

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.

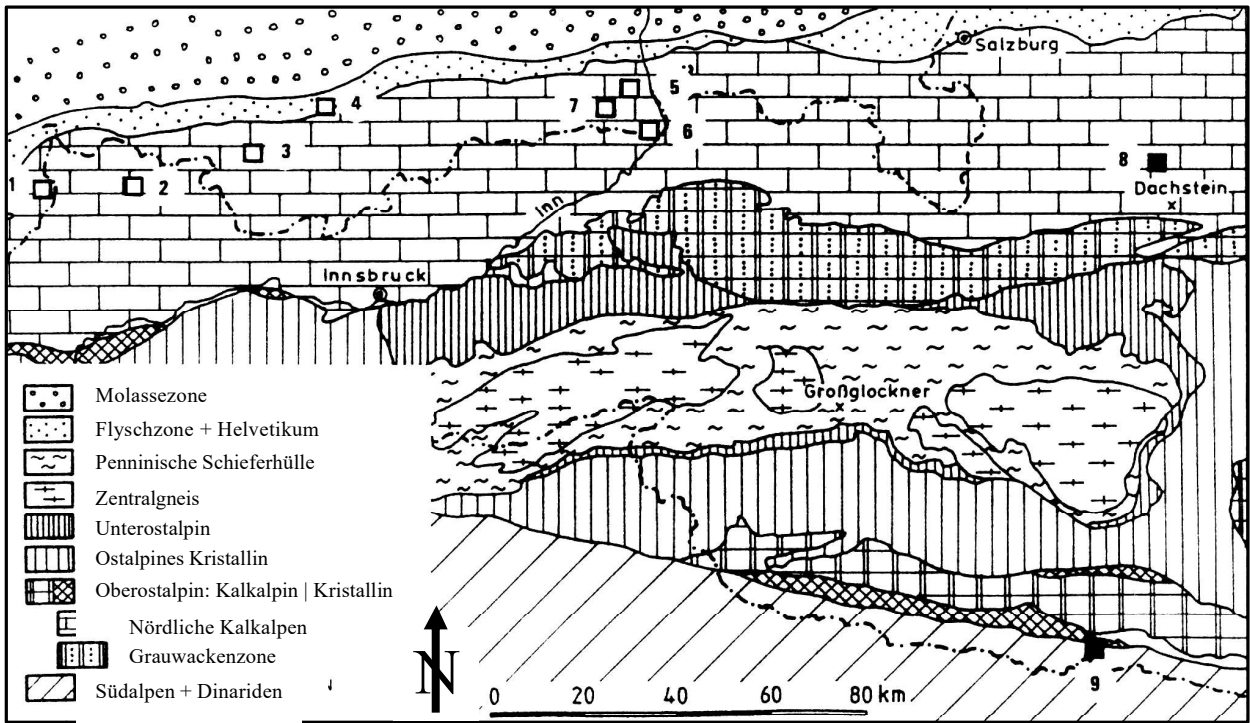
Als Lösungsweg kann die Untersuchung der morphologisch-geologischen Situation mittels verschiedener thematischer Karten, Lagepläne und geotechnischen Längenschnitten und die Erfassung der Kinematik und des Bewegungsmechanismus mit verschiedenen kontinuierlichen und diskontinuierlichen Meßmethoden angesehen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

