

## METHODISCHER LEITFADEN ZUR PROZESSORIENTIERTEN BEARBEITUNG VON MASSENBEWEGUNGEN

Christian Zangerl<sup>1</sup>, Christoph Prager<sup>1,2</sup>, Rainer Brandner<sup>3</sup>, Ewald Brückl<sup>4</sup>,  
Stefan Eder<sup>2</sup>, Wolfgang Fellin<sup>5</sup>, Ewald Tentschert<sup>6</sup>, Gerhard Poscher<sup>2,7</sup> & Helmut Schönlau<sup>8</sup>

Mit 38 Abbildungen

<sup>1</sup> alpS – Zentrum für Naturgefahrenmanagement GmbH, Innsbruck

<sup>2</sup> ILF Beratende Ingenieure ZT GmbH, Rum b. Innsbruck

<sup>3</sup> Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck

<sup>4</sup> Institut für Geodäsie und Geophysik, Technische Universität Wien

<sup>5</sup> Institut für Infrastruktur, Baufakultät, Arbeitsbereich für Geotechnik und Tunnelbau, Universität Innsbruck

<sup>6</sup> Institut für Ingenieurgeologie, Technische Universität Wien

<sup>7</sup> p+w Baugrund+Wasser GEO-ZT, Hall in Tirol

<sup>8</sup> TIWAG – Tiroler Wasserkraft AG, Innsbruck

Kontaktadresse: Grabenweg 3, A-6020 Innsbruck Tel.: 0512/392929-14

[zangerl@alps-gmbh.com](mailto:zangerl@alps-gmbh.com)

### Zusammenfassung

Im Rahmen eines multidisziplinären Forschungsprojektes wurden mehrere Fallbeispiele fossiler und aktiver Festgesteinsmassenbewegungen in Tirol bearbeitet. Die daraus gewonnenen Erkenntnisse und Schlussfolgerungen flossen in einen Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen ein. Dieser beinhaltet ein breites Spektrum an methodischen Ansätzen wie in-situ Untersuchungen, Standsicherheitsbetrachtungen, Monitoring- und Modellierungsmethoden, sowie theoretische Grundlagen hinsichtlich Kinematik, Deformationsverhalten, Auslöse-, Beschleunigungs- und Stabilisierungsfaktoren, Datenanalyse und Interpretationsmöglichkeiten. Die hier vorgestellten Untersuchungs- und Analysemethoden können die Grundlage zur Erstellung von fundierten Prognosen und zur effizienten Planung von geeigneten Überwachungs- und Schutzmassnahmen bilden.

### Abstract

In the course of a multidisciplinary research project, several case studies on fossil and active rock slope failures were investigated in the Tyrol, Austria. The findings and conclusions made were included in a guideline on process-oriented analyses of landslides. This guideline encompasses a wide spectrum of methodical approaches comprising in-situ investigations, stability analyses, monitoring and numerical modelling methods as well as an array of theoretical principles focusing on kinematics, deformation patterns, trigger mechanisms, acceleration and stabilising factors, data analyses and ways of interpretation. The investigation and analytical methods presented can be used as a basis to obtain sound prognoses and to efficiently plan suitable monitoring, mitigation and protection measures.

## 1. Einleitung

Durch die Ausdehnung des alpinen Siedlungsraumes in den letzten Jahrzehnten hat die Aktivität von instabilen Hängen in Tirol (Österreich) vermehrt zur Bedrohung von Mensch, Bauwerken und Verkehrsverbindungen geführt. Deshalb werden im Bereich gravitativer Naturgefahren zunehmend moderne Methoden des Risikomanagements (Risikoanalyse, Risikobewertung und Risikosteuerung) eingesetzt. Ein allgemeines Ziel dieser Strategien besteht darin, mit möglichst effizientem Aufwand ein hohes Maß an Sicherheit für Menschen und Infrastruktureinrichtungen zu gewährleisten. Ein Element des Risikomanagements bildet die Risikoanalyse, die ein systematisches Verfahren darstellt, um ein Risiko hinsichtlich der Wahrscheinlichkeit seines Eintreffens und seines Ausmaßes der Folgen zu charakterisieren und so gut wie möglich zu quantifizieren (Lateltin 1997, Heinemann et al. 1998, Borter 1999). Die Basis jeglicher fundierter Risikoanalyse bilden Prozessanalysen und Prozessbeurteilungen.

Dieser Artikel stellt in Form eines Leitfadens einen methodischen Ansatz zur systematischen Bearbeitung von Massenbewegungen hinsichtlich der zugrunde liegenden Prozesse und deren Interaktionen dar. Dienen soll er als Praxishilfe zur Erstellung von fundierten Prognosen, aber auch zur Entwicklung, Planung und Durchführung von Schutzmaßnahmen und der Installation von Frühwarnsystemen.

Der Leitfaden wurde im Rahmen des alpS Forschungsprojektes „A2.3 Methodisch innovative multidisziplinäre Prozessanalyse für Monitoring und Modellierung instabiler Hänge“ erstellt (Zangerl et al. 2007b, 2008). Ein primäres Ziel dieses Projektes bestand darin, das Verständnis über Mechanismen, Prozesse und Auswirkungen, die zur Entstehung von Massenbewegungen führten, zu vertiefen. In Kooperation mit den Projektpartnern wurden dazu über 20 unterschiedliche aktive und fossile Massenbewegungen im Festgestein in verschiedenen Gebieten in Tirol (Österreich) untersucht. Diese umfassen mehrere aktive Massenbewegungen im Kaunertal (Gepatsch und Kaltenbrunn; Brückl et al. 2004, Zangerl et al. 2007b, Weissflog 2007), im Bereich der Gemeinde Fließ und Prutz (Kirschner & Gillarduzzi 2005, Chwatal et al. 2005, Evers 2006), in der Gemeinde Gries im Sellrainatal (Zangerl et al. 2007a,b) und im Zillertal (Untergerlos, Engl 2007), sowie fossile Bergstürze in den Bereichen Fernpass, Tschirgart und Ötztal (Prager et al. 2006, 2008).

Auf Grundlage geologisch-geomorphologischer Kartierungen, geodätischer Deformationsmessungen, geophysikalischer Untergrunderkundungen und Auswertung bestehender Bohrungen und Sondierstollen wurden geologisch-geotechnische und kinematische Modelle entwickelt. Besonders wurde dabei der Einfluss von spröden Strukturen wie zum Beispiel Klüfte oder Störungen, auf das Bruchverhalten und die Ausbildung der Geometrie von Massenbewegungen studiert und analysiert. Auswertungen von Deformationsmessungen zeigen oft Hangaktivitäten, die durch Beschleunigungs- und Stabilisierungsphasen gekennzeichnet sind. Das Verständnis der Auslösefaktoren und Mechanismen solcher Phasen veränderter Hanggeschwindigkeiten bildet die Grundlage von Prognosen. An Hand gut dokumentierter und überwachter Fallbeispiele konnten neue Modellvorstellungen hinsichtlich der Hangkinematik und des Deformationsverhaltens entwickelt werden. Dazu und zur Analyse zeitabhängiger Verformungen wurden numerische Computersimulationen auf der Basis von Kontinuums- und Diskontinuumsansätzen durchgeführt. Dabei lassen sich Interaktionen zwischen der Gleitbewegung entlang einer Scherzone und der Internverformung einer darüberliegenden geklüfteten Gleitmasse anhand diskreter Blockmodelle analysieren (Zangerl & Eberhardt 2005). Simulationen basierend auf Kontinuumsansätzen mit ABAQUS erfolgen mit linear-viskosen und nicht-linear-viskosen Materialgesetzen (Schneider-Muntau et al. 2005, 2006a, 2006b). Dabei bieten besonders die viskosen Materialgesetze für die numerischen Modelle interessante Einsatzmöglichkeiten, da sich damit auch zeitabhängige Hangbewegungsprozesse simulieren lassen. Als Datengrundlage der Modellierung wurden bestehende Laborversuche neu analysiert sowie Rahmenscher- und Triaxialversuche an Gesteinsproben aus Bewegungszonen durchgeführt (Renk 2006). Ziel war, die klassischen zeitunabhängigen Schubfestigkeitsparameter (Mohr-Coulomb), aber besonders auch zeitabhängige Materialparameter (Viskosität) von Gleitzonenmaterial aus Bewegungszonen im Labor zu bestimmen. Im Besonderen dienen die jetzt entwickelten numerischen Modelle dem Studium der Systemrandbedingungen und deren Einflüsse auf die Hangbewegungen und -stabilitäten, wobei hydromechanisch-gekoppelte Modelle entwickelt wurden.

Relevante Ergebnisse und Schlussfolgerungen aus den Geländeuntersuchungen, Laborexperimenten, Computersimulationen und unterschiedlichen

theoretischen Betrachtungen fließen in vereinfachter Form in diesen Leitfaden ein. Da alle Fallbeispiele im geklüfteten Gebirge situiert sind, eignet sich dieser Leitfaden vorwiegend zur Bearbeitung von Massenbewegungen im Festgestein. Computergestützte Methoden zur Bearbeitung und Analyse von Massenbewegungen im regionalen Maßstab wurden nicht implementiert. Ein entscheidender Grund dafür waren die Ergebnisse der Strukturauswertungen in den unterschiedlichen Fallbeispielen. So zeigte sich, dass die strukturelle Disposition für die Entstehung von Massenbewegungen im Festgestein dominierend ist und dass geologische Strukturen neben der Lithologie und Morphologie einen entscheidenden Einfluss auf die Bildung von Hanginstabilitäten bzw. deren unterschiedliche Bruchgeometrien ausüben. Die vielfach postulierten regionalen Ansätze zur Abschätzung der Gefährdung durch Massenbewegungen (basierend auf GIS-Verschneidungen von Lithologie, Hangneigung, Exposition usw.) ohne Berücksichtigung geologischer Strukturen erscheinen aus den Erkenntnissen dieses Projektes für anisotrope Festgesteine jedoch nicht zielführend.

## 2. Struktur des Leitfadens

Der vorliegende Leitfaden zur prozessorientierten Beurteilung von Massenbewegungen wurde thematisch in sechs unterschiedliche, miteinander in Beziehung stehende Module gegliedert (Abb. 1).

In Modul 1 werden Daten und Informationen hinsichtlich der Geologie, Geometrie, Mächtigkeit und der Volumina der instabilen Massen und Bewegungszonen erfasst und in einem geologisch-geotechnischen Modell zusammengeführt. Ergebnisse aus Geländekartierungen, direkten (Bohrungen) und indirekten (Geophysik) Aufschlussverfahren, aber auch Ergebnisse von Deformationsmessungen (Modul 3) fließen mit ein.

Modul 2 behandelt die kinematische Situation, das heißt die Bewegungsart von Massenbewegungen. Viele Informationen fließen von Modul 1 ein, besonders Deformationsmessungen an der Oberfläche oder im Untergrund. Zur punktförmigen, linienvörmigen und flächenhaften Erfassung der räumlich variablen Deformationsprozesse (Lage von Bewegungszonen, Teilschollen, etc.) steht eine Vielzahl an Messmethoden zur Verfügung, die hier zusammenfassend dargestellt werden.

Modul 3 befasst sich mit den zeitlich variablen Vorgängen und Geschwindigkeiten, das heißt den dynamischen Prozessen von Massenbewegungen. Die Grundlagen des Deformationsverhaltens und die unterschiedlichen Monitoringmethoden werden hier diskutiert. Basisdaten für Modul 3 resultieren aus unterschiedlichen Deformationsmessungen, die an der Oberfläche oder im Untergrund durchgeführt werden können. Da Deformationsmessungen als Basisdaten auch in den Modulen 1 und 2 benötigt werden, sollte die Planung eines Monitoringsystems diesem Anspruch Rechnung tragen. Ein iteratives Vorgehen zwischen den Modulen 1, 2 und 3 und die Entwicklung von einfachen zu komplexen Monitoring-systemen sollte angestrebt werden.

In Modul 4 werden mögliche Auslöser-, Stabilisierungs- und Beschleunigungsfaktoren diskutiert. Um Auslöser von Hangbeschleunigungen (Triggerfaktoren) oder kausale Zusammenhänge zwischen meteorologischen, hydrologischen und hydrogeologischen Parametern und den Hangbewegungen festzustellen, wird eine dichte Datenbasis aus Deformationsmessungen und meteorologischen, hydrologischen und hydrogeologischen Zeitreihen benötigt.

Modul 5 beinhaltet numerische Modellierungen und Standsicherheitsbetrachtungen mit Grenzgleichgewichtsmethoden. Numerische Modelle beinhalten entsprechend der im Vorfeld eindeutig definierten Zielsetzung ausgewählte Aspekte der Module 1 bis 4.

In Modul 6, der Datenanalyse und Interpretation, werden die Daten aus Geometrie, Kinematik, zeitlicher Aktivität und Deformationsverhalten, Trigger-, Stabilisierungs- und Beschleunigungsfaktoren und numerischen Simulationen zusammengeführt, analysiert und bewertet.

## 3. Modul 1: Geologie und Geometrie von Massenbewegungen

Zur Erfassung der Geologie und Geometrie (z.B. Mächtigkeit, Volumen, Gleitbahnen, Teilschollen) von Massenbewegungen können Oberflächenkartierungen und Tiefenerkundungen wie z.B. Bohrungen, Sondierstollen und geophysikalische Untersuchungen durchgeführt werden. Auch Deformationsmessungen, insbesondere linienförmige Messungen entlang von Bohrungen (Inklinometer), aber auch punktförmige Oberflächenmessungen, aus denen 3-dimensionale Bewegungsvektoren abgeleitet werden

# Prozessanalyse und Beurteilung von Massenbewegungen

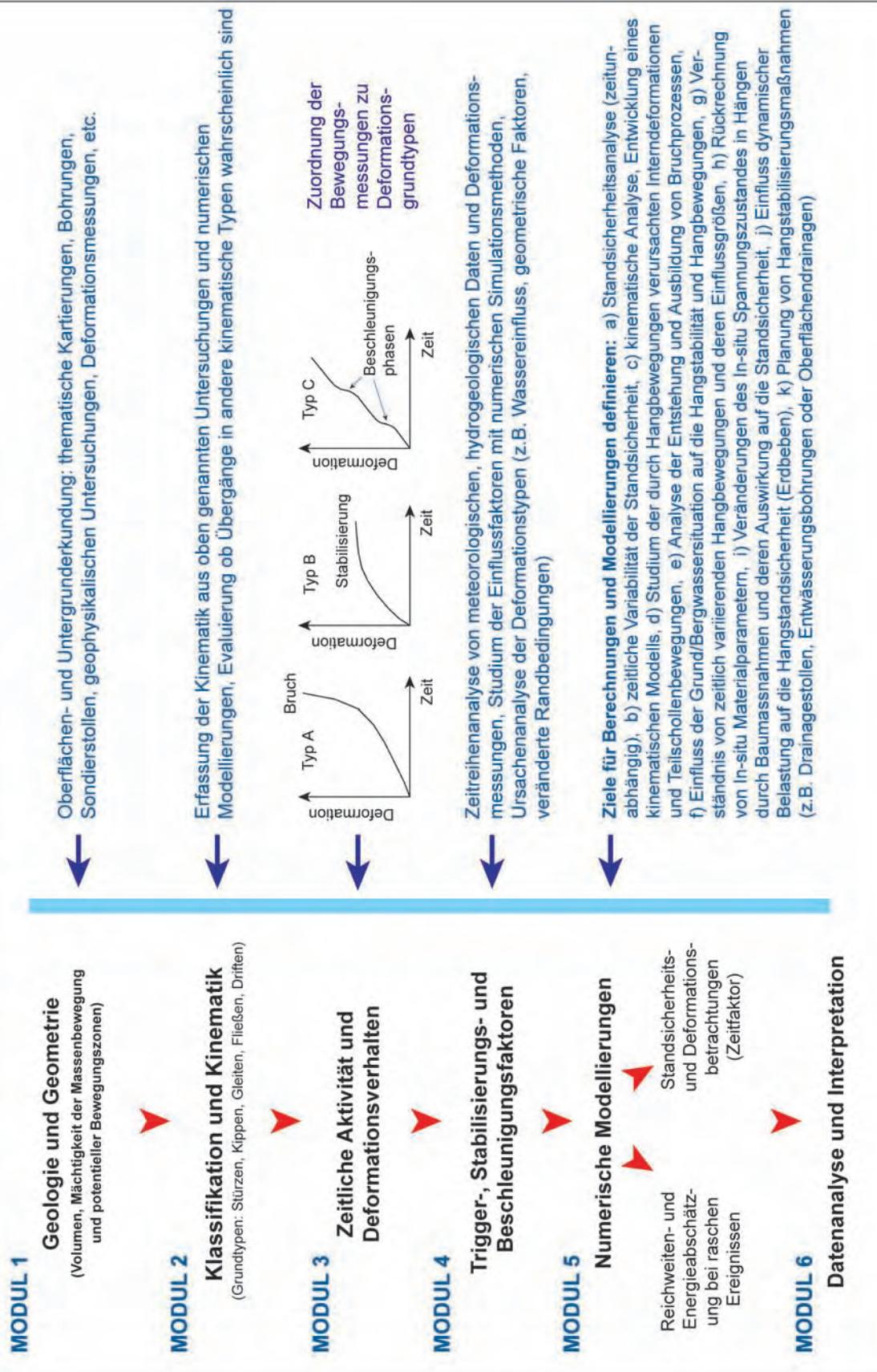


Abb. 1. Schematischer Aufbau des Leitfadens zur Bearbeitung von Massenbewegungen.

können, sind zur Abgrenzung der Geometrie hilfreich (siehe Modul 3).

