

Vortrag am 7. 11.2003

15:10 – 15:40

Multidisziplinäre Prozessanalyse instabiler Hänge

C. Zangerl¹ und C. Prager²

^{1,2} AlpS – Zentrum für Naturgefahren Management - GmbH

Grabenweg, A-6020 Innsbruck

Tel: 0512-392929-14

Email: zangerl@alps-gmbh.com

Einleitung

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

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

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

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

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

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

Prozesse

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

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

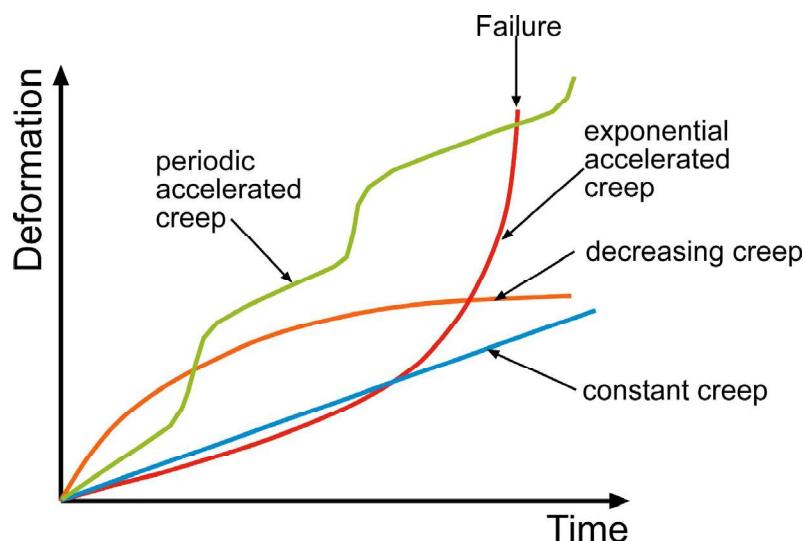


Abbildung (1): Bewegungstypen instabiler Hänge: periodisch beschleunigte Bewegung, konstantes Kriechen, abnehmendes Kriechen, exponentiell beschleunigtes Kriechen mit Bruch (Keusen 1997).

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

Bruchmechanik („fracture mechanics“)

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

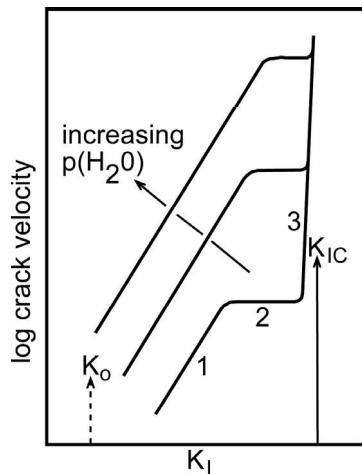


Abbildung (2): Schematische Darstellung des Spannungsintensitätsfaktor (K_I) zur Rissausbreitungs-geschwindigkeit bei Zugbeanspruchung (Atkinson 1987); Abschnitt (1) = Die Geschwindigkeit des Risswachstums wird durch die Rate der „Stress Corrosion“ Reaktionen in der Rissspitze bestimmt. Abschnitt (2)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

Gesteinsreibung an einer Bruchzone („frictional sliding“)

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

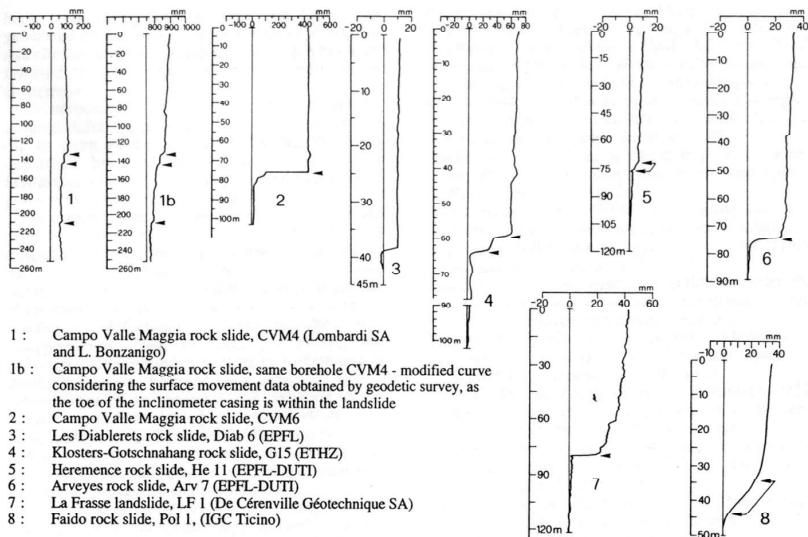


Abbildung (3): Inklinometerdaten von 7 großen Massenbewegungen in der Schweiz (Noverraz 1996).