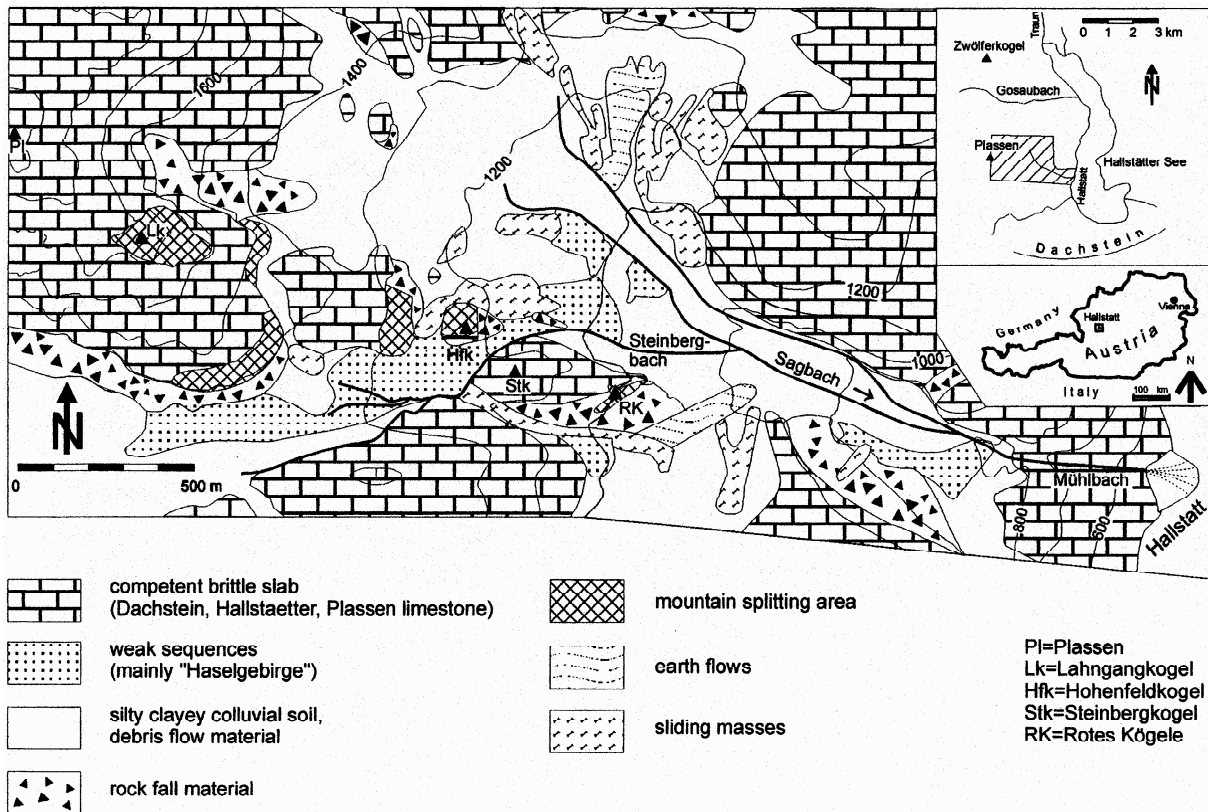


Abb. 2: Ingenieurgeologische Übersichtskarte des Hallstätter Salzberges; vereinfacht nach MERKEL (1989) und überarbeitet von MOSER & LOTTER.

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).