### 3.1. Kartierungen

**Geologische Kartierungen** beinhalten die lithologische Aufnahme der Fest- und Lockergesteine und der duktilen bzw. spröden geologischen Strukturen wie z.B. Schieferung, Schichtung, Störungszonen und Klüfte.

**Geomorphologische Kartierungen** dienen zur räumlichen Abgrenzung der Anriss-, Transit- und Ablagerungsbereiche und zur Aufnahme von Hangbewegungsindikatoren. Erfasst werden unter anderem Stauchwülste in Kompressionsbereichen, Zug- und Scherrisse (gespannte Wurzeln, gerissene Vegetationsdecken, Gebäuderisse), Nackentälchen und Erosionsflächen. Hinsichtlich der Plandarstellung wird auf die „Generelle Legende für Geomorphologische Kartierungen des Forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinenverbauung in Österreich (Mölk & Neuner 2004)“ und auf den in der Schweiz empfohlenen „Symbolbaukasten zur Kartierung der Phänomene“ (BUWAL 2004) hingewiesen.

**Hydrogeologische Kartierungen** beinhalten Aufnahmen von Quellen, Quellhorizonten, Gerinnen und Versickerungszonen sowie deren zeitliches Verhalten. Im Gelände können physikalische Parameter wie Quellschüttung, Temperatur und elektrische Leitfähigkeit des Wassers gemessen werden.

**Geotechnische Kartierungen** dienen zur geometrischen und fels- bzw. bodenmechanischen Charakterisierung der Fest- und Lockergesteine. Da die mechanischen und hydraulischen Eigenschaften eines Gebirges primär durch das Trennflächennetzwerk bestimmt werden, befasst sich die geotechnische Charakterisierung von Festgestein vorwiegend mit geometrischen, mechanischen und hydraulischen Eigenschaften der Trennflächen (Schichtung, Schieferung, Klüftung, Störungszonen). Die systematische Erfassung des Trennflächengefüges kann mit Hilfe von Scanlines erfolgen. Diese Messmethode erfordert große ebene Aufschlüsse, wie sie entlang von Straßen oder in Steinbrüchen zu finden sind. Aus den Scanline-Daten können verschiedene geometrische Trennflächenparameter (z.B. Anzahl der Trennflächensets, Orientierung, Abstand, Häufigkeit, Vernetzung, Länge, Rauigkeit und Blockgröße) oder genetische Eigenschaften wie Trennflächenfüllung und Verwitterungsgrad systematisch erfasst und quantifiziert

werden (Priest 1993). Die Anwendbarkeit dieser Messmethode sollte aber individuell im jeweiligen Testgebiet überprüft werden. Ist sie nicht möglich, so können die oben genannten Parameter auch im Einzelaufschluss ohne Scanlines abgeschätzt werden. Trennflächenaufnahmen, die nur die Orientierungen der Strukturen beinhalten, sind für eine fundierte geotechnische Beschreibung eines geklüfteten Gebirges unzureichend. Besonders der Abstand und die Größe von Trennflächen sind geotechnisch entscheidende Parameter. Aus den geometrischen Strukturdaten können die in-situ Blockgrößenverteilung, die strukturelle Gesteinsanisotropie oder die Zuordnung von strukturellen Homogenbereichen ermittelt werden, und damit grundlegende Parameter, die für Standsicherheitsabschätzungen und Modellierungen notwendig sind.

Zur geologisch-geotechnischen Charakterisierung von Lockergesteinen werden fazielle und sedimentpetrographische Kennwerte ermittelt, wie Korngröße und Korngrößenverteilung, Matrixart, organische Beimengungen, Lagerungsdichte bei nicht bindigen Böden und Plastizität bzw. Konsistenz bei bindigen Böden. Daneben spielt die räumliche Verbreitung und Heterogenität von Lockergesteinen eine wesentliche Rolle bei der Entstehung von Massenbewegungen.

Als Arbeitsgrundlage thematischer Kartierungen stehen verschiedene Themen der Österreichischen Karte (ÖK), Höhenschichtlinien, digitale Geländemodelle, stereoskopische Luftbilder und georeferenzierte Orthofotos zur Verfügung. Diese Basisdaten stehen analog und digital zur Verfügung und können in GIS-basierten Softwarepaketen zur weiteren Bearbeitung integriert werden. Durch Überlagerung von georeferenzierten Orthofotos und hochauflösenden Geländemodellen können vor und während der Kartierung detaillierte Analysen der strukturgeologischen und geomorphologischen Situation durchgeführt werden. Die sehr genauen, aus luftgestützten Laserscanneraufnahmen abgeleiteten Geländemodelle (Genauigkeit im dm- bis m-Bereich) ermöglichen die detaillierte Kartierung von geomorphologischen Merkmalen im Zusammenhang mit Massenbewegungen (Abb. 2). Aufgrund der Möglichkeit, sowohl Oberflächen- als auch Geländemodelle erstellen zu können, bietet diese Methode vor allem in vegetationsbedeckten Gebieten große Vorteile.

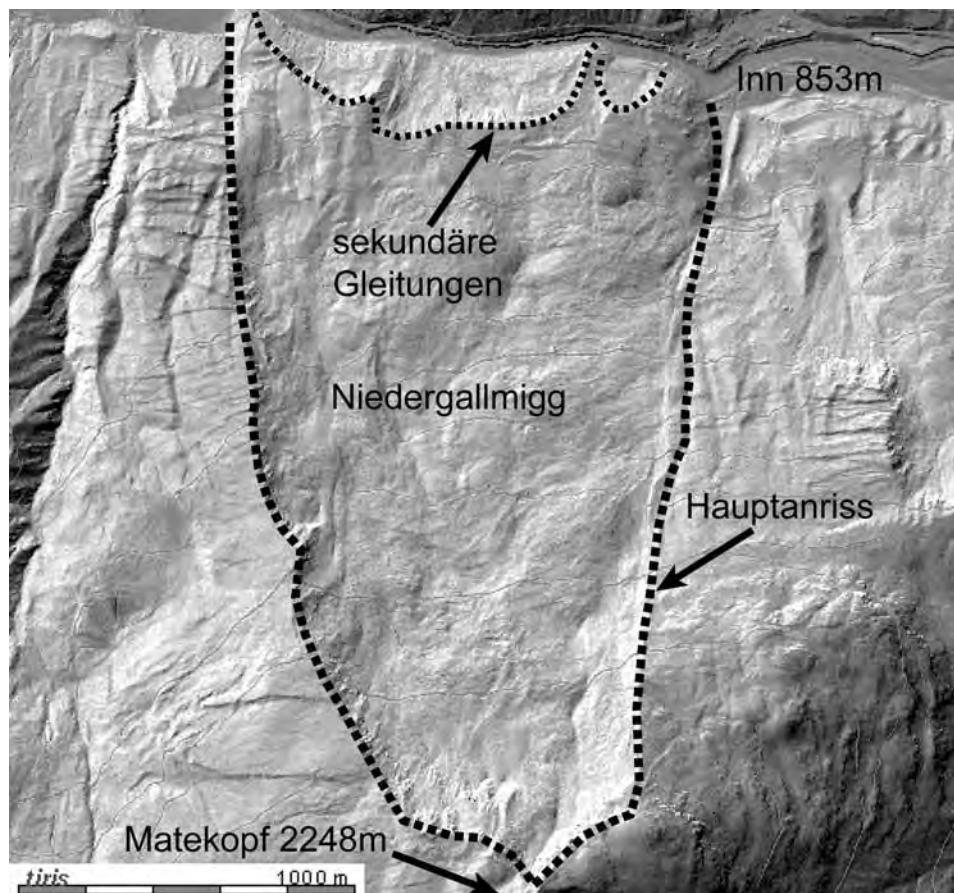


Abb. 2. Luftgestützte Laserscanaufnahme der Massenbewegung Niedergallmigg-Matekopf, Gemeinde Fließ (TIRIS 2007).

### 3.2 Geophysikalische Methoden<sup>1</sup>

Um die Hauptstrukturen und Geometrien (Lage und Geometrie der Bewegungszone, Ausdehnung und Mächtigkeit oder Internstruktur einer bewegten Masse) von Massenbewegungen zu erfassen, können verschiedene geophysikalische Methoden wie zum Beispiel die aktive **Seismik** angewandt werden (Brückl 2001, 2006a). Da unterschiedliche seismische Methoden mit unterschiedlichen Auflösungen und Eindringtiefen zur Auswahl stehen, ist es wichtig, die eingesetzte Mess- und Auswertungsmethode genau zu definieren. Seismische Verfahren beruhen auf der physikalischen Ausbreitung elastischer Wellen im Untergrund. Die Geschwindigkeit der Longitudinalwellen wird durch den Kompressionsmodul, den Schermodul und die Dichte bestimmt. Ziel aller seismischen Methoden ist es, aus der Analyse der seismischen Wel-

lenausbreitung auf die Verteilung der seismischen Geschwindigkeit(en) im Untergrund zu schließen. Die seismisch erfassbaren Materialparameter korrelieren mit geomechanischen Kennwerten.

Bei der aktiven Seismik wird durch künstliche Generierung von elastischen Wellen, die je nach den erforderlichen Reichweiten der seismischen Wellen durch Hammerschläge, mechanisch oder pneumatisch beschleunigte Fallgewichte, Vibratoren oder Kleinsprengungen erzeugt werden können, der Untergrund erkundet. Die Aufnahme der seismischen Wellen (Schwinggeschwindigkeit des Bodens in Abhängigkeit von der Zeit) erfolgt durch Geophone, die linienförmig (2-D Seismik) oder flächenhaft (3-D Seismik) angeordnet sein können. Die Ausgangssignale der Geophone werden je nach Aufnahmesystem analog oder digital zu einer Registriereinheit gesandt.

Die Ausbreitung elastischer Wellen im Untergrund stellt einen überaus komplexen Vorgang dar. Aus diesem Grund wurden verschiedene seismische Verfahren entwickelt, die sich auf die Erfassung und Bear-

<sup>1</sup> Die Beschreibung der seismischen Messmethoden entstammt in modifizierter Form von Chwatal, W., in: Zangerl et al. (2007b).

beitung bestimmter Wellenarten konzentrieren (Kearney 2002). Die drei wichtigsten Verfahren werden im Folgenden beschrieben.

Die **Reflexionsseismik** konzentriert sich auf die Erfassung und Auswertung seismischer Wellen, die an Grenzflächen reflektiert werden. Zur Reflexion kommt es immer dann, wenn sich die seismische Impedanz (=seismische Wellengeschwindigkeit  $\times$  Ge steinsdichte) ändert. Da reflektierte seismische Wellen niemals als Ersteinsätze auftreten können, bedarf es einer entsprechenden Datenerfassung und Auswertung, um diese Signale aus dem gesamten Wellenfeld zu extrahieren. Dazu wurden entsprechende Methoden wie die Statische Korrektur, Spike Deconvolution, Bandpass Filter, dynamische Korrektur NMO, CDP-Stapelung oder Migration entwickelt.

Bei der **Refraktionsseismik** werden kritisch refraktierte seismische Wellen (Kopf- oder Min tropwellen) erfasst und ausgewertet. Kritisch refraktiert wird diejenige Welle bezeichnet, die entlang der Grenzfläche von einem seismischen Medium zu einem anderen Medium mit einer höheren seismischen Geschwindigkeit läuft und dabei kontinuierlich Wellenenergie unter einem kritischen Winkel zurückstrahlt. Eine Bedingung für das Auftreten kritisch refraktierter Wellen ist, dass die seismische Geschwindigkeit des Refraktors über den Geschwindigkeiten aller überlagernden Schichten liegt. Während mit der Reflexionsseismik auch Geschwindigkeitsinversionen (Abnahme mit der Tiefe) erfasst werden können, ist dies mit der Refraktionsseismik nicht möglich. Andererseits liefert die Refraktionsseismik im Vergleich zur Reflexionsseismik mehr Informationen über die seismischen Wellengeschwindigkeiten des Untergrundes. Da kritisch refraktierte Wellen auch Ersteinsätze darstellen, ist die Datenerfassung und Signalbearbeitung einfacher und weniger durch geologische Gegebenheiten beeinflusst als in der Reflexionsseismik. Aus diesen methodischen Besonderheiten ergeben sich auch die Anwendungsgebiete der Refraktionsseismik, wie z.B. die Erfassung der Mächtigkeit von Verwitterungs- und Auflockerungszonen, Talfüllungen, Störungszonen und Gebirgsparametern, bis hin zur Mächtigkeit der gesamten Erdkruste.

Die Grundlage der **seismischen Tomographie** sind die Laufzeiten transmittierter seismischer Wellen. Diese Laufzeiten enthalten eine integrale Information über die seismische Geschwindigkeit des Gebirges. Eine Standardgeometrie der seismischen Tomographie ist die Messung zwischen zwei Bohrungen,

aber sie kann auch für die Oberflächenseismik (Refraktionstomographie) verwendet werden. Die Hauptbedingung ist hier eine Geschwindigkeitszunahme mit der Tiefe, denn nur dann kommt der von der Quelle ausgehende Strahl wieder zur Oberfläche zurück. Bei dieser Methode können auch unter gewissen Umständen Geschwindigkeitsinversionen mit der Tiefe aufgelöst werden. Wesentlich für die Anwendung der tomographischen Methode ist, dass gleiche Elemente der Ebene des tomographischen Schnitts von Strahlen unterschiedlicher Richtung durchlaufen werden. Im Idealfall überdecken die Strahlen Richtungen von  $0^\circ$  bis  $180^\circ$  gegenüber einer Bezugsrichtung. Das Prozessieren der Daten (Picken der Ersteinsätze, Berechnung von initialen Laufzeiten, Inversion der Laufzeitunterschiede) liefert als Ergebnis ein räumliches Geschwindigkeitsfeld.

Bei allen seismischen Methoden hängt die zu erreichende Eindringtiefe und die Auflösung der Geschwindigkeit von der Messkonfiguration (Geophonabstand, der Profillänge) und auch vom Frequenzbereich der Quelle und der Geophone ab. Die Eindringtiefe der Refraktionsseismik ist  $1/4$  bis  $1/3$  der vollständigen Profillänge und daher ist der Geophonabstand normalerweise größer als bei der Reflexionsseismik, bei welcher die Eindringtiefe hauptsächlich durch die Stärke der Energiequelle beeinflusst wird. Für die Auflösung würde ein kleinerer Geophonabstand immer die bessere Wahl sein, aber aufgrund der begrenzten Instrumentenausrüstung muss immer ein Kompromiss zwischen Eindringtiefe und Auflösung geschlossen werden. Der Frequenzbereich der seismischen Messung schränkt auch die Auflösung ein, da die Wellenlänge der seismischen Welle ein Produkt der Frequenz und der Geschwindigkeit ist. Daher muss die Ausdehnung einer unter der Oberfläche liegenden Struktur ausreichend groß sein, um von einer Seismik erfasst werden zu können. Allgemein kann für alle Methoden eine Genauigkeit der Geschwindigkeit und der Tiefe von  $\pm 15\text{--}20\%$  angegeben werden.

Standardmäßig werden seismische Messungen entlang von 2D-Profilen durchgeführt. Da diese bei komplizierten geologischen 3D-Strukturen große Nachteile besitzen, wurden in den letzten Jahren besonders in der Erdölexploration, aber auch bei Massenbewegungen vermehrt seismische 3D-Messungen durchgeführt (Chwatal et al. 2005). Zudem werden Reflexions- und Refraktionsseismik häufig kombiniert als **hybride Seismik** auf ein und denselben Datensatz angewandt (Frei & Keller 2000).

Seismische Untersuchungen ermöglichen eine Volumenabschätzung der bewegten Masse. Aus den seismisch ermittelten Geschwindigkeiten kann eine Geschwindigkeits-Tiefen Funktion berechnet werden. Daraus lässt sich die Porosität des gestörten Gebirges für jede Tiefe in der bewegten Masse mit Hilfe von mathematischen Beziehungen abschätzen, die wiederum Hinweise auf die Dilatation (Volumenzunahme durch Hangdeformation) der Massenbewegung gibt (Watkins et al. 1972, Brückl 2001).

**Georadar** Systeme (Ground Penetrating Radar, GPR) ermöglichen rasche Untergrunderkundungen bis zu Tiefen von einigen Zehnermetern. Bei dieser Methode wird von einer Antenne ein elektromagnetischer Impuls im Radiofrequenzband ausgesendet, der von einer weiteren Antenne wieder empfangen wird. An den Grenzen der unterschiedlichen Gesteinstypen wird das Signal teilweise reflektiert bzw. durchgelassen. Bei Massenbewegungen werden Georadarmessungen im Frequenzbereich von einigen 10er MHz durchgeführt. Solche Frequenzen führen bei einer Geschwindigkeit von ca.  $10^{-8}$  m/s zu Wellenlängen zwischen 0,1 und 1,0 m. Da die Auflösung eines Georadars im Bereich der eingesetzten Wellenlänge liegt, stellt das GPR eine der höchstauf lösenden geophysikalischen Messmethoden dar.

Die physikalischen Grundlagen der Georadarmethode beruhen auf elektromagnetischen Phänomenen, die durch partielle Gleichungen (Maxwell Gleichungen) beschrieben werden. Zum Lösen dieser Gleichungen wird als Materialparameter vor allem die Dielektrizitätskonstante benötigt, die in den meisten Gesteinen zwischen 5 und 20 liegt (Lowrie 1997).

