bei Lawinengefahr). Auch hier wird man dem mündigen Bürger wohl Eigenverantwortlichkeit zugestehen müssen. Anders verhält es sich, meiner Meinung nach, bei Personen, die derzeit, aus welchem Grunde auch immer, nicht in der Lage sind, die Gefahr zu erkennen und dementsprechend zu handeln (Behinderte, Kinder, Unzurechnungsfähige). Zwangsmaßnahmen sind aber in jedem Fall problematisch.



Foto 7: Bergsturz am Luibiskogel in den Öztaler Alpen am 13.11.1999. Der Bergsturz verlegt einen Wanderweg nahe der Hauersehütte.



Foto 8: Bergsturzgebiet Luibiskogel im Sept. 2000. Der Wanderweg wurde verlegt und der alte Weg per Verordnung gesperrt.

3. Zur örtlichen und sachlichen Zuständigkeit einer Behörde zur Bewältigung von Massenbewegungen/Naturgefahren und der damit verbundenen Auswirkungen für Menschen, Siedlungs- und Freizeiträume: (Beitrag von Mag. Martin Schönherr)

In Anlehnung an die Ausführungen von Dr. Josef Hauser wird versucht, aufgrund welcher gesetzlichen Bestimmungen in den verschiedenen Materiengesetzen sich eine örtliche und sachliche Zuständigkeit einer Behörde zur Bewältigung von Massenbewegungen/Naturgefahren und der damit verbundenen Auswirkungen für Menschen, Siedlungs- und Freizeiträume, ableiten lässt, wobei diese Ausführungen keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben.

TIROLER GEMEINDEORDNUNG

Verordnung der Gemeinde - § 18 TGO:

In den Angelegenheiten des eigenen Wirkungsbereiches hat die Gemeinde das Recht, ortspolizeiliche Verordnungen nach freier Selbstbestimmung zur Abwehr oder zur Beseitigung von das örtliche Gemeinschaftsleben störenden Missständen zu erlassen, sowie deren Nichtbefolgung als Verwaltungsübertretung zu erklären.

Verordnungen sind allgemeine Anordnungen, die nicht vom Gesetzgeber erlassen werden.

Das sogenannte "freie Ordnungsrecht der Gemeinde" nach § 18 entspricht Artikel 118 Abs. 6 B-VG. Es ist weiter als das Recht, Durchführungsverordnungen zu erlassen, wie es jeder Verwaltungsbehörde, als so auch den Gemeindebehörde gemäß Artikel 18 Abs. 2 B-VG zusteht. Durchführungsverordnungen können von allen Gemeindebehörden im Rahmen ihrer Zuständigkeit sowohl im eigenen, als auch im übertragenen Wirkungsbereich erlassen werden.

Das selbständige Ordnungsrecht der Gemeinde gemäß § 18 steht nur dem Gemeinderat (vgl. jedoch §§ 51 und 54 TGO) zu. Es umfasst den Sektor der örtlichen Sicherheitspolizei und jenen der örtlichen Verwaltungspolizei.

Nach Artikel 15 Abs. 2 B-VG ist als örtliche Sicherheitspolizei jener Teil der Sicherheitspolizei anzusehen, der im ausschließlichen oder überwiegenden Interesse der in der Gemeinde verkörperten örtlichen Gemeinschaft gelegen und geeignet ist, durch die Gemeinschaft innerhalb ihrer örtlichen Grenzen besorgt zu werden. Sicherheitspolizeiliche Angelegenheiten, denen eines dieser Merkmale fehlt, fallen nicht mehr den Gemeinden zur Besorgung im eigenen Wirkungsbereich zu, weshalb in solchen Fällen auch keine Verordnung nach § 18 erlassen werden darf.



*Foto 9:
Bergsturzgebiet
Luibiskogel Sept. 2000:
Es kommt immer wieder
zum Nachbrechen der
neu entstandenen
Wandpartien. Der
Gefahrenbereich ist
mittels Verordnung zum
Sperrgebiet erklärt.*

Den Begriff der Verwaltungspolizei hat der Verwaltungsgerichtshof im Erkenntnis vom 22.06.1957 so umschrieben:

“Unter Verwaltungspolizei ist die Setzung und Vollziehung von Vorschriften der besonderen Polizei einzelner Verwaltungsgebiete zu verstehen, die nicht ausschließlich polizeilichen Charakter haben, sondern darüberhinaus und sogar vorzugsweise den Zweck der Förderung des Wohles des Einzelnen und des Gemeinschaftslebens verfolgen, mögen sie vielleicht auch geeignet sein, sonst allenfalls zu befürchtende Störungen der öffentlichen Ruhe, Ordnung und Sicherheit hintanzuhalten.“

Die Verwaltungspolizei stellt daher primär nicht auf die Verhinderung solcher Störungen ab, sondern wirkt vorbeugend und konstruktiv.