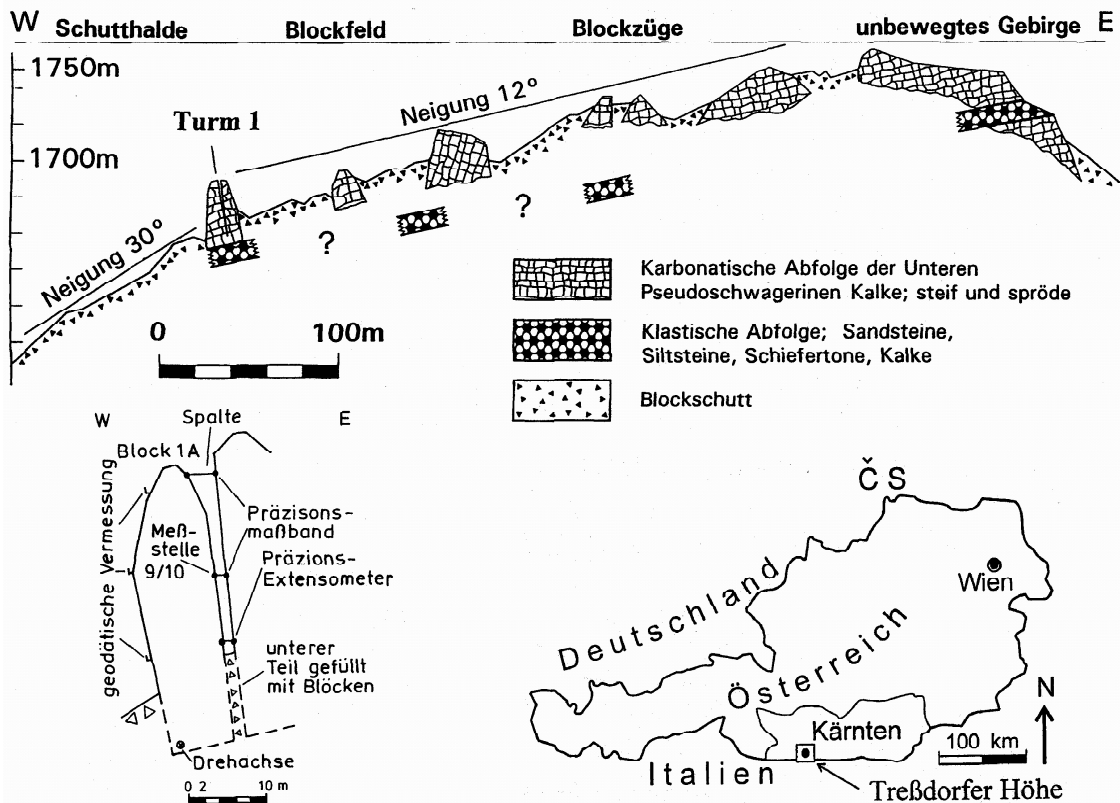


Abb. 3: Bergzerreißung Tressdorfer Höhe/Kärnten: Schematischer geologisch-geotechnischer Längenschnitt und geotechnische Situation des Felsturmes 1 mit Meßeinrichtungen

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.

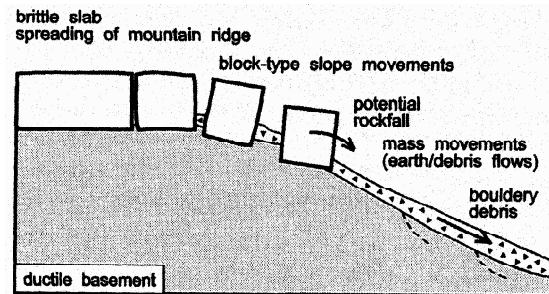


Abb. 4a:
Eine spröde Deckplatte überlagert einen mächtigen duktilen Sockel (schematisch);
Fallbeispiel Bergzerreißung Plassen, Hallstatt-Salzberg.
Typ I

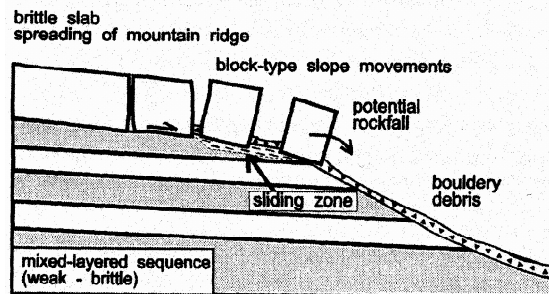


Abb. 4b:
Eine spröde Deckplatte überlagert eine relativ geringmächtige, duktile Schicht bzw. eine Wechselfolge relativ harter und weicher Gesteine (schematisch);
Fallbeispiel Bergzerreißung Tresdorfer Höhe, Naßfeld.
Typ II

4. Verwendete Meßmethoden

Zusammen mit der ingenieurgeologischen Gelndaufnahme 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 absturzgefhrdeter Hangbereiche von entscheidender Bedeutung ist.