In den Ostalpen wurden Untersuchungen mit dem Georadar an Blockgletschern und wasser-ungesättigten Talus-Ablagerungen durchgeführt (Sass & Wollny 2001, Krainer et al. 2002), aber auch in verschiedenen Ablagerungsgebieten von Massenbewegungen eingesetzt, um deren Mächtigkeiten, interne Strukturen und räumliche Verteilung zu erkunden (Prager et al. 2006). Basierend auf detaillierten Geländeuntersuchungen, und im Fernpass-Gebiet zusätzlich kalibriert durch Bohrungen bis 14 m Teufe, konnten die prozessierten und topographisch korrigierten GPR Daten verschiedenen Ablagerungseinheiten zugeordnet werden. In beiden Untersuchungsgebieten zeigen die bis zu 250 m langen Radargramme mehrere distinkte Reflektoren, die in Tiefen von 20–30 m reichen und sowohl variierende Intensitäten als auch unterschiedliche Geometrien aufweisen. Im Fernpass Gebiet wurden die Radarsig-

nale durch seicht liegende Grundwasserkörper nicht effektiv abgeschirmt, sondern drangen in tiefer liegende Abschnitte der wassergesättigten Bergsturzablagerungen und deren Substrat ein. Neben Georadarmessungen von der Geländeoberfläche aus können mit unterschiedlichen Bohrlochgeoradsystemen die Geometrien von Trennflächen, Auflockerungs- und Bewegungszonen in Bohrungen erkundet werden (Spillmann 2007).

Neben den oben beschriebenen geophysikalischen Methoden stehen zur Erkundung von Massenbewegungen noch andere geoelektrische Verfahren zur Verfügung, z.B. Gleichstromverfahren und Methoden der Elektromagnetik. Die physikalischen Grundlagen dazu sind ausführlich in Lowrie (1997) beschrieben, ausgewählte praktische Anwendungen an Massenbewegungen in Mauritsch et al. (2000) und Jomard et al. (2007).

### 3.3 Bohrungen

Vielfach werden zur Erkundung des Internaufbaus von Massenbewegungen Bohrungen abgeteuft oder wie z.B. in Gepatsch (Kaunertal, Tirol) Sondierstollen errichtet (Lauffer et al. 1971). Hinsichtlich der Beschreibung und sorgfältigen Planung der unterschiedlichen Bohrverfahren wird auf Prinz (1997) verwiesen. Das Ziel der relativ kostspieligen Bohrungen und Sondierstollen besteht in der Erfassung von a) lithologischem und strukturellen Internbau, b) Mächtigkeit und Volumen, Zerlegungsgrad und Korn/Blockgrößenverteilung in den unterschiedlichen lithologischen Einheiten, c) Aufbau, Anzahl und Tiefenlage der Bewegungszone(n) und d) hydrogeologischen Verhältnissen der Massenbewegung.

Bohrungen eignen sich ideal zur Instrumentierung mit hoch entwickelten Deformations- sowie hydrogeologischen und geophysikalischen Messsystemen. So lassen sich die Bewegungen und Interndeformationen entlang einer Bohrung linienweise mit Inklinometer und Extensometer, die Kluft- bzw. Porenwasserdrucke und deren zeitlichen Schwankungen permanent mittels Piezometer oder die mikroseismischen Aktivität des Hanges mittels installierter Bohrlochgeophone überwachen. Weiters eignen sich Bohrungen zur Kalibrierung geophysikalischer Oberflächenmessungen und damit zur Extrapolation des Untergrundaufbaus zwischen den Bohrungen.

Zu Inklinometermessstellen ausgebauten Bohrungen ermöglichen eine eindeutige Lokalisierung von

Bewegungszonen bei aktiven Gleitungen, nicht jedoch bei ruhenden oder inaktiven Systemen; in diesen Fällen können Bohrkernauswertungen und Bohrlochloggingdaten auf potentielle Bewegungszonen hinweisen. Bei Hängen mit sehr langsam bis langsam Bewegungen von wenigen Zentimetern pro Jahr ist die Messgenauigkeit des Inklinometersystems bei der Dateninterpretation und Planung von Folgemessungen zu berücksichtigen (siehe Modul 3).

Da viele Fallbeispiele die Reaktivierung von inaktiven oder ruhenden Massenbewegungen durch Baumaßnahmen (z.B. Dämme oder Böschungsunterschneidung, Zischinsky 1969) aufzeigen, ist dem Erkennen solcher Strukturen besondere Beachtung zu schenken. Wenn auch die Unterscheidung von tektonisch und gravitativ (d.h. durch Massenbewegungen) gebildeten nicht verfestigten Gesteinszerreibungsprodukten (Kakirite, Fault Gouges) meist sehr schwierig ist, so können durch Bestimmung des RQD (Rock Quality Designation), der Trennflächendichte sowie einer detaillierten Gesteinsbeschreibung potentielle Bewegungszonen und die Grenze zwischen bewegter Masse und stabilem Untergrund erfasst werden.

An Proben aus Kernbohrungen können fels- bzw. bodenmechanische und hydraulische Laborversuche zur Bestimmung von unterschiedlichen Kennwerten durchgeführt werden.

Um geologische, hydrogeologische und geotechnische in-situ-Kennwerte zu gewinnen, eignen sich bohrlochgeophysikalische Messungen. Viele der nachfolgend genannten Untersuchungsmethoden benötigen eine wassergefüllte Bohrung. Zur Abschätzung der hydrogeologischen Parameter wie der hydraulischen Durchlässigkeit, Transmissivität, statischen Druckhöhe und Speicherkapazität eignen sich Einzel- und Mehrfachpackertests oder Pumpversuche (Tacher et al. 2005).

Mit Bohrlochsonden können kontinuierlich die natürliche Radioaktivität, Temperatur, elektrische Leitfähigkeit, Strömung und andere Parameter entlang einer Bohrung aufgezeichnet werden.

Eine Temperatursonde misst die vertikale Variation der Wassertemperatur in einer Bohrung zur Bestimmung von Zu- und Abflusszonen oder allgemein von thermischen Anomalien.

Die elektrische Leitfähigkeitsmessung in einer Bohrung gibt die Konzentration der gelösten Ionen im Grundwasser an. Werden in einer Bohrung Änderungen der Leitfähigkeit festgestellt, so ist das ein Hinweis auf Zu- oder Abflusszonen.

Flowmeter messen sowohl die Richtung der vertikalen Strömungen als auch deren Durchflussraten und können im stationären Zustand oder während eines Pumpversuches eingesetzt werden. Durch die Analyse der beiden Messungen können quantitative Aussagen über die hydraulischen Durchlässigkeiten der wasserführenden Gesteine gemacht werden.

Die Natural-Gamma Sonde detektiert die natürliche Gamma-Strahlung, die aus dem Zerfall der natürlich auftretenden instabilen radioaktiven Isotope Kalium ( $^{40}\text{K}$ ) und der Uran (U)-, Thorium (Th)-Reihen entstehen. Mit der Spektral-Gamma Ray Sonde können nach Kalibrierung mit Standards sogar Konzentrationen der Isotope  $^{40}\text{K}$ ,  $^{238}\text{U}$  und  $^{232}\text{Th}$  gemessen werden. Da prinzipiell feinkörnige tonreiche Lockergesteine reich an diesen Isotopen sind, eignet sich diese Methode zur Lokalisierung von tonreichen Gesteinen. Neben den klassischen sedimentären Tonen können mit dieser Sonde auch feinkörnig zerriebene Störungs- und Bewegungszonen (Fault Gouges, Rider 2006) erfasst werden. Der Natural-Gamma Log wird zur lithologischen Gliederung und zur Korrelation von mehreren Bohrungen eingesetzt und lässt sich sowohl in offenen als auch in verrohrten Bohrlöchern durchführen.

Mit speziellen Kalibersonden werden die Bohrungstrajektorien (Azimuth und Inklination) und die Abweichungen vom Bohrlochdurchmesser in Abhängigkeit von der Tiefe gemessen. Da Bohrungen oft markant vom Lot abweichen, verhindert eine genaue Bohrlochvermessung Fehlinterpretationen von Messungen (z.B. Inklinometermessungen). Durch Lokalisierung der Abweichungen des Bohrlochdurchmessers vom Sollwert durch Ausbrüche können stark aufgelockerte und zerbrochene Zonen erkannt werden.

Optische (optical) und akustische (acoustic) Televiewer liefern ein hochauflösendes Abbild der Bohrlochwand zur Bestimmung der Orientierung von Schichtgrenzen, Schieferungsflächen, Klüften, Störungszonen und Bewegungszonen. Die Tiefen- und Richtungszuordnung von Bohrlochwandausbrüchen gibt Hinweise auf das rezente in-situ Spannungsfeld.

Die Full Wave Sonic Sonde eignet sich zur Bestimmung der Geschwindigkeiten, Frequenzen und Amplituden von unterschiedlichen Wellenarten wie z.B. Kompressions- und Scherwellen entlang einer Bohrung (Laws 2001). Die Geschwindigkeits- und Dämpfungsvariationen der Wellen korrelieren mit den Änderungen der elastischen Eigenschaften und der Dichte. So sinkt die Kompressions- und Scherwel-

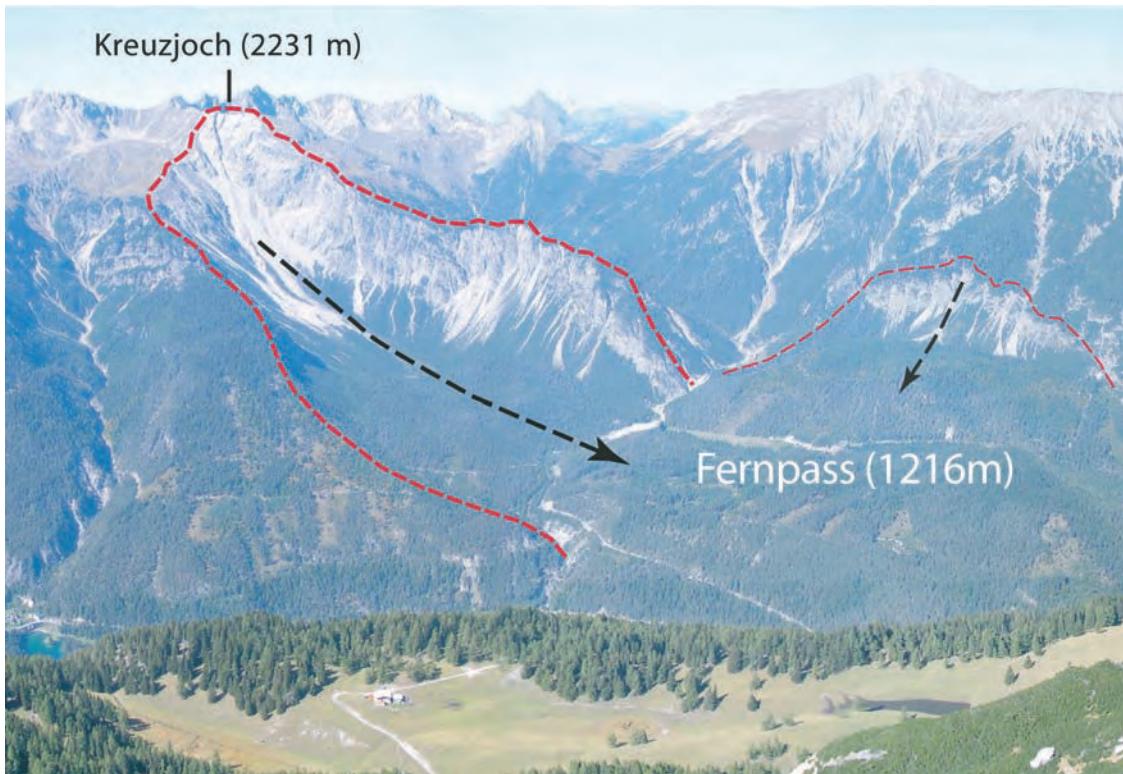


Abb. 3. Keilförmige Ausbruchfläche des fossilen Fernpass Bergsturzes (Nördliche Kalkalpen).

lengeschwindigkeit und Amplitude mit zunehmender Porosität oder Kluftdichte. Aus den gemessenen Kompressions- und Scherwellengeschwindigkeiten und bekannter Dichte können für den jeweiligen Tiefenabschnitt dynamische elastische Parameter wie z.B. der dynamische Elastizitätsmodul abgeleitet werden (Hudson 1993). Full Wave Sonic Sonden sind für tiefenabhängige Bestimmungen der Porosität, der Gesteinsfestigkeit oder der dynamischen elastischen Gesteinsparameter konzipiert, sowie zur Lokalisierung von Zonen erhöhter Trennflächendichte und Permeabilität.

Bohrlochaufweitungsversuche mit Dilatometern werden zur Ermittlung des Belastungs- und Verformungsverhaltens von Fest- und Lockergestein eingesetzt. Das Prinzip eines Bohrlochaufweitungsversuchs besteht darin, dass durch eine Bohrlochsonde, die im Wesentlichen aus einer hydraulischen Zelle besteht, über einen bestimmten Bohrlochabschnitt auf die Bohrlochwand ein Innendruck übertragen wird. Die dadurch eintretenden Verschiebungen der Bohrlochwand ermöglichen, unter idealisierten Annahmen, eine Aussage über die Verformbarkeit des Felses im Bereich des belasteten Bohrlochabschnitts

(Wittke et al. 1984). Aus Bohrlochaufweitungsversuchen können die Verformungs- und Elastizitätsmodule abgeschätzt werden.

### 3.4. Abschätzung des Volumens

Die Berechnung der Volumina von Massenbewegungen, z.B. des Abbruchvolumens eines potentiellen Bergsturzes, kann auf Basis digitaler Höhenmodelle mit Hilfe eines geographischen Informationssystems (GIS) oder anderer Softwarepakete erfolgen. Besonders die sehr genauen, aus luftgestützten Laserscanneraufnahmen abgeleiteten digitalen Höhenmodelle eignen sich bestens zu computergestützten Volumenberechnungen der potentiell instabilen bzw. bewegten Massen.

Die Methode beruht auf der Berechnung der Volumendifferenz von zwei entsprechend genau digitalen Geländemodellen. Während das erste Geländemodell die topographische Geländesituation mit potentieller instabiler Masse repräsentiert, stellt das zweite Geländemodell die Oberfläche nach dem Versagen des Hanges dar (ohne instabile Masse).

Um das Volumen einer Massenbewegung zu ermitteln, wird der definierte Hangabschnitt mit einer geologisch plausiblen Gleitzone bzw. Ablösefläche digital unterlegt. Die Differenz der Volumen des Prä- und Postabbruchhanges entspricht dem potentiell instabilen Hangvolumen.

Auch bei umgekehrter Vorgangsweise zur Abschätzung der Volumina eines bereits erfolgten Berg- bzw. Felssturzereignisses ist diese GIS-basierte Methode geeignet (Abb. 3, Beispiel Fernpass Bergsturz). Da die aktuelle Topographie im Abbruchbereich keine instabilen Massen mehr beinhaltet (Abb. 4), muss eine Topographie, die dem Zustand vor dem Versagen entspricht, generiert werden (Abb. 5).

Die künstlich generierten Topographien im Bereich der bewegten Masse können am einfachsten aus vektorisierten Höhenschichtlinien erfolgen und in ein digitales Höhenmodell (GRID-Rasterdaten oder TIN – Triangulated Irregular Network) übergeführt werden.

#### 4. Modul 2: Klassifikation und Kinematik von Massenbewegungen

Zur Klassifikation von Massenbewegungen findet sich in der Fachliteratur eine Vielzahl an unterschiedlichen Ansätzen. Dementsprechend werden Massenbewegungen nach geomorphologischen Kriterien, nach Art der Bewegung (Kinematik) oder nach der Hangaktivität (Bewegungsgeschwindigkeit) klassifiziert. Die unterschiedlichen Betrachtungsweisen führten dazu, dass identische Begriffe für geomorphologische und kinematische Klassifikationen von Massenbewegungen verwendet werden.

Ein typisches Beispiel für die uneinheitliche Terminologie bei Massenbewegungen stellt der Begriff „Sackung“ dar. Eine Sackung kann als kinematischer Begriff zur Beschreibung eines Phänomens Anwendung finden und definiert in dieser Form ein in den Berg hinein kontinuierlich abnehmendes langsames Hangabwärtskriechen von Fels, wobei keine diskrete basale Bewegungszone ausgebildet ist (Stini 1941, Poisel 1998). Derselbe Begriff kann aber geomorphologische Beobachtungen, die aus Bewegungen mit ausgeprägter vertikaler Bewegungskomponente entstanden sind, beschreiben und keinerlei Hinweise über die Ausbildung von Bewegungszonen geben (Weidner 2000). In dieser Form ist die Abgrenzung zum Gleiten fließend. Auch der vielfach verwendete Begriff „Talzuschub“ (Stini 1941) beschreibt eigent-

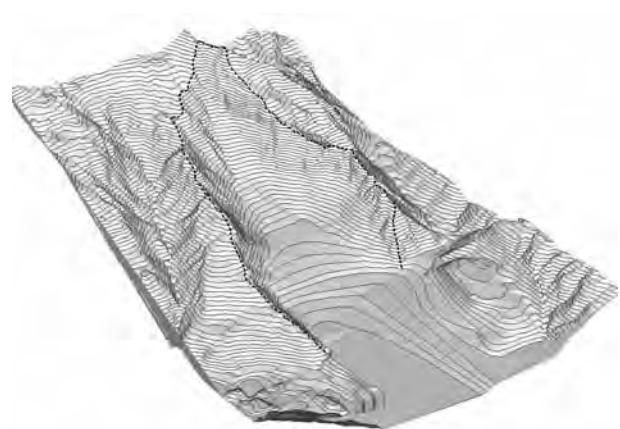


Abb. 4. Digitales 3D-Geländemodell der Ausbruchfläche des Fernpassbergsturzes mit digital entfernten proximalen Ablagerungen (digitale Datengrundlage: TIRIS).