Als Verordnung nach § 18 kommen z. B. ortspolizeiliche Verordnungen zur Sperrung von Schihängen im Gemeindegebiet wegen Lawinengefahr oder zur Verfügung des Anschlusszwanges an Kanalanlagen.

Auch die "freien Verordnungen" der Gemeinde dürfen nicht gegen die bestehenden Gesetze verstoßen, sondern können nur den gesetzesfreien Rahmen ausfüllen. Das freie Ordnungsrecht der Gemeinde ist nur dann einzusetzen, wenn in der Gemeinde ein konkretes Bedürfnis nach Erlassung einer entsprechenden Vorschrift besteht. Der Begriff "Missstand" kann in diesem Zusammenhang jedoch weit ausgelegt werden.

Im einzelnen ergeben sich aus der Gemeindeordnung und den übrigen Verwaltungsvorschriften folgende polizeiliche Zuständigkeiten der Gemeinde im selbständigen Wirkungskreis:

1. die örtliche Sicherheitspolizei
2. die örtliche Straßenpolizei und die Flurpolizei
3. die Leichen- und Bestattungspolizei, der Gemeindegemeinschaftsdienst und das Rettungswesen
4. die örtliche Sittlichkeitspolizei
5. die Bau- und Feuerpolizei
6. der Vergleichsversuch zwischen streitenden Parteien durch aus der Gemeinde gewählte Vertrauensmänner

Außerdem hat die Gemeinde noch polizeiliche Aufgaben im übertragenen Wirkungskreis zu besorgen.

Dem Gemeinderat obliegt die Erlassung allgemeiner Anordnungen, der "ortspolizeilichen Vorschriften", dem Bürgermeister die Vollziehung.

In diesem Zusammenhang ist § 51 und § 54 der TGO zu erwähnen.

§ 51 - Entscheidung in dringenden Fällen:

Der Bürgermeister kann in jenen Fällen, in denen wegen Gefahr im Verzug das zuständige Gemeindeorgan nicht rechtzeitig einberufen werden kann, die Angelegenheit allein entscheiden. Die Entscheidung ist ohne unnötigen Aufschub dem zuständigen Gemeindeorgan zur nachträglichen Kenntnisnahme und Genehmigung vorzulegen.

§ 54 - Befugnisse in Notstandsfällen:

Insbesondere kann der Bürgermeister im Rahmen der Gesetze und Verordnungen des Bundes und des Landes auf dem Gebiet der örtlichen Sicherheitspolizei die zur Abwehr unmittelbarer Gefahren für das Leben oder die Gesundheit von Menschen oder die Sicherheit von Sachen erforderlichen allgemeinen verbindlichen Anordnungen treffen. Besteht die Gefahr, dass eine unaufschiebbare Maßnahme vereitelt oder unterlassen werden könnten, so ist er im erforderlichen Umfang zur Erlassung sofort vollziehbarer einstweiliger Verfügungen berechtigt.

Bei Elementarereignissen hat der Bürgermeister in Fällen außerordentlicher Gefahr alle tauglichen Einwohner zur unentgeltlichen Hilfeleistung aufzubieten und in umgänglich notwendigem Umfang Eingriffe in das Privateigentum vorzunehmen (Entschädigung).

Reichen die Kräfte der Gemeinde zur Abwehr einer Gefahr nicht aus, so hat der Bürgermeister ohne Verzug auf kürzestem Weg die Bezirkshauptmannschaft davon zu verständigen.



Foto 10: Massenbewegung Weißseespitze im Sommer 2001: Die schwarze „Fahne“ aus Schutt am Ostende der gegen den Uhrzeiger rotierenden Scholle war trotz tiefer Temperaturen den gesamten Winter 2000/01 über aktiv.

BAURECHT - Tiroler Bauordnung

§ 39 - Räumung:

Die Behörde kann die Räumung einer baulichen Anlage verfügen, wenn aufgrund ihres Bauzustandes oder aufgrund drohender Gefahr von außen, insbesondere durch Lawinen, Vermurung, Hochwasser oder Brandeinwirkungen das Leben oder die Gesundheit von Menschen bedroht ist.

Gefahr im Verzug ist dann anzunehmen, wenn bei Unterlassung einer Maßnahme die Wahrscheinlichkeit eines unmittelbaren Schadens gegeben ist.

Baubehörde I. Instanz ist regelmäßig der Bürgermeister im eigenen Wirkungsbereich der Gemeinde, in Innsbruck der Magistrat.

In dieser Gesetzesstelle dürfen sowohl bescheidmäßig angeordnete Sicherungsmaßnahmen, als auch notstandspolizeiliche Maßnahmen (ohne bescheidmäßige Anordnung) ihre gesetzliche Deckung finden. Ohne solche notstandspolizeiliche Maßnahmen vermag eine wirksame Baupolizei nicht auskommen. Die Räumung ist eine besondere Art einer Sicherungsmaßnahme.