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

meßtechnische Methode	Datenerfassung	Zielsetzung	Aufwand
Przisionsmaband (Konvergenzmegert)	punktuell in Zeitabständen, Relativmessung	erste quantitative Untersuchungen der Gebirgsbewegungen	kostengünstig, relativ einfache Installation
Extensometer mit Datensammler, Temperatursensoren und Niederschlagsmegert	quasi-kontinuierlich, synchron zu externen Faktoren, stndige Überwachung	hohe Detailauflösung des zeitlichen Bewegungsablaufs, Einfluß der externen Faktoren	kostenintensiv, witterungsanfllig, hoher Wartungsaufwand
geodätische Objektpunktvermessung	Lageänderung von Punkten zwischen den Meepochen, absolute Raumvektoren	einzigste Möglichkeit zum Erhalt von absoluten Bewegungsbeträgen/-richtungen	kostenintensiv (Personal, Zeit), aber problemlose Durchführung
Neigungsmegert (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 Zlambachschiechten. Diese ist im bodenmechanischen Sinne ein als bindiger Boden zu bezeichnendes Lockergestein (Abb. 5).

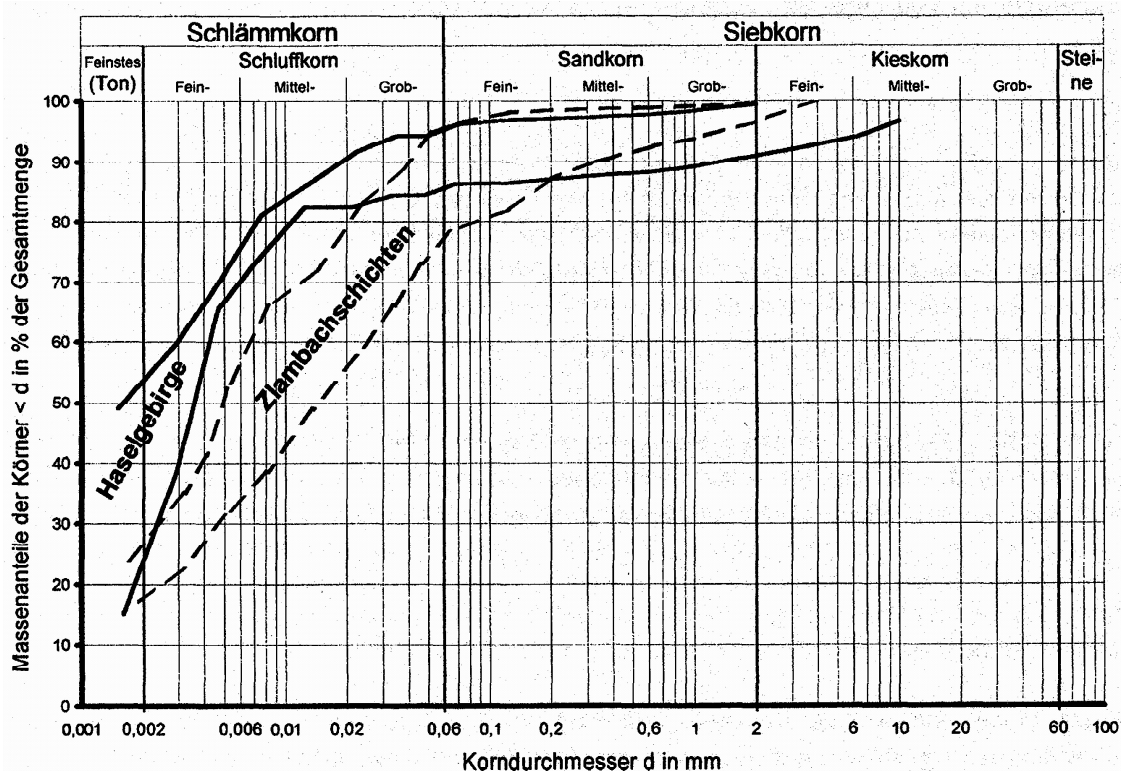


Abb. 5: Kornverteilungsbereich von ausgelaugtem Haselgebirge und angewitterten Zlambachschiechten; ermittelt aus fünf bzw. vier Körnungslinien des Probenmaterials

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 Verschiebungsrate steigert 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 (duktilen "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.