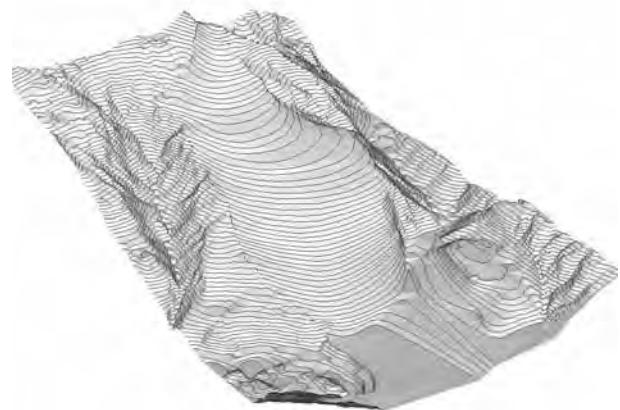


Abb. 5. Digitales 3D-Geländemodell des Prä-Abbruchgebietes des Fernpass Bergsturzes mit vermuteter konvexer Geometrie des Paläohanges (digitale Datengrundlage: TIRIS).

lich geomorphologische und weniger kinematische Phänomene. „Kriechen“ im Zusammenhang mit Massenbewegungen wird vorwiegend bei sehr langsamem Hangbewegungen mit kontinuierlicher Abnahme der Verschiebungen in der Tiefe verwendet (Hae-feli 1967). Unter Kriechen im rheologischen Sinne versteht man hingegen die kontinuierliche Materialverformung bei konstanten Spannungsbedingungen (z.B. Hudson & Harrison 1997).

Aufgrund dieser Komplexität und der Unklarheit, die speziell im deutschsprachigen Raum für die Klassifikation von Massenbewegungen existiert, wurde in diesem Leitfaden auf die prozessorientierte Klassifikation von Cruden & Varnes (1996) zurückgegriffen. Dies ist auch im Sinne internationaler Harmonisie-

rungsbemühungen, die von der Arbeitsgruppe „UNESCO Working Party on World Landslide Inventory (WP/WLI, 1993)“, bestehend aus der „International Association of Engineering Geology (IAEG)“, dem „Technical Committee on Landslides of the International Society for Soil Mechanics and Foundation Engineering (ISSMFE)“ und der „International Society for Rock Mechanics (ISRM)“ initiiert wurde.

Diese Arbeitsgruppe übernahm die von Cruden (1991) vorgeschlagene einfache und klare Definition für den Begriff „Landslides“: „*Landslide is a movement of a mass of rock, earth or debris down a slope*“. In dieser Definition werden Bodensetzungen (ground subsidence), Schneelawinen (snow avalanches) und Eisstürze (ice falls) nicht, Murgänge (debris flows) dagegen schon dazugezählt. Aufbauend auf der englischen Nomenklatur ist in diesem Leitfaden der Begriff „Massenbewegung“ äquivalent dem von „Landslides“, unabhängig davon, ob in der deutschsprachigen Literatur andere Begriffsdefinitionen dafür bestehen. Auch Müller-Salzburg (1992) hat die praxistaugliche Klassifikation von Varnes (1978) übernommen.

Nach den Ansätzen der WP/WLI (1993) werden Massenbewegungen unter anderem basierend auf der Kinematik, der Materialzusammensetzung, der Aktivität, des Wassergehalts und der Bewegungsrate (Geschwindigkeit) klassifiziert. In diesem Leitfaden baut die Einteilung von Massenbewegungen vorwiegend auf Aspekten der Kinematik (Bewegungsmechanismus) und der Materialzusammensetzung auf. Die Unterteilung entsprechend der Materialzusammensetzung erfolgt in Fest- und Lockergestein (Rock, Debris, Earth). Das Lockergestein wird in eine vorwiegend grobkörnige Kornfraktion, gekennzeichnet durch 20–80 % größer als 2 mm (Debris: Kiese, Steine), und in eine vorwiegend feinkörnige Kornfraktion mit 80–100 % kleiner als 2 mm (Earth: Ton, Silt, Sand) unterteilt.

Die Verwendung morphologischer Begriffe zur Klassifikation von Massenbewegungen ist im Sinne einer Prozess- und Gefahrenanalyse weniger zielführend, da zur Planung und Installation von Monitoringsystemen aber auch für analytische Berechnungen bzw. numerische Modellierungen der kinematische Bewegungsmechanismus definiert werden muss. Ist eine kinematische Zuordnung aufgrund von Aufschlussbedingungen, Zugänglichkeit und/oder begrenzter finanzieller Mittel für Untergrunderkundungen nicht eindeutig möglich, können unterschiedliche kinematische Szenarien evaluiert werden.

Grundsätzlich können Massenbewegungen entsprechend der WP/WLI (1993) in fünf kinematische Grundtypen unterteilt werden:

- Fallen
- Gleiten
- Kippen
- Fließen
- Driften

Natürlich treten häufig Mischformen der verschiedenen Bewegungsmechanismen auf und erschweren eine scharfe Abgrenzung. Deshalb ist es bei komplexen Mischformen wichtig, die Geometrie (Mächtigkeit und Volumen), den Bewegungsmechanismus und die Aktivität (Geschwindigkeit) im Detail zu beschreiben.

#### 4.1. Stürzen, Fallen (Fall)

Sturzprozesse entstehen durch Ablösen von Fest- und/oder Lockergestein von einer steilen Hangfläche, wobei keine oder nur geringe Scherbewegungen auftreten. Das Material stürzt vorwiegend frei fallend, springt und/oder rollt mit generell hoher Geschwindigkeit den Abhang hinunter (Abb. 6). Dabei kann das Ablösen aus dem Gesteinsverband durch Mechanismen wie Gleiten oder Kippen induziert sein. Generell sind Sturzprozesse durch hohe Bewegungsgeschwindigkeiten von mehreren Metern bis 10er Metern pro Sekunde gekennzeichnet und verfügen aufgrund der oft großen Reichweite ein hohes Zerstörungspotential.

Sturzprozesse sind z.B. Stein- und Blockschlag, Fels- und Bergsturz, und können räumlich in Ablösegebiet, Transitstrecke und Ablagerungsgebiet unterteilt werden. Stein- und Blockschlag sind durch isolierte Stürze von Steinen und Blöcken mit geringer mechanischer Interaktion zwischen den Komponenten gekennzeichnet. Beim Felssturz löst sich eine zusammenhängende Gesteinsmasse aus dem Verband und stürzt ab, wobei es zur Fragmentierung in Steine und Blöcke kommt. Das Volumen von Felsstürzen liegt meist unter 1.000.000 m<sup>3</sup> pro Ereignis (Abele 1974). Bergstürze hingegen sind durch größere Volumina und Reichweiten gekennzeichnet.

#### 4.2. Kippen (Topple)

Beim Kippen lösen sich Fest- oder Lockergesteinspakete durch Rotation aus dem Hang heraus, wobei der Massenschwerpunkt des kippenden Ge-

steinspakets über der Rotationsachse bzw. dem Rotationspunkt liegt (Abb. 7 und 8). Aufgrund ihres Eigengewichts erfahren die abgelösten Gesteinspakete oder Kluftkörper eine Biegebeanspruchung. Kippprozesse können aber auch durch Wasser- bzw. Eisdruck oder plastische Verformungen der unterliegenden Gesteine ausgelöst werden. Kippen kann zu Folgeprozessen wie Stürzen oder Gleiten führen, abhängig von der Geometrie der bewegten Masse, der Geometrie der Trennflächen und der Topographie. Häufig kommt es beim Kippen zu beschleunigten Bewegungen mit anschließendem Bruchversagen. Kippen entwickelt sich in Gesteinen mit einem dominierenden, steil stehenden Trennflächensystem (z.B. Bankung, lithologischer Lagenbau, Schieferungsflächen, Kluftsysteme), welches parallel zum Hang streicht. Auf den einzelnen Ablöseflächen finden differentielle Scherbewegungen statt, vergleichbar einem Kartenspielstapel, der umgebogen wird (Prinzip der Biegegleitfaltung).

Die Geschwindigkeitsverteilung eines idealen Kippprozesses ist durch die kontinuierliche Abnahme der Geschwindigkeit mit der Tiefe und durch zunehmend steiler einfallende Bewegungsvektoren bei fortschreitenden Rotationsbeträgen charakterisiert (Abb. 8). Generell können zwei Haupttypen des Kippens unterschieden werden: a) beim Biegekippen (flexural toppling, Abb. 7) entstehen Biegezugrisse, die sich normal auf die Haupttrennflächen ausbilden und b) beim Blockkippen treten die Kippbewegungen an bereits bestehenden quaderförmigen Kluftkörpern auf (block toppling, Poisel 1998). Ein typischer Kippprozess tritt in Form von Hakenwurf in engständig geschieferten, dünn gebankten bzw. feinschichtigen Gesteinen auf.

#### 4.3. Gleiten (Slide)

Gleitungen sind durch die Hangabwärtsbewegung von Locker- oder Festgestein entlang einer oder mehrerer diskreter Bewegungsflächen oder -zonen, in denen der Hauptanteil der Hangdeformation stattfindet, gekennzeichnet (Abb. 9). Tritt nur eine planare aktive Bewegungszone auf, so verhält sich die bewegte Masse im Idealfall als Block mit geringen Interndeformationen. Da Bewegungszonen aber generell nicht durchgehend glatt oder planar ausgebildet sind und die mechanischen Eigenschaften und Kluft- bzw. Porenwasserdruck entlang dieser Zonen lokal variieren, entstehen bei zunehmenden Verschiebungsbeträgen

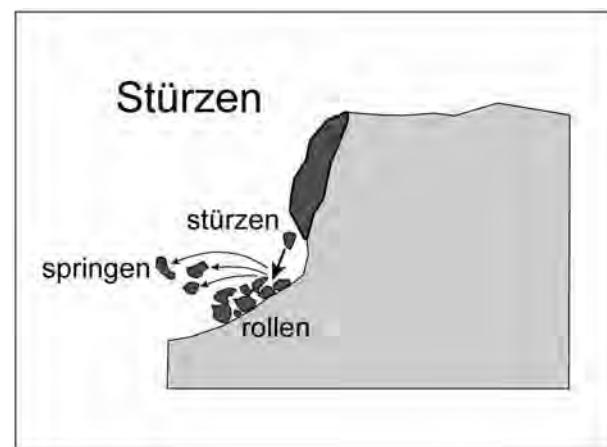


Abb. 6. Stürzen: stürzende, rollende und springende Bewegungen.

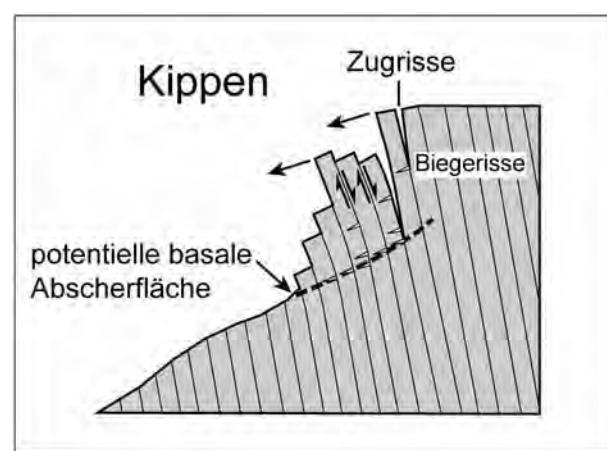


Abb. 7. Kippen: Rotation von Gesteinspaketen mit angezeigten Relativbewegungen an den Trennflächen.

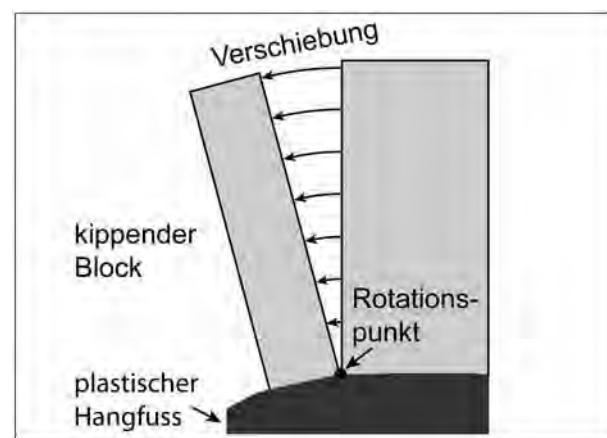


Abb. 8. Verteilung der Blockverschiebungen beim Kippen aufgrund plastischer Deformationen des Hangfußes (Änderung des Einfallwinkels der Verschiebung- und Geschwindigkeitsvektoren).

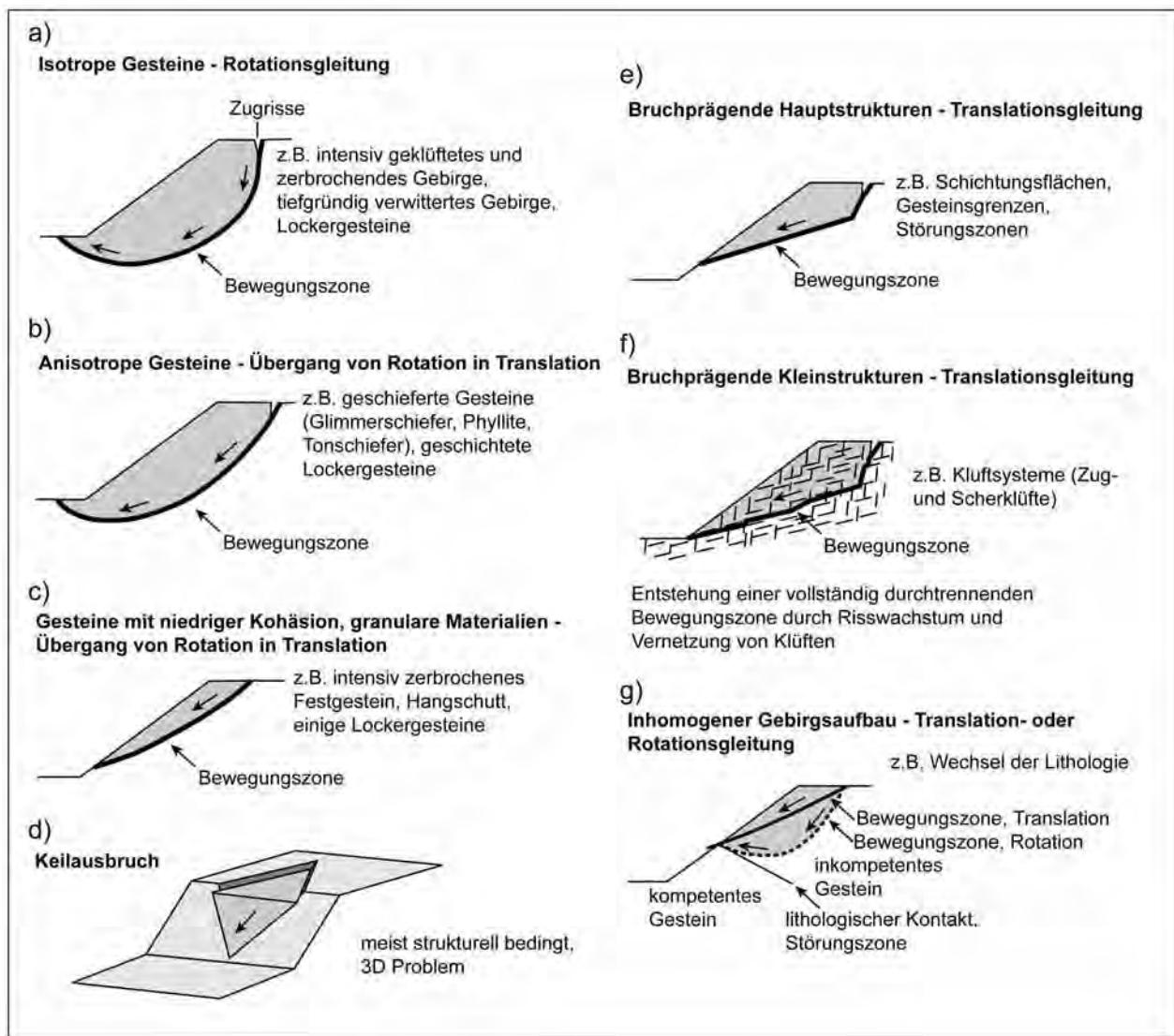


Abb. 9. Unterschiedliche Arten des Gleitens: a) Rotationsgleitung in isotropen, homogenen Gesteinen, b) Übergang zwischen Rotations- und Translationsgleitung in anisotropen Gesteinen, c) Translationsgleitung in granularen Materialien mit niedriger Kohäsion, d) strukturell bedingter Keilausbruch (3-D Problem), e) strukturell, d.h. durch prä-existierende spröde Störungszonen oder Schichtungsf lächen bedingte Translationsgleitung, f) strukturell beeinflusste, d.h. prä-existierende Klüfte vernetzten sich zu einer zusammenhängenden Bewegungszone und führen zu einer Translationsgleitung und g) ein lithologisch inhomogener Gebirgsaufbau wie z.B. kompetentes Gestein im Hangfuß kann die Ausdehnung der Bewegungszone für eine Translations- oder Rotationsgleitung limitieren (modifiziert und ergänzt nach Hudson & Harrison 1997).