Die Richtigkeit der Annahme einer unmittelbar drohenden Gefahr zum Zeitpunkt der Durchführung notstandspolizeilicher Maßnahmen kann auch durch ein später erstelltes Gutachten begründet werden.

MINERALROHSTOFFGESETZ

§ 179 Abs. 1:

Bei Ereignissen oder Gegebenheiten, die den Bestand des Betriebes, das Leben oder die Gesundheit der Arbeitnehmer bedrohen oder bedrohen können, sowie bei Betriebsunfällen, Ereignissen der im § 97 angeführten Art, während und nach Einstellung des Abbaues oder Auflassung von Bergbauanlagen hat die Behörde Erhebungen durchzuführen und falls die vom Bergbauberechtigten betroffenen Maßnahmen nicht genügen, dem Bergbauberechtigten die erforderlichen Sicherheitsmaßnahmen anordnen.

FORSTGESETZ 1975

Hiezu wäre das Bannwaldlegungsverfahren § 27 ff FG 1975 zu erwähnen.

Wälder, die dem Schutz und der Abwehr von Gefahren für Menschen, menschlichen Siedlungen, Anlagen (z. B. Verkehrseinrichtungen) und kultiviertem Boden dienen, sowie Wälder, deren Wohlfahrtswirkung gegenüber der Nutzwirkung überwiegt, sind durch Bescheid in Bann zu legen, wenn sich das zu schützende volkswirtschaftliche oder sonstige öffentliche Interesse (= Bannzweck) als wichtiger erweist, als die mit der Beschränkung der Waldbewirtschaftung verbundenen Nachteile. Eine Bannlegung setzt also immer eine positive Interessenabwägung voraus. § 27 enthält eine demonstrative Aufzählung von Bannzwecken (z. B. Schutz vor Lawinen, Felssturz, Steinschlag, Erdabrutschungen, etc.).



Foto 11: Großrutschung am Starkenbach am 29.08.1999: Der hohe Niederschlag seit Oktober 1998 hat zum Austritt von Bergwasser aus dem Festgestein in die darüberliegende längste Schotterreise der Ostalpen, die Scheißet Riepe, geführt und dadurch zum Abrutschen von circa 3 Mio. m³ Schotter binnen 30 Sekunden geführt. Das Starkenbachtal ist dadurch auf eine Länge von etwa 500 m bis zu 70 m hoch verschüttet. Der Aufstau des Starkenbaches bedroht die gleichnamige darunterliegende Siedlung, die teilweise vorübergehend evakuiert werden muss.

Für Bannlegungen im Interesse von Verkehrsanlagen enthält § 29 Sonderregelungen. Insbesondere ist vor Erlassung des Bannlegungsbescheides die für die jeweilige Verkehrsanlage zuständige Aufsichtsbehörde zu hören. Zuständig ist grundsätzlich die Bezirksverwaltungsbehörde.

Weiters wäre in diesem Zusammenhang § 34 FG 1975 zu erwähnen:

§ 34 regelt die befristete und dauernde Sperre von Waldflächen (Gefährdungsbereich).

Soll die befristete Sperre länger als vier Monate aufrecht bleiben, oder ist eine dauernde Sperre von mehr als 5 ha vorgesehen, bedarf die Sperre der forstbehördlichen Genehmigung. Im Fall dauernder Sperren muss die Umgehung der gesperrten Fläche ermöglicht werden, allenfalls sind Übersteige oder Tore vorzusehen.

Sowohl Sperren nach § 34, als auch Betretungsverbote sind grundsätzlich durch Kennzeichnung kundzumachen, wobei auch hierfür die forstliche Kennzeichnungsverordnung anzuwenden ist.



*Foto 12: Großrutschung Starkenbach:
Im Schuttstrom ist die Mehrphasigkeit des Bewegungsablaufes gut erkennbar. Am linken unteren Ende sind die Reste des damaligen Schotterabbaues sichtbar, am Schwemmkegel des Starkenbaches liegt der Ortsteil Starkenbach der Gemeinde Schönwies.*

WASSERRECHTSGESETZ 1959

§ 49 Hilfeleistung in Notfällen:

Müssen zur augenblicklichen Verhütung der Gefahr von Ufer- und Damnbrüchen oder von Überschwemmungen schleunige Maßnahmen ergriffen werden, so sind auf Anordnung der Wasserrechtsbehörde, oder, bei Gefahr im Verzug, des Bürgermeisters der bedrohten Gemeinde alle im Gemeindegebiete anwesenden tauglichen Personen zur unentgeltlichen Leistung von Diensten verpflichtet. In solchen Fällen müssen auch vorhandene Baustoffe und Geräte, die zur Bekämpfung

der Gefahr erforderlich sind, gegen Entgelt abgegeben werden. Von den genannten Stellen können auch die benachbarten Gemeinden zur Leistung der erforderlichen Hilfe herangezogen werden.