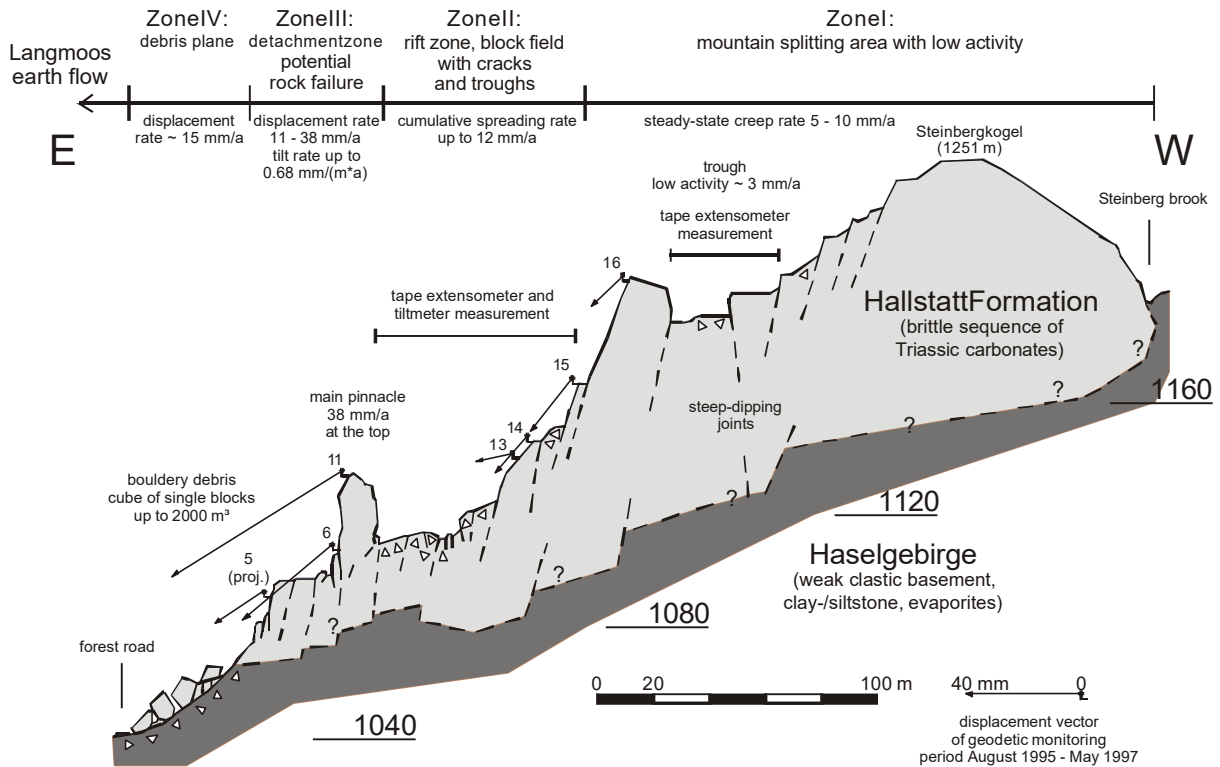


Abb. 6: Geotechnischer Längenschnitt durch die Steinbergkogel-Scholle mit Messinstrumenten und ausgewählten kinematischen Charakteristika; modifiziert nach Lotter et al. (1998)

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.