Interndeformationen der Masse (Dehnungen, Stauungen, syn- und antithetische Gräben – Nacken – tälern, Überschiebungen) und damit Teilschollen unterschiedlicher Geometrie und Bewegungsaktivität.

Die Bewegung entlang einer zusammenhängenden Gleitzone entsteht nicht plötzlich, sondern erst durch progressive Bruchprozesse ausgehend von lokalen Schwächezonen. Erst nach Bildung einer zusammenhängenden Bewegungszone spricht man von einer Gleitung im engeren Sinne. Werden die Hangverschiebungen einer Gleitung zunehmend

größer, überfährt die bewegte Masse im Bereich des Hangfußes die ursprüngliche Geländeoberfläche, welche dann als Trennfläche zwischen stabilem Hang und bewegter Masse fungiert und damit Teil der Bewegungszone wird. Bei fortschreitenden beschleunigten Bewegungen können Gleitungen in Fließprozesse übergehen und dadurch größere Reichweiten erlangen. Gleitungen können Ausdehnungen von Metern bis Kilometern und Geschwindigkeiten von wenigen Millimetern pro Jahr bis zu mehreren 10er Metern pro Sekunde erreichen.

Aufgrund kinematischer und standsicherheits-theoretischer Überlegungen werden Gleitungen in Rotations- und Translationstypen, die als Endglieder fungieren, unterschieden. In der Natur ist eine eindeutige Abgrenzung zwischen Rotations- und Translationsgleitung oft schwierig. So zeigen auch Translationsgleitungen im Hangfußbereich eine Tendenz zur Verflachung der Bewegungsvektoren aufgrund veränderter kinematischer Freiheiten der Gleitmasse (z.B. Anfahren des Talbodens).

#### 4.3.1 Rotationsgleitung

Bei diesem Deformationstyp, der vor allem in mechanisch isotropen Gesteinen auftritt, bewegt sich die Masse auf einer gekrümmten oder konkaven Bewegungszone (Abb. 9). Bei kreisförmigen Bewegungszonen bestimmen kinematische Grundlagen, dass die Masse mit Ausnahme im Hangfußbereich nur gering intern deformiert wird. Während im oberen Bereich tendenziell steile bis vertikale Verschiebungen auftreten, sind die Verschiebungsvektoren im Hangfußbereich durch flaches Einfallen gekennzeichnet oder sogar aufwärts gerichtet (Hebungen). Oberhalb des Hanges kann an einer eventuell vorhandenen Plateaufläche ein Rückwärts-Kippen in Richtung Anrissfläche auftreten und so die Bildung von Senken bzw. Nackentälern mit Tümpeln und Seen bewirken (Abb. 9).

#### 4.3.2 Translationsgleitung

Bei einer Translationsgleitung werden die Gesteinspakete entlang planarer, undulierender Bewegungszonen oder Flächen verschoben (Abb. 9 und 10). Während bei Rotationsgleitungen die Tendenz besteht, die bewegte Masse durch die Rotation in einen Gleichgewichtszustand überzuführen, setzt sich eine Translationsbewegung ungehindert fort, solange die Bewegungszone ausreichend steil geneigt ist und die kinematischen Freiheiten gegeben sind. Häufig werden Translationsgleitungen durch einzelne Haupttrennflächen oder Trennflächensysteme, z.B. spröde Störungszonen, Klüfte, Schieferungs- und Schichtungsflächen, lithologischer Lagenbau oder Gesteinskontakte (z.B. Lockergestein gleitet auf Festgesteinsoberfläche ab) ausgelöst, wobei eine zusammenhängende Bewegungszone a) aufgrund der geologisch strukturellen Prädisposition schon vor-

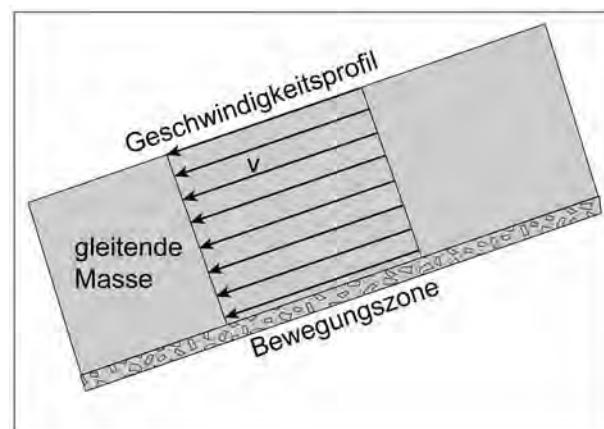


Abb. 10. Ideale Geschwindigkeitsverteilung in einer Translationsgleitung: Die Hauptdeformationen finden in einer unterschiedlich mächtigen Bewegungszone statt, während sich das darüberliegende Gesteinspaket en-bloc Hang abwärts verschiebt und nur geringe Interndeformationen zeigt. In der Natur finden häufig Kombinationen zwischen Gleiten und Fließen (siehe Abb. 11 und 12) statt. Da Gleitzonen in der Natur keine ebenen planaren Flächen darstellen bzw. deren Mächtigkeiten lateral variieren, treten auch bei Gleitungen mehr oder weniger ausgeprägte Interndeformationen auf.

handen ist oder b) durch bruchmechanische Prozesse wie Risswachstum und Vernetzung an bestehenden Strukturen zur Bildung der Gleitzone führt. Die Geschwindigkeitsverteilung einer idealen Translationsgleitung ist in Abb. 10 dargestellt.

Ein Sondertyp der Translationsgleitung stellt der Keilausbruch (wedge slide) dar, bei dem die Gesteinsablösung entlang der hangauswärts fallenden Schnittlinie von 2 zueinander einfallenden Hauptablöseflächen erfolgt (Abb. 9).

#### 4.4 Fließen (Flow)

Fließprozesse sind durch eine hohe interne Teilbeweglichkeit der bewegten Gesteinsmassen gekennzeichnet, wobei potentielle Gleitzonen entweder a) gar nicht auftreten oder b) dicht angeordnet, kurzlebig und meistens nicht erhalten sind. Die Geschwindigkeiten von Fließprozessen reichen von sehr langsam bei „Hangkriechen“ bis zu sehr schnell bei Sturzströmen oder Muren und decken damit einen breiten Bereich von über 10 Größenordnungen ( $< 10^{-7}$  bis  $> 10^3$  mm/s) ab (Abb. 14). Die Verteilung der Geschwindigkeiten in der bewegten Masse ähnelt der einer viskosen Flüssigkeit, die durch die kontinuierliche Abnahme der Geschwindigkeit mit der Tiefe charakterisiert ist (Abb. 11 und 12).

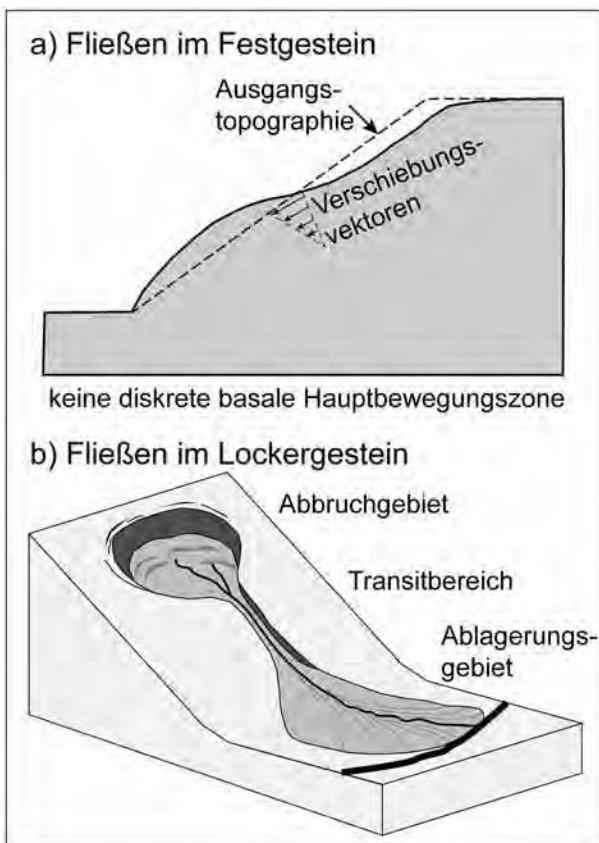


Abb. 11. Fließen: a) Fließen im Festgestein ohne Ausbildung einer zusammenhängenden Bewegungszone und durch geringe Hangdeformationen mit niedrigen Geschwindigkeiten gekennzeichnet. Bei fortschreitender Deformation ist der Übergang in Gleiten möglich. b) Fließen im Lockergestein ist mitunter durch große Deformationen und hohe Geschwindigkeiten gekennzeichnet und kann räumlich in Abbruchgebiet, Transitbereich und Ablagerungsgebiet unterteilt werden.

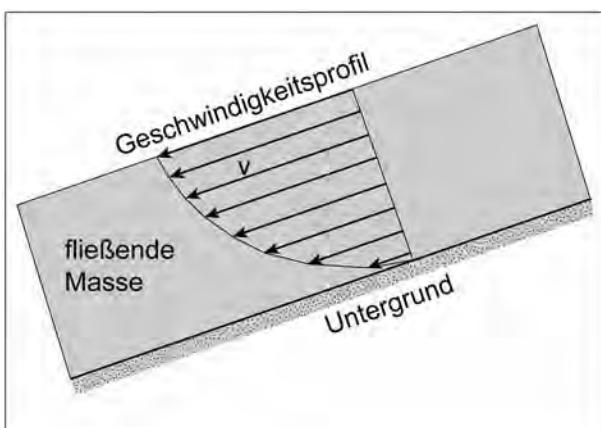


Abb. 12. Die Geschwindigkeitsverteilung beim ideal viskosen Fließen ist durch eine kontinuierliche Abnahme der Geschwindigkeit mit der Tiefe gekennzeichnet.

Der Begriff „Fließen“ kann nach Cruden & Varnes (1996) sowohl für Locker- als auch für Festgesteine angewandt werden und steht damit im Widerspruch zu bisherigen deutschsprachigen Definitionen, wie zum Beispiel Kriechen im Fels. Vielfach werden Kombinationen aus Fließ- und Gleitprozessen beobachtet und erschweren eine eindeutige kinematische Zuordnung. So sind z.B. aktive Blockgletscher, die man kinematisch intuitiv eher dem Fließen zuordnen würde, hauptsächlich durch Verschiebungen entlang von Hauptbewegungszonen gekennzeichnet. Bohrungen, die aktive Blockgletscher durchdringen und mit Inklinometern instrumentiert wurden, zeigen dass 60 bis 80% der Gesamtdeformation entlang von diskreten Bewegungszonen akkumuliert wurden. Nur die restlichen 20 bis 40% der Deformation zeigen Geschwindigkeitsverteilungen, die einem Fließen entsprechen (Arenson 2002). Demnach bewegen sich Blockgletscher vorwiegend langsam gleitend hangabwärts, wobei sich ein Teil der Gesamtoberflächenverschiebung aus kontinuierlichem Fließen zusammensetzt. Daher sollte, um begriffliche Missverständnisse auszuschließen, die angewandte kinematische Nomenklatur bei einer Massenbewegung nachvollziehbar definiert oder zumindest mit entsprechenden Literaturangaben zitiert werden.

Lockergesteine zeigen typische Fließgeschwindigkeitsprofile vor allem bei höherem Wasser- und Feinkornanteil in der bewegten Masse, wie z.B. bei Murgängen. Dagegen sind in festeren und trockenen Materialien eher diskrete basale Bewegungszonen, in denen erhöhte Scherverformungen stattfinden, wie z.B. rasche Felsgleitungen zu erwarten (Hungr 1995). Sturzströme, die sich aus großen Stürzen oder Gleitungen entwickeln können und durch ein sehr rasches Fließen von trockenem Schutt mit Geschwindigkeiten von über 50 m/s gekennzeichnet sind, zeigen ein solches Verhalten. Derartige Sturzströme, aber auch rasche fließende Hangmuren und Murgänge können ein hohes Zerstörungspotential ausweisen und räumlich ein weit reichendes Transit- und Ablagerungsgebiet abdecken (Abb. 11b).

Langsame Fließprozesse im Lockergestein werden in der Fachliteratur mit verschiedenen Begriffen wie Hangkriechen, Hangschuttkriechen, Schuttstromfließen, Blockstrom, Erdstrom, Sandstrom, Bodenkriechen oder Solifluktion (Permafrost) beschrieben (Müller-Salzburg 1992).

Das sehr langsame Fließen im Festgestein entspricht als kinematischer Begriff dem einer Sackung oder eines Felskriechens (Stini 1941, Zischinsky 1969,

Poisel 1998; Abb. 11a). Weidner (2000) unterteilt den Begriff Fließen nach Cruden & Varnes (1996) in ein rasches bzw. langsames Fließen von Lockergestein (Schuttstrom oder Murgang, Geschwindigkeiten m/a bis m/s) und in ein langsames Kriechen von Festgestein (Geschwindigkeiten mm/a bis m/a). Nach Varnes (1978) entstehen beim Fließen im Festgestein die Deformationen entweder a) durch kleine Bewegungen entlang vieler einzelner nicht verbundener Scherflächen, b) durch Faltung, Biegung oder Wölbung (und damit ähnlich dem Kippprozess wie er beim Hakenwurf auftritt) oder c) durch viskoses Materialverhalten ähnlich einer Flüssigkeit.

#### 4.5 Driften (Spread)

Driften ist definiert durch die laterale Dehnung oder Extension einer kohäsiven Lockergesteins- oder Felsmasse auf einem weichen Substrat, wobei zusätzlich zur horizontalen Verschiebung auch Setzungen auftreten können (Abb. 13). Durch diese Dehnungs- und Setzungsmechanismen kann die kompetente Masse entlang steilstehender Zugrisse und Spalten zerbrechen. Bei fortschreitender Dehnung presst sich plastisch deformierbares Substrat von unten in die Spalten zwischen den Blöcken oder die offenen Spalten werden von oben durch Blöcke und Schutt aufgefüllt. Driften entsteht meist ohne Bildung einer erkennbaren Bewegungszone (Bruchfläche) an der Basis oder im weichen Substrat, sondern ist durch plastische Deformationen oder Bodenverflüssigungsprozesse (ground liquefaction) dominiert (System Hart auf Weich, Poisel & Eppensteiner 1989).

### 5. Modul 3: Zeitliche Aktivität und Deformationsverhalten von Massenbewegungen

#### 5.1 Geschwindigkeit

Abb. 14 zeigt die Geschwindigkeitsklassen nach Cruden & Varnes (1996). Geschwindigkeiten von Massenbewegungen können extrem langsam bis extrem rasch sein und eine Spannweite von über 10 Größenordnungen (von  $10^{-7}$  bis  $10^3$  mm/s) abdecken. Auch zeigt sich, dass die Art der Bewegung, außer bei den Sturzprozessen, wenig Einfluss auf die Geschwindigkeit ausübt. Denn generell können die unterschiedlichen kinematischen Prozesse die gesamte

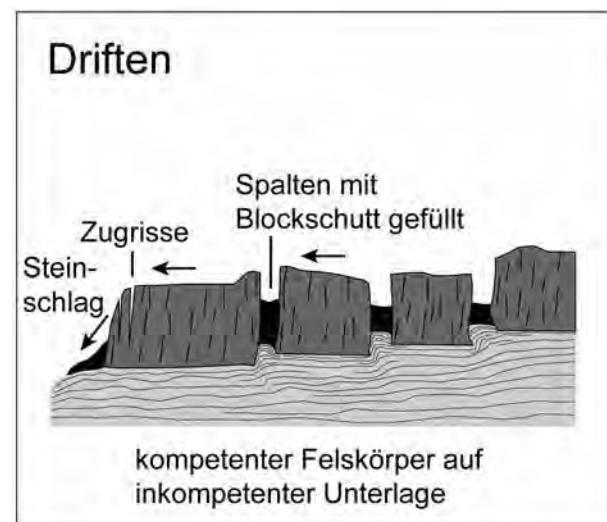


Abb. 13. Driften: laterale Extensionsprozesse mit Bildung von ZugrisSEN und Spalten.

Spannweite an Geschwindigkeitsklassen durchlaufen. Ein wichtiger Grenzwert liegt zwischen „sehr rasch“ und „extrem rasch“ und repräsentiert das Vermögen einer Person zu fliehen (Laufen mit ca. 18 km/h).

Das Schadenspotential von Massenbewegungen steigt mit zunehmenden Hanggeschwindigkeiten. So zeigen oft kleinere, dafür extrem rasche Massenbewegungen (z.B. Felsstürze mit Volumen unter 100.000 m<sup>3</sup>) im Vergleich zu ungleich größeren, aber extrem langsamem (Volumen bis zu einem 1 km<sup>3</sup>) ein viel höheres Zerstörungspotential (Abb. 14). Denn das Zerstörungspotential von sehr langsam bis langsam Massenbewegungen hängt vorwiegend von den auftretenden Interndeformationen und den daraus resultierenden differentiellen Bewegungen ab. Der Grad der internen Verformung der bewegten Masse lässt sich durch geomorphologische Kartierungen, Deformationsmessungen an der Oberfläche und in der Tiefe und durch numerische Modellierungen von Blockinteraktionen erfassen. Softwarepakete, die große Deformationen von Blockstrukturen (z.B. UDEC, 3DEC, DDA) oder Kugelpackungen (z.B. PFC) modellieren können, eignen sich zur Bearbeitung dieser Fragestellungen (siehe Modul 5).