§ 49 begründet im Hinblick auf die Bekämpfung von Überschwemmungsgefahren - nicht auch zur Beseitigung von Überschwemmungsschäden - eine allgemeine Bürgerpflicht.

Bei den Anordnungen handelt es sich einerseits um Verordnungen (z. B. Zusammenrufen aller tauglichen Personen mittels Megaphon), andererseits um Akte der unmittelbaren verwaltungsbehördlichen Befehls- und Zwangsgewalt (z. B. individuelle Arbeitsbefehle).

Der Bürgermeister bzw. sein Stellvertreter oder der Feuerwehrkommandant (als Hilfsorgan des Bürgermeisters) handeln als Organe der mittelbaren Bundesverwaltung im übertragenen Wirkungsbereich der Gemeinde.

Vergleiche § 71 Wasserbenutzung bei Feuersgefahr und Wassermangel:

Bei Feuersgefahr oder beim Eintritt vorübergehenden, dringend Abhilfe erfordernden Wassermangels, ist die Bezirksverwaltungsbehörde oder, wenn deren Weisung wegen Gefahr im Verzuge nicht abgewartet werden kann, der Bürgermeister, dessen Stellvertreter oder der vom Bürgermeister ermächtigte Feuerwehrkommandant befugt, wegen zeitweiser Benutzung von öffentlichen Gewässern sowie von Privatgewässern, die durch das öffentliche Interesse gebotenen Verfügungen zu treffen und nötigenfalls unverzüglich vollstrecken zu lassen.

Ausgenommen sind geschlossene Wasserleitungen fremder Gemeinden und Betriebswasserleitungen öffentlicher Eisenbahnen.

§ 71 regelt notstandspolizeiliche Maßnahmen in Situationen, die - anders als jene nach § 49 - nicht durch Wasser hervorgerufen wurden, wohl aber durch Wasser bekämpft werden können.

EXKURS

Der Amtssachverständige (Fundstelle: Dr. Gerhard Aigner, WienNorm):

Der Amtssachverständige

In einer durch rasant zunehmende Kompliziertheit der an die Verwaltung gestellten Aufgaben gekennzeichneten Zeit ist auch die Bedeutung der bei der Vollziehung mitbefassten Experten in höchstem Maß gestiegen. Die Kompliziertheit der Regelungsgegenstände lässt erkennen, dass die Vollziehung heute mehr denn je des Sachverständigen der Experten bedarf.

Der Sachverständige ist eine Person, die bei der Feststellung des entscheidungsrelevanten Sachverhaltes dadurch mitwirkt, indem sie Tatsachen erhebt (Befund) und aus diesen Tatsachen aufgrund besonderer Fachkunde tatsächliche Schlussfolgerungen zieht (Gutachten).

Somit handelt es sich bei einem Befund um die Erhebung von Tatsachen und Feststellungen durch einen Sachverständigen, jene Schlussfolgerungen des Sachverständigen aus dem Befund, zu deren Gewinnung er seine besonderen Fachkenntnisse und Erfahrung benötigt, werden als Gutachten bezeichnet.



*Foto 13:
Sessladalm im Gemeindegebiet von Pfunds im Oberinntal:
Eine ausgedehnte Scholle des Almgebietes droht im Frühsommer 1999 in den Sessladbach zu gleiten.
Dadurch ist eine Gefährdung von Teilen Pfunds zu befürchten.*

Amtssachverständige (im Unterschied zu den nichtamtlichen Sachverständigen)

Gemäß § 52 Abs. 2 AVG 1991 werden nach dem Wortlaut des Gesetzes Sachverständige unterteilt in solche, die der Behörde beigegeben sind, und solche die ihr zur Verfügung stehen. Der VwGH misst dieser Unterscheidung die Bedeutung zu, dass erstere der entscheidenden Behörde, letzter anderen Behörden, insbesondere Oberbehörden, angehören.

Wie bereits erwähnt, ist Aufgabe des Sachverständigen, aufgrund seines Fachwissens ein Urteil (Gutachten) abzugeben. Diese Tätigkeit der Befunderstellung und der Abgabe des Gutachtens ist streng von der Entscheidung über Rechtsfragen zu unterscheiden, zu denen allein die Behörde berufen ist, das heißt, Rechtsfragen sind niemals durch den Sachverständigen, sondern stets durch die erkennende Behörde zu beantworten. Diese Rechtsansicht gründet sich auf die an die Behörde gerichteten Gesetzesbefehle zur Erhebung und Feststellung des maßgeblichen Sachverhaltes sowie zur Entscheidung in der Sache samt der damit gegebenen Beweiswürdigung.