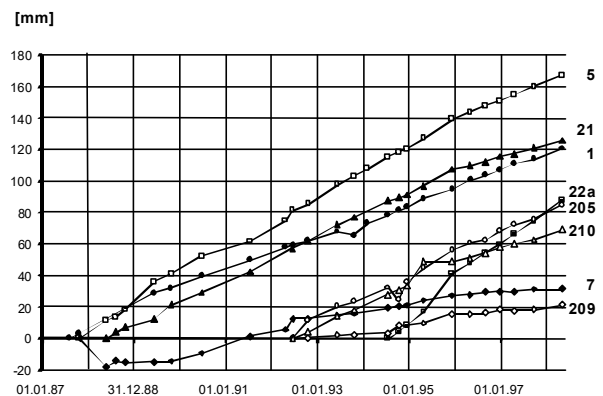


Abb. 7: Aufsummierte Kluftöffnungsbeiträge der Präzisionsmaßbandstrecken an der Hauptabtrißkante (Zone III, Abb. 6)

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.

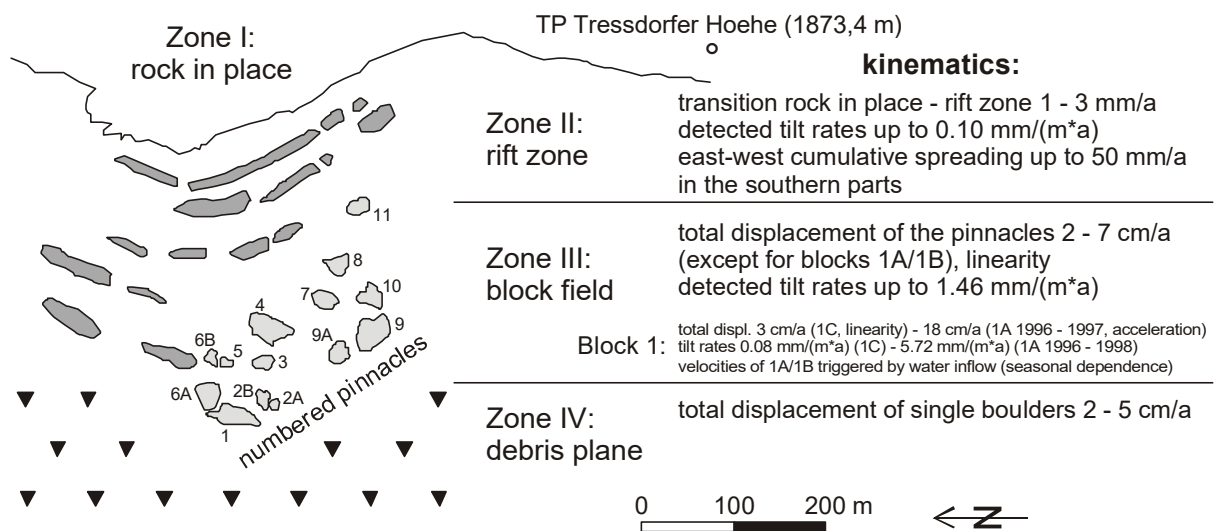


Abb. 8: Lageplan des Bergzerreißungsfeldes Treßdorfer Höhe mit charakteristischen kinematischen Eigenschaften der verschiedenen Zonen; modifiziert und ergänzt nach GLAWE & MOSER (1993) und LOTTER et al. (1998).

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.