#### 5.2 Deformationsverhalten

In den Alpen können sehr oft rasch ablaufende Sturzprozesse mit Geschwindigkeiten von mehreren Metern pro Sekunde, aber auch sehr langsame Hang-

Klasse	Beschreibung	Geschwindigkeit	Kinematik (Art der Bewegung)				Zerstörungspotential
			Fallen (Fall)	Kippen (Topple)	Gleiten (Slide)	Fließen (Flow)	
7	extrem rasch (extremely rapid)	$5 \times 10^3$ mm/s 5 m/s					sehr großes Zerstörungspotential, viele Tote, Evakuierung unmöglich, großer Sachschaden
6	sehr rasch (very rapid)	$5 \times 10^1$ mm/s 3 m/min					großes Zerstörungspotential, einige Tote, Evakuierung teilweise möglich, großer Sachschaden
5	rasch (rapid)	$5 \times 10^{-1}$ mm/s 1.8 m/h					Zerstörungspotential vorhanden, keine Toten da Evakuierung möglich, großer Sachschaden
4	mäßig (moderate)	$5 \times 10^{-3}$ mm/s 158 m/a					Sachschaden an Gebäuden und Infrastruktur
3	langsam (slow)	$5 \times 10^{-5}$ mm/s 1.6 m/a					Sachschaden an Gebäuden und Infrastruktur, Sanierung je nach Hanggeschwindigkeit teilweise möglich
2	sehr langsam (very slow)	$5 \times 10^{-7}$ mm/s 16 mm/a					Differentielle Bewegungen führen zu Schäden an Bauwerken, manche Strukturen können durch Bewegung unbeeinflusst bleiben
1	extrem langsam (extremely slow)						ohne Instrumentierung Bewegung nicht erkennbar, Bebauung mit Vorfahrungen möglich

Abb. 14. Einteilung der Massenbewegungen in Geschwindigkeitsklassen (modifiziert nach Cruden & Varnes 1996).

bewegungen mit wenigen Zentimetern pro Jahr beobachtet werden. Hanginstabilitäten, die sich schlussendlich in einem plötzlichen Versagen entladen, zeigen ein Bewegungsbild, welches einer zunehmenden Beschleunigung mit Bruch entspricht und häufig bei Stürzen, Kippungen oder raschen Gleitungen auftritt (Abb. 15, Deformationstyp A).

Dagegen entwickeln sich manche Massenbewegungen mit anfänglich hohen Hanggeschwindigkeiten zu immer langsamer werdenden Systemen, bis schlussendlich eine vollständige Stabilisierung erreicht wird (Abb. 15, Deformationstyp B).

Viele Massenbewegungen sind aber durch ein Bewegungsverhalten mit zeitlich und räumlich variierenden Hanggeschwindigkeiten gekennzeichnet. So können gering schwankende oder konstante Hangverschiebungen mit periodischen Beschleunigungsphasen, die vor allem im Frühjahr und während oder nach Niederschlagsperioden auftreten, beobachtet werden (Abb. 15, Deformationstyp C). Die Geschwindigkeitsunterschiede zwischen Grundaktivität und Beschleunigungsphasen können einen Faktor von mehreren 1000 erreichen, ohne dass es zu einem raschen (katastrophalen) Versagen des Hanges kommt. Die Triggerfaktoren solcher Beschleunigungsphasen sind hydrologischer, hydrogeologischer, kinematischer, seismischer oder geomorphologischer (z. B. Hangfußerosion) Natur. Eine eindeutige Bestimmung des Triggers ist häufig nicht möglich bzw. erfordert detaillierte Monitoringprogramme und Prozessstudien. Ähnlich komplex sind die Prozesse, die zur Stabilisierung nach einer Phase erhöhter Aktivität führen. Änderungen des Poren- und Kluftwasserdrucks, geometrische und kinematische Änderungen der Bewegungszonen, Nachböschungseffekte im Hangfußbereich und/oder variable Materialeigenschaften der Bewegungszone bzw. deren Interaktion können zur Re-Stabilisierung führen (Zangerl et al. 2007a). Viele dieser episodisch beschleunigten Massenbewegungen befinden sich in glimmerreichen, relativ plastisch deformierbaren Metamorphiten wie z.B. Glimmerschiefer, inkompetente Paragneisserien und Phyllite.

Bei kurzer Monitoringdauer können Abschnitte der Deformationskurve des Typs C als Deformationen des Typs A und B aufgefasst werden, wobei es aber nicht zu einem Hang- und Böschungsversagen (Typ A) kommt bzw. die bewegten Massen sich nicht vollständig stabilisieren (Typ B). Häufig werden bei akuten Beschleunigungsphasen von Hängen aufwendige Monitoringsysteme installiert, die nur zeitlich befristet eingesetzt werden. Da die Nullmessung

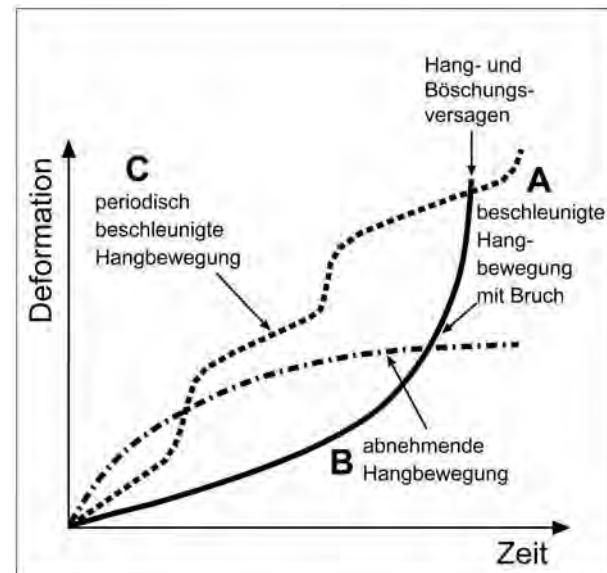


Abb. 15. Unterschiedliches Bewegungsverhalten von Massenbewegungen mit Deformationstypen A, B und C (modifiziert nach Keusen 1998).

meist innerhalb der Beschleunigungsphase erfolgt und nach dem Abklingen der Phase keine Messungen mehr durchgeführt werden, sind langfristige Prognosen nur schwierig zu erstellen. Sich ändernde und miteinander in Wechselwirkung stehende Einflussfaktoren (Kinematik, Hydrogeologie, Hydrologie, Hanggeometrie, Materialeigenschaften, Luft- und Felstemperatur, in-situ Spannungszustand, etc.) können sowohl zu anhaltenden Verlangsamungen als auch zu erneuten Beschleunigungen der Hangdeformationsraten führen.

Zur Beschreibung des zeitlichen Aktivitätszustandes von Massenbewegungen können nach Cruden & Varnes (1996) und dem WP/WLI Multilingual Landslide Glossary (1993) folgende Begriffe verwendet werden:

- Aktiv (active): sich gegenwärtig bewegende Massenbewegung;
- Inaktiv (inactive): Massenbewegung hat sich innerhalb der letzten 12 Monate nicht bewegt;
- Blockiert (suspended): Massenbewegung, die sich im letzten jährlichen Zyklus bewegt hat, aber im Moment inaktiv ist;
- Reaktiviert (reactivated): Massenbewegung, die nach einer inaktiven Phase gegenwärtig wieder aktiv ist;
- Latent (dormant): inaktive Massenbewegung, die durch geänderte Einflussfaktoren reaktiviert werden kann;

- Abgeschlossen (abandoned): inaktive Massenbewegung, die nicht mehr von ihren ursprünglichen Ursachen beeinflusst wird;
- Stabilisiert (stabilized): Massenbewegung, deren Bewegung durch Sanierungsmassnahmen gestoppt wurde;
- Relikt oder fossil (relict): Massenbewegung, die unter anderen geomorphologischen bzw. klimatischen Bedingungen entstanden ist und die Landschaft prägt; oder sich schon vor mehreren 1000 Jahren bewegt und sich stabilisiert hat.

Zur Beschreibung der räumlichen Verteilung der Aktivitäten einer Massenbewegung (insbesondere von Gleitungen) werden folgende Termini von Cruden & Varnes (1996) und dem WP/WLI (1993) vorgeschlagen:

- Fortschreitende Gleitung: die Gleitfläche breitet sich in Bewegungsrichtung aus;
- Rückschreitende Gleitung: die Gleitfläche breitet sich entgegen der Bewegungsrichtung des verlagerten Materials aus;
- Sich vergrößernde Gleitung: die Gleitfläche breitet sich in zwei oder mehr Richtungen aus;
- Sich verkleinernde Gleitung: Volumen der bewegten Masse verringert sich;
- Beschränkt ausgebildete Gleitung: es gibt zwar einen Abriss, aber am Fuß der Gleitmasse ist eine Gleitfläche nicht ausgebildet;
- Sich fortsetzende Gleitung: die Gleitmasse bewegt sich ohne sichtbare Veränderung der Gleitfläche und des Volumens des verlagerten Materials;
- Sich ausweitenden Gleitung: die Gleitfläche breitet sich in einer oder in beiden Flanken der Gleitung aus.

Zur Art der Bewegungsaktivität (Style of activity) von Massenbewegungen eignen sich folgende Terminologien (Cruden & Varnes 1996, WP/WLI 1993):

- Einzeln (single): die Massenbewegung besteht nur aus einem kinematischen Typ;
- Zusammengesetzt (composite): unterschiedliche Bewegungsarten finden gleichzeitig in verschiedenen Gebieten der Massenbewegung statt;
- Komplex (complex): mindestens 2 unterschiedliche Bewegungsarten treten nacheinander auf (z.B. zuerst Stürzen dann Übergang in Fließen);
- Mehrfach (multiple): wiederholte Entwicklung des gleichen kinematischen Typs;
- Sukzessiv (successive): Massenbewegung ist vom gleichen Typ wie die unmittelbar benachbarte äl-

tere Massenbewegung. Verlagertes Material und Gleitflächen bei Gleitungen sind jedoch räumlich voneinander getrennt.

### 5.3 Messung von Hangdeformationen

Obwohl Fels-, Bergstürze und rasche Gleitungen sich als scheinbar unerwartete und plötzliche Ereignisse manifestieren, sind derartige Naturereignisse fast immer durch lang andauernde Vorbereitungsphasen gekennzeichnet. Die Ursachen sind in den physikalischen Eigenschaften der betroffenen Gesteine zu suchen. Jedes Gestein bzw. Gebirge kann vor dem Versagen (Bruch) eine gewisse zerstörungsfreie Verformung aufnehmen. Dieses charakteristische Materialverhalten ermöglicht den sinnvollen Einsatz von Monitoring- und Warnsystemen zur Früherkennung von möglichen Sturz-, Kipp-, Gleit- oder Fließereignissen. Zusätzlich bilden episodische oder permanente Deformationsmessungen die Grundlage von Prognosen hinsichtlich der Stabilitätsentwicklung von Massenbewegungen.

Monitoringsysteme beruhen auf dem Erfassen von Verschiebungen und Verformungen an der Oberfläche und/oder in der Tiefe einer potentiell instabilen Masse. Die daraus resultierenden Schwierigkeiten in Bezug auf die zeitliche Entwicklung eines Hanges, z.B. ob es jemals zum abrupten Versagen kommt oder ob fortschreitende Deformation stattfindet, sind in Abb. 15 deutlich zu erkennen.

Das Ziel von Deformationsmessungen kann entsprechend der Fragestellung sehr vielfältig sein. Wenn auch geomorphologische Beobachtungen Hinweise über den aktuellen Bewegungszustand eines Hanges geben können, so kann schlussendlich die Frage hinsichtlich aktiv oder inaktiv nur mit Deformationsmessungen eindeutig geklärt werden. Aus Deformationsmessungen können Informationen über a) die räumliche Verteilung und Orientierung der Verschiebungs- und Geschwindigkeitsvektoren an der Oberfläche und in der Tiefe (Interndeformation – Kinematik), b) die zeitliche Geschwindigkeitsentwicklung und c) die räumliche Abgrenzung zwischen unbewegtem und bewegten Bereich, aber auch von unterschiedlich aktiven Teilschollen gewonnen werden. All diese Daten werden zur Bestimmung und Interpretation der Hangaktivität, des Bewegungsmechanismus und der möglichen Auslösefaktoren von Massenbewegungen benötigt.

Die Anforderungen an das Messsystem können aufgrund unterschiedlicher Fragestellungen sehr vielfältig sein. So müssen die Anzahl der erforderlichen Beobachtungspunkte, die für die Erfassung der gesamten Massenbewegung erforderlich sind, die räumliche Ausdehnung und Abgrenzung des potentiell instabilen Hangs, die zu erwartenden Deformationsbeträge und die erforderliche Messgenauigkeit bei der Auswahl eines Messsystems berücksichtigt werden. Weiters ist abzuklären, inwieweit Oberflächenbeobachtungen zur räumlichen Erfassung des Systems repräsentativ sind, oder ob kostspielige instrumentierte Bohrungen zur Internbeobachtung notwendig sind. Auch die Zugänglichkeit und der Vegetationsbestand des Messgebiets sind für die Auswahl eines geeigneten Systems entscheidend. Starke Bewaldung kann die Anwendbarkeit von Messsystemen deutlich reduzieren.

Für die Festlegung der Häufigkeit von Messepochen eines Messprogramms spielen die Hangaktivität, die Größe der Massenbewegung, die Entfernung und Höhenunterschiede zwischen Messpunkten und dem Messgerät, die Genauigkeit der Messmethode und im Besonderen das eindeutig definierte Ziel der Messkampagne eine entscheidende Rolle. Um ein Messergebnis mit hoher Aussagekraft zu erhalten sind vor allem zwei Einflussgrößen zu berücksichtigen: a) die Genauigkeit, die die Auswahl des Messsystems und damit die Kosten des Messprogramms dominiert und b) die Wahl der Messperiode (Anzahl der Messungen), die wiederum von der Fragestellung und dem Projektzeitrahmen beeinflusst wird. Für die geologisch-geotechnische Interpretation von Messdaten sollten daher die Genauigkeit der Messdaten (Messtoleranzen) aber auch mögliche systematische Messfehler berücksichtigt werden.

Messtechnisch lassen sich Hangverschiebungen punkt-, linienweise oder flächenhaft ermitteln (Kovari 1988).

**Punktförmige Messdaten** erhält man durch terrestrische Vermessungen, Nivellements, GPS Messungen, Drahtextensometermessungen, Rissmeteraufnahmen, Laserdistanzometer und Schlauchwaagen.

**Linienförmige Daten** resultieren aus Inklinometermessungen (Willenberg 2004, Kovari 1988), Stationäre Ketteninklinometersysteme, *Trivec*-Sonden und Extensometermessungen (Krähenbühl 2004).

**Flächige Informationen** über das Deformationsfeld an der Oberfläche einer Massenbewegung kön-

nen durch photogrammetrische Auswertungen (Casson et al. 2003), terrestrische und satellitengestützte Radarinterferometrie (Rott et al. 1999) oder terrestrische (Scheikl et al. 2000, Kemeny et al. 2006) und luftgestützte (airborne) Laserscanaufnahmen gewonnen werden.

### 5.3.1 Punktförmige Deformationsmessungen

#### Manuelle Messungen über Risse und Spalten im Fest- und Lockergestein

Erste Hinweise über das Deformations- und Öffnungsverhalten von Rissen und Spalten in Locker- oder Festgesteinen können ohne großen messtechnischen Aufwand durch die Installation von Messstrecken gewonnen werden. Werden nur zwei gegenüberliegende Messpunkte gesetzt, so resultiert nach einem bestimmten Zeitintervall als Messgröße nur eine Längenänderung (Abb. 16, Veränderung der Distanz zwischen Messpunkt A und D bzw. D'). Diese Messgeometrie ermöglicht keine Aussagen über die Verschiebungsrichtungen relativ zum Riss (Normal- und Scherverschiebungen) und kann zu einer Unterschätzung der Verschiebungen führen. Um zumindest die Verschiebungsvektoren in zwei Richtungen zu erfassen, müssen Messvierecke bestehend aus vier Messbolzen oder Stangen, wobei jeweils zwei an beiden Seiten des Risses oder Spaltes befestigt sind, installiert werden (Abb. 16). Treten Normal- und Scherverschiebungen entlang des Risses auf, so kann aus den vier Messpunkten ein Verschiebungsvektor für den Messpunkt C zu C' und D zu D' mit dem Kosinussatz berechnet werden (Baum et al. 1988, Willenberg 2004). Für die Berechnung der Vektoren wird angenommen, dass keine horizontalen Rotationen auftreten, der Abstand zwischen den Messpunkten AB und CD konstant bleibt und alle vier Messpunkte möglichst in einer Ebene liegen bzw. sie keine relativen vertikalen Verschiebungen erfahren.

Die Distanzmessung kann entsprechend der Größe des Messviereckes und den erforderlichen Genauigkeiten mit einem Stahlmaßband, einer Schiebelehre oder einem Handlasermessgerät (Distometer) erfolgen und stellt damit eine relativ billige und schnelle Methode zur Abschätzung der Aktivität von Rissen und Spalten in Fest- und Lockergesteinen dar. Die Reichweite dieser Distanzmessungen liegt im dm- bis 10er m-Bereich.