Erfolgt dennoch eine rechtliche Beurteilung durch den Sachverständigen selbst, so überschreitet er seine ihm gesetzte Aufgabe und greift unzulässigerweise der rechtlichen Beurteilung durch die allein hiezu berufenen Behörde vor. Diese rechtliche Beurteilung durch den Sachverständigen hat für die Behörde unbeachtlich zu sein.

Bisweilen wird in der Judikatur des VwGH die Ansicht vertreten, dass hinsichtlich der Notwendigkeit der Beiziehung von Sachverständigen die Behörde nach freiem Ermessen entscheide. Dieser Auffassung tritt die Lehre entgegen. Demnach hat die Behörde einen Sachverständigenbeweis dann

aufzunehmen, wenn dies in den Verwaltungsvorschriften vorgesehen ist oder wenn zur Erforschung der materiellen Wahrheit besondere Fachkenntnisse nötig sind. Eine Beurteilung von Fachfragen ohne Sachverständigenbeweis darf die Behörde nur dann vornehmen, wenn ihr die Kenntnisse und Erfahrungen zu eigen sind, die für eine selbständige fachliche Beurteilung von Fragen eines außerhalb des engeren Berufskreises liegenden Wissensgebietes vorausgesetzt werden müssen.

Findet nun die Behörde, dass die Beiziehung eines Sachverständigen notwendig ist, so hat sie sich primär des ihr zur Verfügung stehenden oder beigegebenen Amtssachverständige zu bedienen.

Zusätzlich wird neben dem Gutachten eines Amtssachverständigen die Einholung weiterer erforderlich sein, wenn sich ein Gutachten eines Amtssachverständigen als nicht schlüssig erweist oder der Betroffene das Gutachten eines nichtamtlichen Sachverständigen vorlegt und der Amtssachverständige nicht in der Lage ist, dieses in einem ergänzenden Gutachten überzeugend zu widerlegen.

Dieser vom AVG getroffene Vorrang für Amtssachverständige ist allerdings nicht dahin zu verstehen, dass den Gutachten der Amtssachverständigen ein höherer Beweis zukäme, sondern ist im Zusammenhang mit den Bestimmungen des § 39 AVG zu verstehen (vgl. die dort normierten Grundsätze der möglichsten Zweckmäßigkeit, Raschheit, Einfachheit und Kostenersparnis der Verwaltung).

Anmerkung:

Nichtamtliche Sachverständige müssen bescheidmäßig bestellt und vereidigt werden.

Die Wertung des Sachverständigenbeweises unterliegt, soweit es sich um die Feststellung des Sachverhaltes handelt, der freien Beweiswürdigung der Behörde. Im Rahmen der freien Beweiswürdigung hat die Behörde auch die Schlüssigkeit des Sachverständigengutachtens zu überprüfen. Fehler gegen die Denkgesetze sind dabei wahrzunehmen. Grundsätzlich ist die Bindung der Behörde an die Äußerungen des von ihr beigezogenen amtlichen Sachverständigen sohin zu verneinen. Die Behörde kann vielmehr hievon abweichen, sie muss dies dann aber in den Bescheidausführungen entsprechend begründen.

Der strenge Maßstab des VwGH geht dabei sogar soweit, dass diese Ausführungen das Niveau von Sachverständigenäußerungen nicht unterschreiten dürfen. Im Regelfall wird die Behörde den Feststellungen der Sachverständigen wohl folgen.

Die Beweiskraft eines Sachverständigengutachtens kann dann erschüttert werden, wenn nachgewiesen wird, dass es mit den Denkgesetzen und mit den Erfahrungen des täglichen Lebens im Widerspruch steht. Hiefür muss sich derjenige, der eine solche Behauptung aufstellt, keiner sachkundigen Person bedienen, weil die Frage, ob ein Gutachten mit den Denkgesetzen oder den Erfahrungen des täglichen Lebens im Widerspruch steht, von jedermann beurteilen werden kann. Anders verhält es sich hingegen mit dem Vorbringen, ein Gutachten steht mit den Erfahrungen der in Betracht kommenden Wissenschaft im Widerspruch. Diese kann wieder nur ein Sachverständiger beurteilen und daher ist die Partei, die behauptet, dass einem Sachverständigengutachter ein solcher Mangel anhaftet, gehalten, diese Behauptung durch das Gutachten eines anderen Sachverständigen unter Beweis zu stellen.

Im Zusammenhang mit der Schlüssigkeit eines Gutachtens ist schließlich noch auf ein Erfordernis hinzuweisen, dass gleichsam notwendige Voraussetzung dafür ist, dass ein Gutachten einer Schlüssigkeitsprüfung unterzogen werden kann. Dieses Erfordernis besteht darin, dass Gutachten in einer solchen Art, insbesondere in sprachlicher Hinsicht, zu erstatten sind, dass sein Inhalt auch für Laien verständlich und so einer Nachvollziehung zugänglich ist.