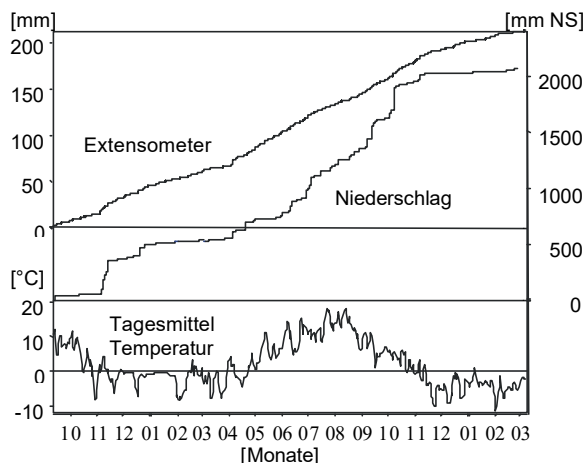
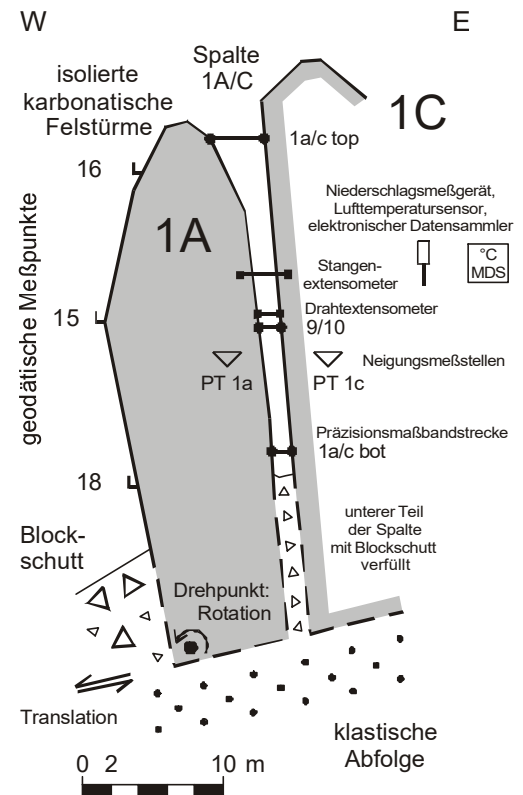


Abb. 10 (oben): Kontinuierliche Datenaufzeichnung der Meßstation Block 1 an der Treßdorfer Höhe vom 10.09.1997 bis 07.03.1999: aufsummierte Öffnung der Spalte 1A/C (Divergenz des Drahtextensometers), Niederschlagssummenkurve und Tagesmittel-Temperaturgang.

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.

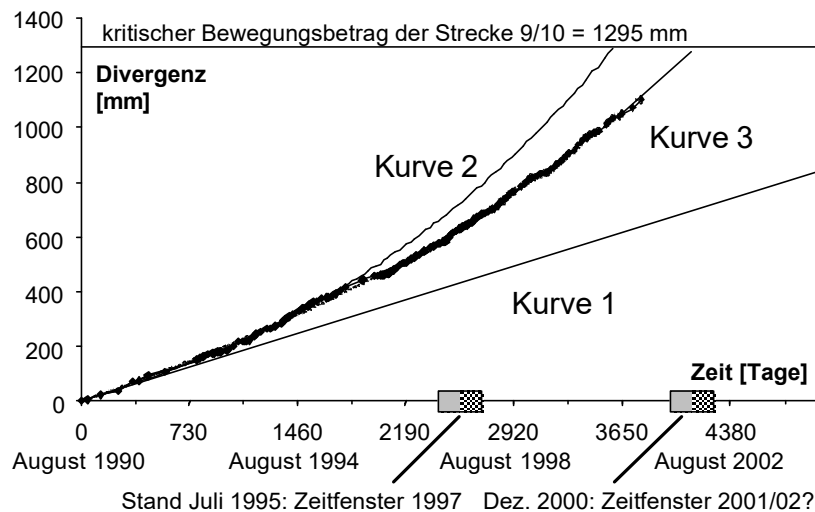


Abb. 11: Zu verschiedenen Zeitpunkten prognostizierte Bewegungsentwicklungen und tatsächlicher Verlauf der Spaltenöffnung an der Maßbandstrecke 9/10.

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.