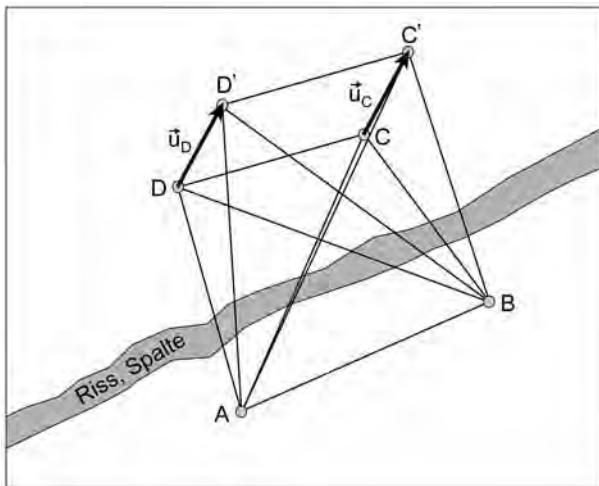


Abb. 16. Messanordnung zur Bestimmung der 2D Verschiebungen entlang eines Risses oder Spaltes. Für die Nullmessung werden im Messviereck die Distanzen AB, AC, AD, BD, BC, und CD gemessen. Durch Deformationen verändert sich die Messgeometrie von A, B, C, D zu A', B', C', D'. Durch Anwendung des Kosinussatzes können die Beträge und Richtungen der Verschiebungsvektoren  $u_C$  und  $u_D$  ermittelt werden.

### Terrestrische Vermessung

Konventionelle Vermessungsmethoden ermöglichen das Bestimmen der horizontalen Koordinaten und Höhen von Messpunkten in Bezug auf ein absolutes oder relatives Koordinatensystem. Terrestrische Messungen können episodisch mit einem Tachymeter aber auch automatisiert mit einem Servotachymeter durchgeführt werden und bieten robuste technische Voraussetzungen für die Installation von Überwachungssystemen. Die Geräte haben Vorrichtungen zum Messen der Richtung, des Horizontal- und Vertikalwinkels und von Distanzen integriert. Aus diesen Messgrößen kann die Lage der Punkte im Raum in Form von 3D-Koordinaten bestimmt werden. Dazu wird im Zielpunkt ein Reflektor installiert, der vom Tachymeter erfasst und angemessen werden kann. Um terrestrische Messungen durchführen zu können, ist man immer auf eine gute Sichtverbindung angewiesen.

Tachymeter-Systeme werden sehr häufig zur Überwachung einzelner Punkte auf Massenbewegungen eingesetzt. Dabei muss das Instrument entweder im unveränderlichen Bereich stehen oder es müssen Messpunkte vom Instrumentenstandpunkt aus sichtbar sein, die in ihrer Lage unveränderlich sind. Über diese lässt sich dann die aktuelle Raumposition des Instrumentes vor jeder Messung bestimmen. Die Monitoringpunkte werden auf dem zu beobachtenden Objekt installiert (Abb. 17).

Zur Lage und Höhenbestimmung der Messpunkte können trigonometrische (Abb. 17), polygonometrische Methoden (freier Polygonzug, geschlossener Polygonzug, einseitig und beidseitig nach Koordinaten und Richtungen angeschlossener Polygonzug; Abb. 18) oder Einzelpunkteinschaltungen (Vorwärts einschneiden, Seitwärts einschneiden, Rückwärts einschneiden, Geradenschnitt, Bogenschnitt, Freie Stationierung; Abb. 19) durchgeführt werden.

Terrestrische Messungen eignen sich ideal zur Abschätzung der Kinematik, da sie relative oder absolute 3D Koordinaten von Messpunkten auf einer Massenbewegung liefern (Abb. 20). Aus den gemessenen Koordinaten zweier Epochen können der Horizontal- und Gesamtverschiebungsvektor mit Hilfe des pythagoräischen Lehrsatzes berechnet werden. Der Einfallswinkel des totalen Bewegungsvektors, der sich aus der horizontalen und vertikalen Verschiebungskomponente berechnen lässt, eignet sich zur Erfassung der Hangkinematik. Die Änderung des Einfallswinkels über die Zeit gibt die kinematische Entwicklung einer Massenbewegung wieder und ermöglicht Rückschlüsse über deren zeitliche Stabilitätsentwicklung.

Zum Beispiel zeigen Rotations- oder Translationsgleitungen aufgrund ihrer Kinematik eine unterschiedliche räumliche Verteilung und Orientierung der resultierenden Gesamtverschiebungsvektoren. Bei Kippungen weisen zeitlich zunehmende Einfallswinkel auf die Abnahme der Standsicherheit hin.

Servotachymeter ermöglichen eine permanente Überwachung einer hohen Anzahl von Messpunkten an Hangflanken und Böschungen (Abb. 17). Die Abstände zwischen den Messungen betragen häufig wenige Stunden. Damit können tageszeitabhängige Einflüsse auf das Messsystem (z.B. meteorologische Einflüsse) erkannt werden. Die Steuerung der Messung und die Berechnung der Ergebnisse übernimmt ein angeschlossener Computer mit geeigneter Steuerungssoftware. Der Computer und gegebenenfalls auch das Instrument sollten in einer Einhausung vor Witterungseinflüssen geschützt werden. Über verschiedene Kommunikationsnetze (z.B. Telefonnetz, GSM oder UMTS) lassen sich die Daten an einen Server weitergeben und über das Internet abrufen. Zusätzlich lassen sich Alarmfunktionen einrichten, die bei Überschreitung voreingestellter Grenzwerte der Bewegung die Verantwortlichen benachrichtigen. Bei der Planung von automatischen Systemen ist zu beachten, dass witterungsbedingte Messausfälle aufgrund schlechter Sicht durch Nebel und Schneefall auftreten können.

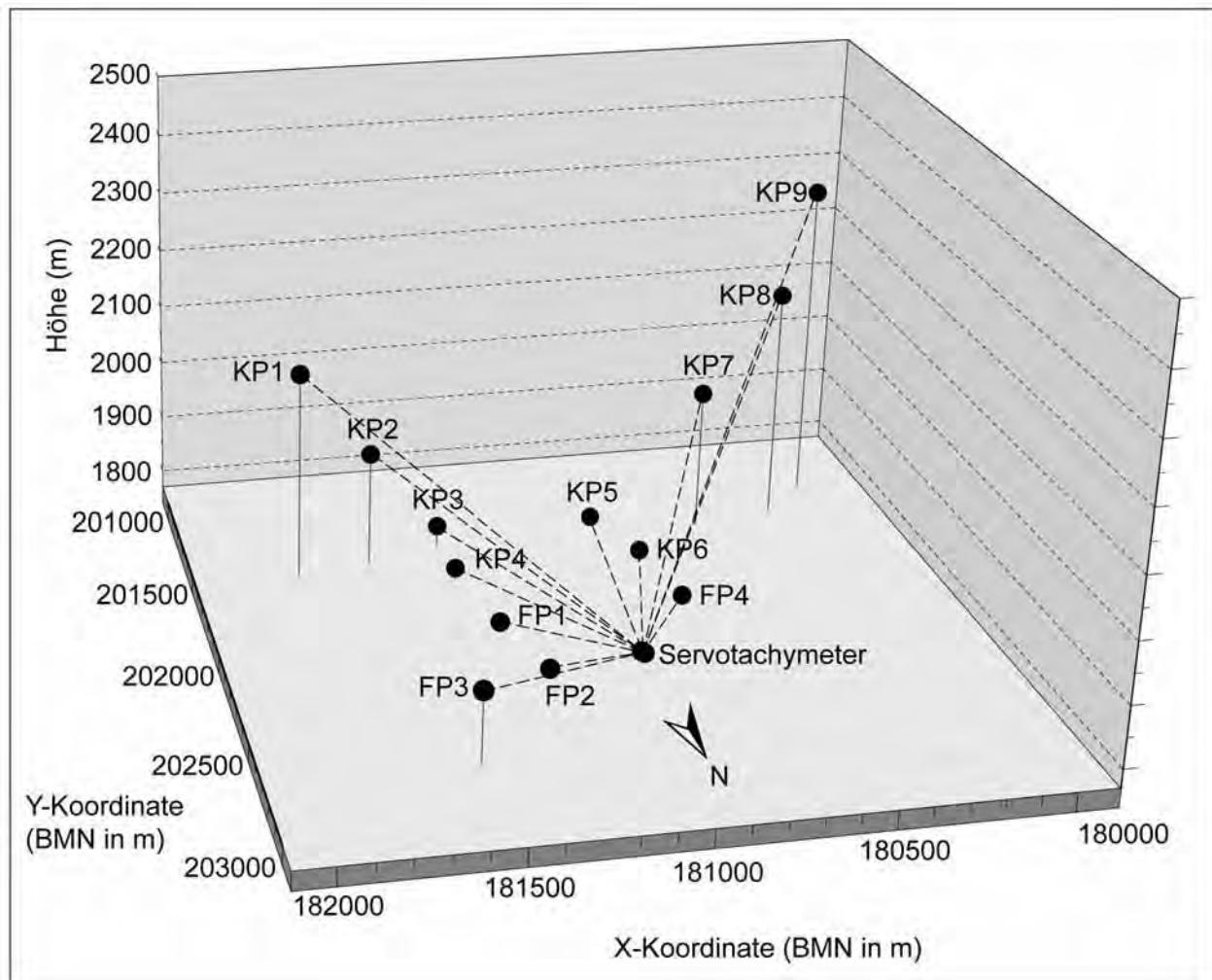


Abb. 17. Trigonometrische Lage- und Höhenbestimmung mit einem Servotachymeter zur automatischen Überwachung bewegter Hänge. Wesentlich ist die automatische Positionierung des Servotachymeters an den Festpunkten FP1 bis FP4 mit anschließender Messung der Kontrollpunkte KP1 bis KP9 in den Massenbewegungen.

Tachymeter und Laserdistanzometermessungen unterliegen dem Einfluss der Erdkrümmung, der bei Messdistanzen über 200 m (Evers 2006) zu tragen kommt, und der Refraktion (Brechung) eines Lichtstrahls beim Durchgang durch unterschiedlich dichte Luftsichten (Einfluss von Temperatur- und Luftdruckschwankungen). Durch diese Einflüsse, die vor allem bei großen Messdistanzen wirksam werden und die sowohl die Winkelmessung als auch die Distanzmessung beeinflussen, kann die Messgenauigkeit von Tachymetern oder Laserdistanzometern entscheidend reduziert werden.

Die vom Gerätehersteller angegebene Genauigkeit (Standardabweichung) der Distanzmessung beträgt z.B. bei einem Tachymeter vom Typ TCA2003 (Leica) 1 mm + 1 ppm (1 ppm = 1 Millimeter pro Kilometer) in Richtung des Zielstrahls, was bei einer

Strecke von 1000 m einen Betrag von 2 mm ergibt (Evers 2006). Die Standardabweichung der Winkelmessung beträgt beim TCA2003 0,15 mgon. Dies entspricht bei einer Strecke von 1000 m einem Standardfehler von 2,4 mm rechtwinklig zum Zielstrahl. In der Praxis ist aber die Genauigkeit von Distanz und Winkelmessungen aufgrund von atmosphärischen Einflüssen deutlich niedriger. Bei Entfernungen bis 2000 m können für Distanzmessungen Genauigkeiten von 5 bis 20 mm und für Winkelmessungen <0,2 mgon erreicht werden (Ingensand, 2002). Das heißt, bei Distanzen über 1000 m und Höhenunterschieden von über 500 m ist mit einem Fehler von 2 bis 3 cm für einseitige Einzelmessungen zu rechnen. Zwar kann bei episodischen Epochen durch Gegengleichmessung der Einfluss aus Refraktion und Erdkrümmung minimiert werden,

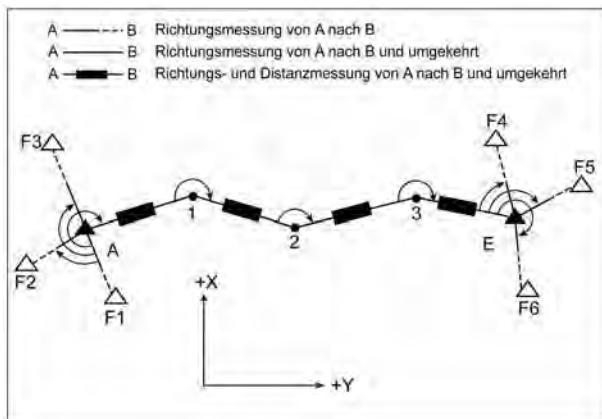


Abb. 18. Beidseitig nach Koordinaten und Richtungen ange- schlossener Polygonzug. Die Koordinaten der Messpunkte 1, 2 und 3 sind zu bestimmen. A Anfangspunkt, E Endpunkt, F1 bis F6 Festpunkte.

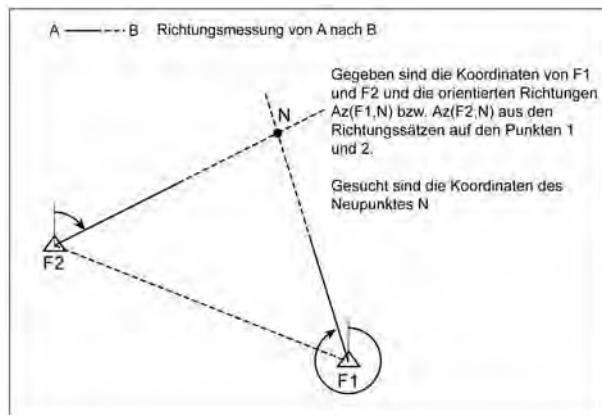


Abb. 19. Vorwärtseinschneiden (VWS) über Richtungswinkel.

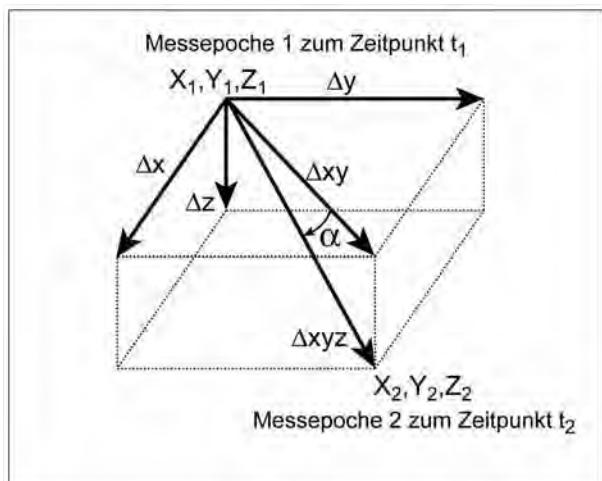


Abb. 20. Berechnung des Betrages und des Einfallwinkels des 3D-Verschiebungsvektors aus den 2 Messzeitspannen 1 und 2.  $\Delta x$ ,  $\Delta y$  horizontale Verschiebungen in x- und y-Richtung,  $\Delta z$  vertikale Verschiebung (Höhenänderung),  $\Delta xy$  horizontaler Verschiebungsvektor,  $\Delta xyz$  resultierender Gesamtverschiebungsvektor und  $\alpha$  Einfallswinkel des Gesamtverschiebungsvektors.

oft sind aber trigonometrische Messungen vom Gegenhang an Massenbewegungen durch große Distanzen und Höhenunterschiede gekennzeichnet. Viele der aktiven Massenbewegungen zeigen durchschnittliche Bewegungsraten unter 10 cm pro Jahr. Das signifikante Erfassen von jährlichen Beschleunigungs- oder Stabilisierungsphasen zur Ursachenfindung ist mit den oben genannten Messgeometrien aufgrund der großen Distanzen und Höhenunterschiede oft nicht möglich. Eventuell bieten veränderte Messanordnungen, z.B. Polygonzüge oder relative Messnetze, die durch geringere Distanzen und Höhenunterschieden gekennzeichnet sind, Alternativen zur Erzielung höherer Messgenauigkeiten.

Unabhängig davon, ob Einzelmessungen die für eine Ursacheninterpretation nötige Messgenauigkeit erreichen, kann der Einsatz eines Servotachymeters als Warnsystem zur Früherkennung außergewöhnlicher Beschleunigungsphasen sinnvoll sein. Da automatische Messungen viele Messwerte generieren, kann der Messfehler der Einzelmessung mit statistischen Methoden reduziert werden. Generell ist zu beachten, dass durch Verringern der Messdistanzen und Höhenunterschiede die Messgenauigkeit erhöht werden kann. Die Evaluierung der technischen Möglichkeiten, die klare Definition der Messziele und die erwünschten Genauigkeiten sind mit dem Geodäten bei der Planung eines geodätischen Messnetzes abzuklären

## GPS – Globale Positionierungssystem

Auch das GPS wird bei Massenbewegungen vermehrt zur hochpräzisen Vermessung von Einzelpunkten eingesetzt. Das Koordinatensystem von GPS beruht auf dem WGS84-Ellipsoid (World Geodetic System), eine Transformation in ein lokales System ist in vielen Fällen notwendig. Das GPS ist weltweit verfügbar und ermöglicht bei Anwendung differentieller Messverfahren (DGPS), Mehrkanalempfänger und spezieller Auswertemechanismen das Erreichen von Lagegenauigkeiten von weniger als 1 cm (Kahle et al. 1996). Die Genauigkeit der Höhenbestimmung ist um den Faktor 2 bis 3 niedriger.