EXKURS

Die Haftung des Wegerhalters nach § 1319 a ABGB (Fundstelle: Dr. Klaus Mayramhof, Amt der Tiroler Landesregierung):

A) Allgemeines:

Gemäß § 1319a ABGB haftet der Halter eines Weges, wenn durch dessen mangelhaften Zustand ein Schaden herbeigeführt wird und dem Halter selbst oder seinen Leuten grobe Fahrlässigkeit oder Vorsatz vorzuwerfen ist.

B) Begriff des Weges:

Nach der Legaldefinition des § 1319 a Abs. 2 ist ein Weg eine Landfläche, die von jedermann unter den gleichen Bedingungen für den Verkehr jeder Art oder für bestimmte Arten des Verkehrs benutzt werden darf, auch wenn sie nur für einen eingeschränkten Benützerkreis bestimmt ist. Zum Weg gehören auch Brücken, Stützmauern, Durchlässe, etc. Der Begriff des Weges ist somit überaus weit; er umfasst nicht bloß die Straßen im Sinne der Straßenverkehrsordnung sondern ebenfalls alle angelegten Wanderwege, alpine Steige und gesicherte Klettersteige, aber auch bloß durch tatsächliche Benützung entstandene Pfade.



Foto 14: Teilbereich der Massenbewegung Weißseespitze: Die Rotation der Scholle in Bildmitte gegen den Uhrzeigersinn verursacht an ihrem Ostende die aktive „fahnenartige“ dunkle Zunge ständig abstürzenden Gesteins, andererseits am Westrand eine Stauchung und Heraushebung einzelner Eisschollen, sowie das Zerbrechen der auflagernden Eismassen in einzelne Teilschollen.

Entscheidend ist nur, dass der Boden gebahnt ist, er für den Verkehr besonders eingerichtet oder doch geeignet ist und nicht bloß einmal benützt wird. Schipisten und Rodelbahnen sind ebenfalls nach § 1319 a zur beurteilen.

C) Der Begriff des Halters:

Halter eines Weges ist jener, der die Kosten für die Errichtung und Erhaltung eines Weges trägt und die Verfügungsmacht hat. Es kommt als keinesfalls entscheidend auf das Eigentum an.

Der Großteil der Wege wird von der öffentlichen Hand eröffnet und instandgehalten. Hier ist die Feststellung des Halters daher in aller Regel nicht schwierig. Auch bei Privatpersonen wird vielfach leicht ermittelt werden können, wer den Verkehr eröffnet hat und die Erhaltungskosten trägt. Alpine Vereine sind Halter der Aufstiegswege zu den Hütten aber auch der von ihnen angelegten und instandgehaltenen Wege und Steige. Von Wanderern ausgetretene oder von Fußgängern benützte Abkürzungen haben hingegen keinen Halter, weil niemand den Verkehr eröffnet hat und auch niemand Instandhaltungsarbeiten durchführt.

Von Schitourengehern angelegte Aufstiegsspuren und Abfahrten haben hingegen keinen Halter, anders als bei Schipisten.



Foto 15: Großrutschung am Starkenbach: Der Übergang von der aktiven Bewegung zum Stillstand der Schottermassen hat quer zu den „Fließstrukturen“ beziehungsweise zur „Fließrichtung“ markante Stauchfalten an der Oberfläche der Rutschmasse ausgebildet.

D) Mangelhaftigkeit des Weges und Inhalt der Sicherungspflichten:

1) die Mangelhaftigkeit des Weges:

Der Halter des Weges haftet gemäß § 1319 a nur dann, wenn der Schaden durch den mangelhaften Zustand des Weges herbeigeführt wird. Was unter Mangelhaftigkeit zu verstehen ist wird im § 1319 a Abs. 2 umschrieben:

Ob der Zustand eines Weges mangelhaft ist, richtet sich danach, was nach der Art der Weges, besonders nach seiner Widmung, seiner Anlage und Betreuung angemessen und zumutbar ist. Was als Mangel angesehen ist, richtet sich somit nach der Art der vorgesehenen Nutzung. Unebenheiten die bei einem Gemeindeweg als normal gelten können, sind auf einer Autobahn ein unter

Umständen schwerwiegender Mangel; Zustände die auf einem alpinen Steig als selbstverständlich hinzunehmen sind, sind bei Parkwegen untragbare Mängel.