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

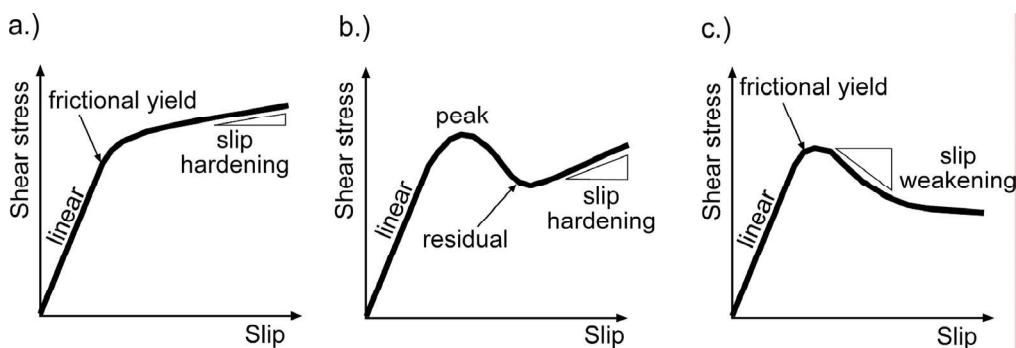


Abbildung (4): Spannungs-Verformungs-Kurven von Scherversuchen: (a.) Frictional yield followed by slip hardening; (b) sliding following an upper yield point (a and b Scholz 1993); (c) slip weakening (Atkinson 1987)

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

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

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

$$\tau = c + \mu \cdot \sigma'_n$$

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

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

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

Arbeitsprogramm

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

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

Test- und Untersuchungsgebiete

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

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

Forschungsziel

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

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

Situation

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

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

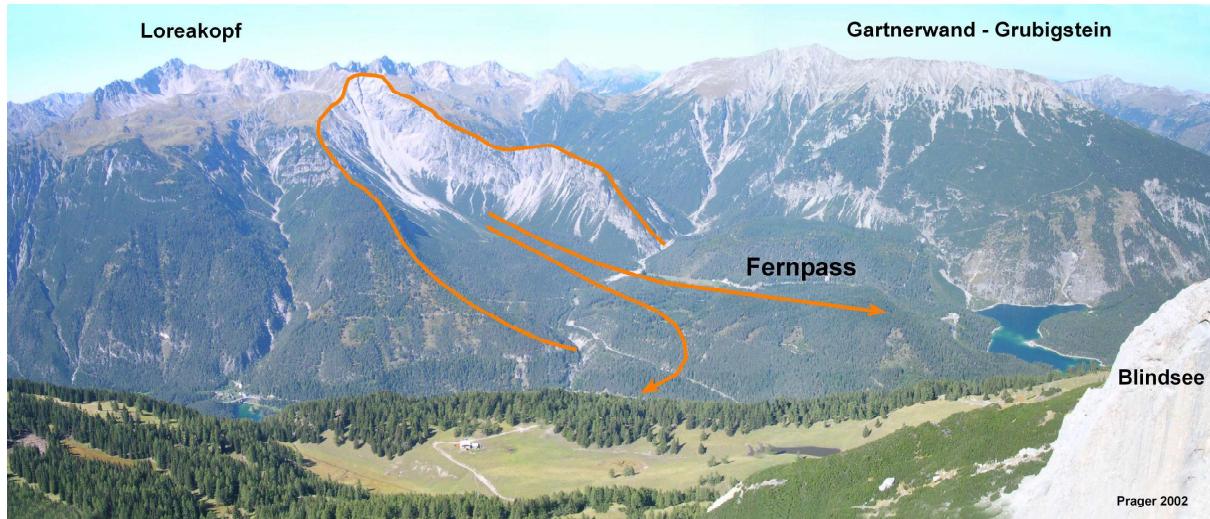


Abbildung (5): Blick über die Nassereiter Alm nach NW in die Ausbruchsnische des Fernpass-Bergsturzes.
Schematisch angedeutet die Gabelung der Sturzmassen in zwei Bergsturz-Äste.

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

Stratigraphie

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



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

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

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

Strukturgeologie

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

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

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

Neotektonik

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

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

Chronologie

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

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

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

Potentiell instabile Hangflanken

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

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

Literatur

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

GEOFORUM Umhausen TAGUNGSBAND III (2001-2004)

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