2) Mangelhaftigkeit und Warnung vor Gefahrenstellen:

Wird durch den mangelhaften Zustand des Weges ein Schaden verursacht, so haftet der Halter, wenn er den Mangel zumindest grob fahrlässig verschuldet hat. Diese Haftung wird in Lehre und Rechtsprechung so ausgelegt, dass § 1319 a auch bei Verletzung von Warnpflichten, die den Zustand des Weges betreffen, anzuwenden ist:

Ein mangelhafter Zustand des Weges ist deshalb auch dann anzunehmen, wenn der Weg nicht mit ausreichenden Hinweisen auf Gefahrenstellen ausgestattet ist. Andererseits kann aber die Mangelhaftigkeit nicht stets bloß durch das Aufstellen von Warnschildern beseitigt werden. Soweit die Beseitigung der Gefahr zumutbar ist, kann die Haftung des Halters nicht durch den Hinweis auf die Gefahrensituation ausgeschlossen werden.

3) Das Ausmaß der Sicherungspflichten:

Wie schon oben erwähnt spielt für die Beurteilung, wann ein Weg ordnungsgemäß oder mangelhaft ist, die Art des Weges und die zu erwartende Benützung eine ausschlaggebende Rolle. Welche Sicherungsmaßnahmen der Halter im einzelnen zu ergreifen hat, richtet sich danach, was angemessen und zumutbar ist. Demjenigen zum Beispiel, der aus einer Gefälligkeit den Verkehr über sein Grundstück zulässt, sind nur in sehr geringem Umfang Maßnahmen zur Instandhaltung und Instandsetzung zumutbar. In aller Regel werden ihm nur Pflichten zur Warnung und zur Absperrung der Gefahren treffen. Auch die Verkehrssicherungspflichten alpiner Vereine dürfen nicht sehr weit gespannt werden. Einerseits wäre es unzumutbar, von ihnen eine ständige Überwachung und Instandhaltung zu fordern. Aufgrund der besonderen Bedingungen im Gebirge (Erdrutsche, Steinschlag, etc.) ist es fast ausgeschlossen, einen Weg stets in gefahrlosem Zustand zu erhalten. Dies muss auch jedem Benutzer bekannt sein, der daher bei der Begehung besonders vorsichtig zu sein hat.

E) Haftung bei groben Verschulden:

Der Halter wird nur schadenersatzpflichtig, wenn grobes Verschulden vorliegt. Er haftet gleichermaßen für eigenes bzw. bei juristischen Personen für das Verschulden seiner Organe und für das Verschulden seine Leute. Unter dem Begriff der groben Fahrlässigkeit ist eine auffallende Sorglosigkeit zu verstehen, bei der die gebotene Sorgfalt nach den Umständen des Falles in ungewöhnlicher Weise verletzt wird und der Eintritt des Schadens nicht nur möglich sondern gerade zu als wahrscheinlich anzusehen ist.

Der Wegerhalter haftet für das grobe Verschulden seiner Leute, wie für sein eigenes (Erfüllungsgehilfen). Das Bestehen eines Dienstverhältnisses zwischen Halter und Hilfsperson ist nicht Voraussetzung.

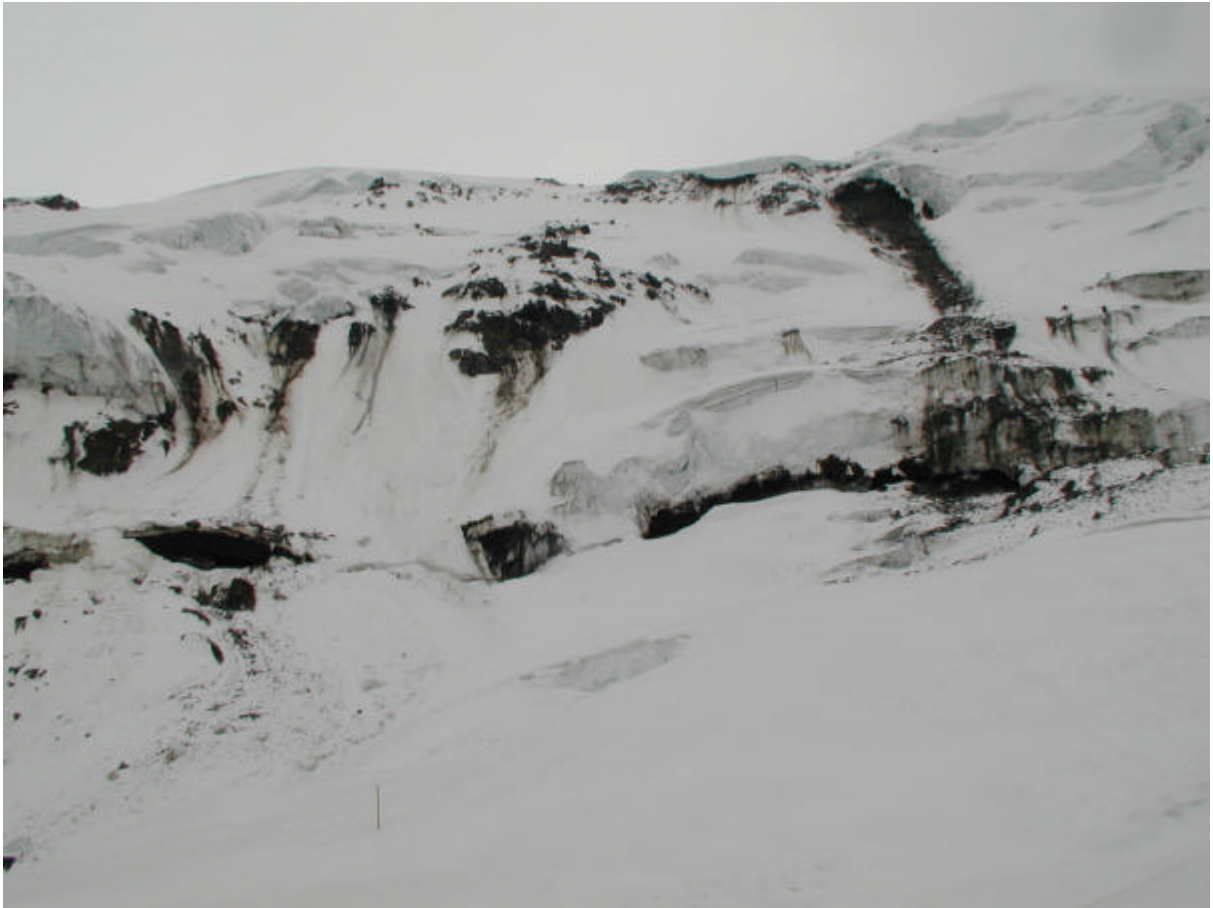


Foto 16: Massenbewegung Weißseespitze. Ansicht eines großen Teiles der Massenbewegung im Herbst 2000.

Literaturverweise:

HEISSEL, G., HUBER, T. & WEBER, C. (2000): Massenbewegungen im Tiroler Oberland – Beurteilung und Konsequenzen. – GFU Geoforum Umhausen, S. 74, Band 1, Geoforum Tirol 2000.

HEISSEL, G. (2000): Tirol, das Land der bewegten Berge – Massenbewegungen in Tirol, Öffentlicher Abendvortrag 1. Geoforum 1999. – GFU Geoforum Umhausen, S. 80–93, Band 1, Geoforum Tirol 2000.

HEISSEL, G. & WEBER, C. (2000): Die Massenbewegungen an der Weißseespitze in den Jahren 1996 bis 1999 im Gletscherschigebiet Kaunertal/Tirol, - Internationales Symposium INTERPRAEVENT 2000 – Villach/Österreich. Tagungspublikation , Band 1, Seite 227-237, Villach 2000.

HUBER, T. (2000): Die Großrutschung im Starkenbach am 29.8.1999 in der Gemeinde Schönwies/Tirol. – Internationales Symposium INTERPRAEVENT 2000 – Villach/Österreich. Tagungspublikation , Band 1, Seite 239-250, Villach 2000.



Foto 16: Großrutschung Starkenbach: Stauwülste durch den Stopp der Rutschbewegung. Im Hintergrund links Reste der Betriebsstraße des ehemaligen dortigen Schotterabbaues.

Zu den Verfassern:

- Dr. Josef Hauser war zum Zeitpunkt des Vortrages seit Jahren Jurist der Bezirkshauptmannschaft Imst und damit immer wieder auf Behördenseite mit den Auswirkungen von Naturereignissen konfrontiert. Er ist nun Jurist des Unabhängigen Verwaltungssenats (UVS) im Amt der Tiroler Landesregierung. Seine Anschrift: Amt der Tiroler Landesregierung, Unabhängiger Verwaltungssenat, Michael Gaismayr Straße, 6020 Innsbruck.
- Dr. Gunther Heißel ist Amtssachverständiger für Geologie im Amt der Tiroler Landesregierung. Er wird als Landesgeologe von den Behörden im Falle von Massenbewegungsereignissen aller Art zur Beurteilung der Gefahrensituation beigezogen. Seine Anschrift: Amt der Tiroler Landesregierung, Abteilung Vermessung und Geologie, Herrengasse 1-3, 6020 Innsbruck
- Mag. Martin Schönherr war zum Zeitpunkt des Vortrages Jahre lang Jurist der Bezirkshauptmannschaft Imst. Auch er war damit immer wieder auf Behördenseite mit den Auswirkungen von Naturereignissen konfrontiert. Er ist seit 01.10.2001 Stadtamtsleiter von Imst. Seine Anschrift: Stadtamt Imst, Rathausstraße 9, 6460 Imst.
- DI Christian Weber ist Sachverständiger für Wildbach- und Lawinenverbauung. Er wird ebenfalls von den Behörden im Falle von Massenbewegungsereignissen aller Art zur Beurteilung der Gefahrensituation beigezogen. Seine Anschrift: Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung, Gebietsbauleitung Oberes Inntal, Langgasse 88, 6460 Imst.