Ein Vorteil von GPS gegenüber den terrestrischen Methoden besteht darin, dass zwischen den Messpunkten keine Sichtverbindung bestehen muss. Nichtsdestotrotz müssen aber die einzelnen Punkte den Empfang von vier oder mehreren Satelliten ermöglichen. Daher ist bei der Planung eines DGPS (dif-

ferentielles GPS) Netzes auf einer Massenbewegung die Abschattung durch Wald oder steile Felsböschungen zu berücksichtigen. DGPS benötigt eine Referenzstation mit bekannter Geopositionierung. Wesentlich geringer ist im Vergleich zu den terrestrischen Methoden der Einfluss des Wetters und der Tageszeit auf die Genauigkeit von GPS Messungen. Um hochgenaue Messergebnisse zu erzielen, müssen Punkte mittels statischer Messverfahren über einen längeren Zeitraum von mehreren Stunden beobachtet werden. Dazu werden entsprechend der Anzahl der Messpunkte zeitgleich mehrere GPS Geräte eingesetzt, wobei durch die relativ lange Messdauer oft ein mehrmaliges Begehen des Geländes notwendig ist (Installation und Abbau der Geräte, Batterien-/Akku-Wechsel).

GPS Systeme eignen sich sehr gut zur Automatisierung, d.h. dem kontinuierlichen Messen von Hangdeformationen oder Verschiebungen in drei Dimensionen. Daraus können Geschwindigkeit und Beschleunigung der Beobachtungspunkte abgeleitet werden. Permanente GPS Systeme können zu einem vollautomatischen Monitoring- und Warnsystem mit Alarmfunktion bei Überschreiten eines Schwellenwertes ausgebaut werden.

### Geometrisches Nivellement

Beim Nivellement wird die Höhendifferenz zwischen zwei Punkten entlang einer horizontalen Linie mit Sichtverbindung gemessen. Dabei wird eine hochgenaue Bestimmung der vertikalen Bewegungskomponente einer Massenbewegung ermöglicht. Ausgangspunkt eines Nivellement bildet ein Höhenfixpunkt. Durch Messung einer Schleifenkonfiguration bzw. durch Integration mehrere Höhenfixpunkte kann die Genauigkeit des Nivellements bestimmt bzw. systematische Fehler erkannt werden. Da die vertikale Ausrichtung mit einer Libelle erfolgt, werden Höhenmessungen auf Basis von Nivellements durch die gebogenen gravitativen Equipotentiale des Geoids beeinflusst. Beim Präzisionsnivellement kann für 1 km Doppelnivellement eine Standardabweichung von <0,5 mm erreicht werden (Ingensand 2002). Da Nivellementmessungen nur vertikale Verschiebungen liefern, eignet sich deren Einsatz nur bei Massenbewegungen mit einer ausgeprägten vertikalen Verschiebungskomponente. Außerdem kann mit einem Nivellement allein die Hangkinematik nicht erfasst werden.

### Laserdistanzometer

Laserdistanzometer messen Distanzen zwischen zwei Punkten, d.h. dem Laserdistanzmessgerät und dem Reflektor, durch Impulsmessverfahren. Es handelt sich dabei um eine Relativmessung der Verschiebung. Gewöhnlich befindet sich das Laserdistanzmessgerät im unbewegten Bereich und misst die Distanz zum Reflektor auf der Massenbewegung. Da es sich um eine reine Entfernungsmessung handelt, sind Distanzmessungen nicht oder nur bedingt zur Erfassung der Hangkinematik einsetzbar. Jedoch können diese Systeme relativ leicht automatisiert werden und eignen sich daher als Frühwarnsysteme. Außerdem sind die Kosten eines Laserdistanzometers im Vergleich zu einem permanenten GPS- oder Autotachymetersystem deutlich geringer. Bei guter Kenntnis der Kinematik durch episodische Kontrollmessungen des Reflektors und des Laserdistanzometerstandpunktes ergeben sich durchaus sinnvolle Einsatzmöglichkeiten, vorausgesetzt die Messdistanzen sind nicht zu groß (<500 m, Evers 2006). Die Messgenauigkeiten von Laserdistanzometern werden analog der Tachymetersysteme durch meteorologische Faktoren beeinflusst. Nachtmessungen können diese Einflüsse deutlich reduzieren.

### Drahtextensometer

Drahtextensometer eignen sich zur permanenten Distanzmessung zwischen einem stabilen Fixpunkt außerhalb und einem Kontrollpunkt innerhalb einer bewegten Masse. Das Messprinzip beruht auf einem gespannten Draht, der die Längenänderung mit einem Wegaufnehmer aufzeichnet. Drahtextensometer können für Messdistanzen im m bis 10er m Bereich eingesetzt werden und können aufgrund des mechanischen Messprinzips Genauigkeiten von 1–2 mm erreichen (Keusen 1998).

Wie generell bei allen relativen Distanzmessungen empfiehlt sich ein episodisches Vermessen des Fix- und Kontrollpunktes, um Fehlinterpretationen der Längenänderungen zu vermeiden. So können speziell bei kurzen Messstrecken und unbekannter Hangkinematik Veränderungen der Messgeometrie auftreten, was zu einer falschen Abschätzung der Längenänderungen bzw. Bewegungsgeschwindigkeiten führen kann.

Vielfach werden bei Drahtextensometern Invar-Drähte eingesetzt, eine spezielle Eisen-Nickel-Legierung (FeNi36), welche im Temperaturbereich von

20–90°C einen anomal kleinen Wärmeausdehnungskoeffizienten ( $1,7\text{--}2,0 \times 10^{-6} \text{ K}^{-1}$ ) besitzt und damit keine Temperaturkorrektur der Daten benötigt. Hingegen sind bei Verwendung von Stahldrähten Temperatureffekte zu berücksichtigen.

### Rissmeter

Rissmeter sind mechanische Weggeber zur permanenten Erfassung der Deformationen von Rissen und Spalten in Fest- und Lockergesteinen. Durch Installation von zwei Rissmetern, wobei ein Wegaufnehmer quer zum Riss, der andere unter einem bestimmten Winkel dazu angeordnet ist, kann ein zweidimensionaler Verschiebungsvektor auf Grund einfacher geometrischer Beziehungen ermittelt werden (siehe oben, Manuelle Messungen über Risse und Spalten im Fest- und Lockergestein).

Rissmeter eignen sich für kurze Messstrecken und erreichen Messgenauigkeiten im Hundertstel Millimeterbereich. Es stehen manuelle und vollautomatische Datenerfassungssysteme inklusive Online-Überwachungsmöglichkeiten und Fernabfragen über Mobilfunkmodem zur Verfügung.

### Schlauchwaagen

Mit Schlauchwaagen können vertikale Verschiebungen zwischen zwei Punkten mit hoher Genauigkeit gemessen werden, wobei ein Punkt im unbewegten, der andere im bewegten Bereich der Massenbewegung liegt. Schlauchwaagen beruhen auf dem physikalischen Prinzip von kommunizierenden Röhren, das heißt in zwei durch einen Schlauch verbundenen Glaszylinern stellt sich die Flüssigkeitsoberfläche auf gleicher Höhe ein. Ein derartiges System wurde z.B. in einem Sondierstollen in der Teilscholle Hochmais (Gepatsch, Kaunertal) installiert (Lauffer et al. 1971).

**Präzisionsschlauchwaagen**, bei denen die Ableitung des Flüssigkeitsevels mittels einer Messspindel durchgeführt wird, erreichen eine Messgenauigkeit von bis zu 0,01mm. Derartige Schlauchwaagen messen Höhenveränderungen automatisiert, mit hoher Genauigkeit und kontinuierlich.

**Druckschlauchwaagen** funktionieren mit einem Füllmedium in einem Referenzbehälter, das über eine Schlauchverbindung auf die Systemmessstelle wirkt (Evers 2006). Aus der Differenz des hydrostatischen

Drucks zur Referenzmessstelle wird die Höhendifferenz zur Systemmessstelle ermittelt. Die Druckänderung kann einerseits durch eine Höhen-, Temperatur- oder Luftdruckänderung erzeugt werden. Daher besteht dieses System aus einem integrierten Temperatur- und Luftdruckkorrektursystem. Die Standardabweichung des Systems wird mit 0,1 mm angegeben, die Auflösung der Messwertaufnehmer liegt bei 0,01 mm (Evers 2006).

Da Schlauchwaagen hohe Installationskosten verursachen, nur Einzelpunktmessungen ermöglichen und davon nur die vertikale Verschiebungskomponente gemessen wird, ist der Einsatz nur in besonderen Fällen und in Verbindung mit anderen Messmethoden sinnvoll.

### Neigungsmesser

Kippbewegungen an Massenbewegungen werden durch Messungen von Winkeländerungen mit Neigungsmessern erfasst. Deren Anwendung ist nur in jenen Fällen Ziel führend, wo eindeutig ein Bruch- bzw. Deformationsverhalten mit einer ausgeprägten Rotationskomponente auftritt (Kippen). Neigungsmessgeräte können manuell aber auch vollautomatisch als Warnsystem mit Fernübertragung eingesetzt werden und erreichen Messgenauigkeiten von einem Zehntausendstel Grad.

### 5.3.2 Linienförmige Deformationsmessungen

#### Inklinometer

In einer als Inklinometer ausgebauten Bohrung wird die vertikale Neigung in zwei senkrecht zueinander stehenden Richtungen gemessen. Durch Bestimmung der Horizontalverschiebungen entlang einer vertikalen Bohrung können grundlegende Informationen über Anzahl und Mächtigkeit aktiver Bewegungszonen bzw. die Interndeformationen einer bewegten Masse erfasst werden. Durch episodische Messungen können Hanggeschwindigkeiten in der Tiefe bestimmt werden.

Das Messverfahren beruht auf einem Inklinometer-Nutrohr aus PVC oder Aluminium, welches die vermutete Bewegungszone durchteuft bzw. bis in den unbewegten Untergrund (Fußpunkt) reicht und in einer vertikalen Bohrung eingebaut wird. Die Inklinometer-Messeinrichtung besteht aus einer hoch-

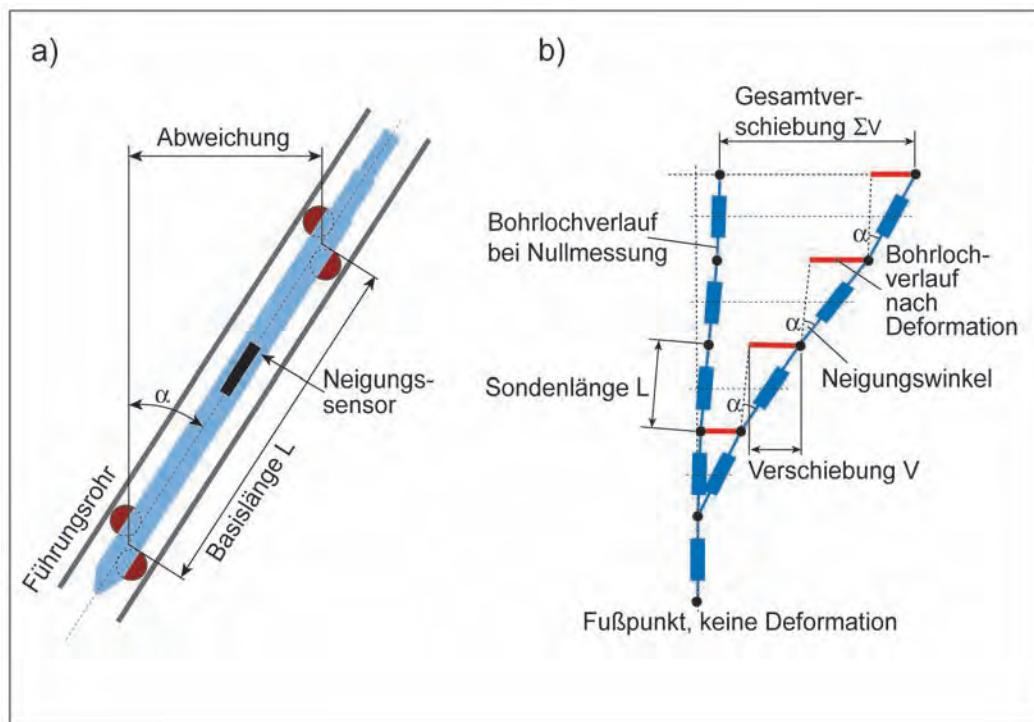


Abb. 21. a) Aufbau einer Neigungsmesssonde, b) Messprinzip zur Ermittlung horizontaler Verschiebungen entlang einer vertikalen Bohrung durch intervallartige Messungen der Bohrlochneigung in einem Inklinometerrohr ausgehend von einem stabilen Fußpunkt.

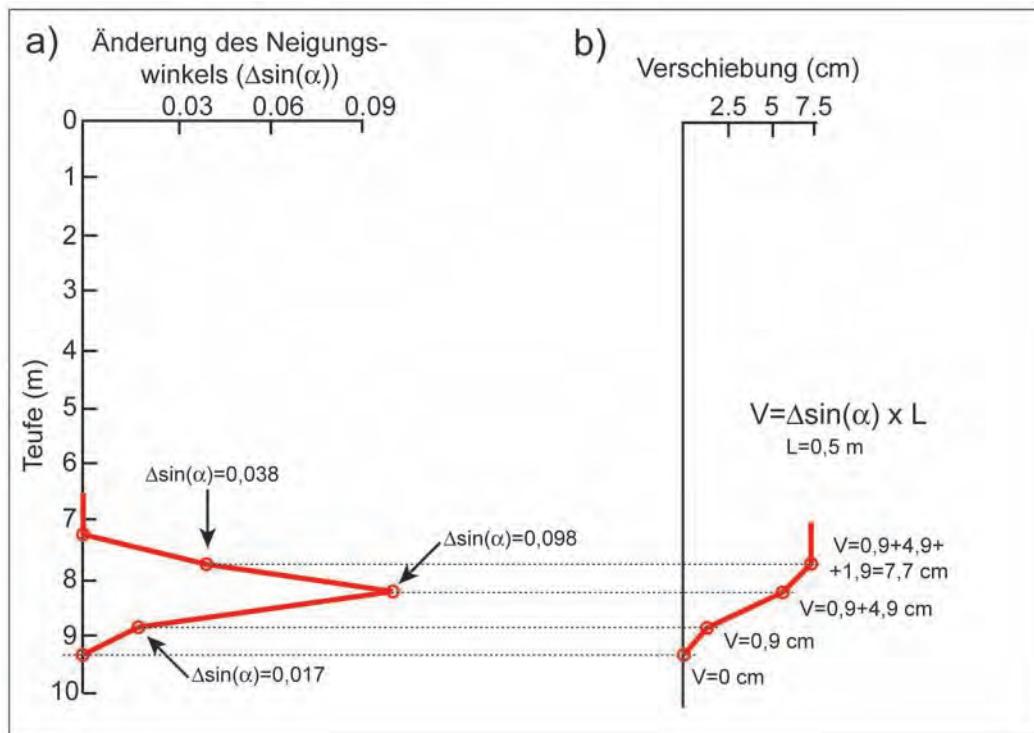


Abb. 22. a) Änderung des Neigungswinkels zwischen Nullmessung und Folgemessung in Abhängigkeit mit der Tiefe und b) berechnete kumulative Verschiebungen (modifiziert nach Mikkelsen 1996).

sensiblen Neigungsmesssonde (Abb. 21a), einem Kabel mit Tiefenangabe und einem Datenaufzeichnungsgerät. Für die Nullmessung wird mit der Sonde die räumliche Lage des Führungsrohres ermittelt. Da das Inklinometer-Nutrohr keine Fixierungspunkte besitzt, kann die Sonde beliebig positioniert werden. Die Neigungssonde ist kalibriert, um die Neigung in zwei senkrecht zueinander stehenden Richtungen (A und B) zu messen. Deshalb sollte die geographische Orientierung der Nuten an der Oberfläche eingemesen werden. Durch Verwindung (Verdrehung) des Inklinometer-Nutrohres kann sich die Orientierung der Nuten mit der Tiefe ändern. Um den Effekt der Verwindung auf die Messergebnisse korrigieren zu können, kann mit einer speziellen Sonde die Orientierung der Nuten für die beiden Richtungen A und B an jedem Inklinometerintervall bestimmt werden. Andere systematische Fehler entstehen durch Kalibrierungsfehler (Bias-shift error), Fehler in der Tiefenlage der Sonde im Inklinometerrohr durch ungenaue Positionierung oder Setzungen, Rotationsfehler resultierend aus einer veränderten Ausrichtung der Sonde und der Neigung des Inklinometerrohrs (Mikkelsen 2003). Die oben genannten systematischen Messfehler können Hangdeformation vortäuschen und zu falschen Interpretationen führen.

Messtechnisch wird die Neigungssonde in das eingebaute Führungsrohr eingesetzt und in Messintervallen entsprechend der Basislänge L des Sensors (z.B. 0,5 m), meistens ausgehend vom Fußpunkt nach oben geführt. Da sich ein Neigungsmesswert auf die Basislänge L bezieht, kann man diese Neigungsänderung nach der Beziehung  $L \cdot \sin(\alpha)$  in einen Versatz V für jedes Messintervall umrechnen, wobei  $\alpha$  der gemessene Neigungswinkel ist (Abb. 21b und 22). In einem ersten Messdurchgang wird der genaue Verlauf der Messverrohrung ermittelt (Anfangs- oder Nullmessung). Treten nun Hangdeformationen auf, so verbiegt sich das Messrohr und die Neigung verändert sich. Durch Folgemessungen können die neuen Querverschiebungen für jedes Intervall durch Differenzenbildung hinsichtlich der Nullmessung errechnet und in einer Summenkurve dargestellt werden. Inklinometermessungen können Feldmessgenauigkeiten von  $\pm 8$  mm pro 30 m Teufe erreichen. Da diese Genauigkeit zufällige und vor allem systematische Fehler beinhaltet, kann durch spezielle Fehleranalysen und Korrekturverfahren der systematische Fehler markant verringert werden (Mikkelsen 2003). Der Umstand, dass in sehr aktiven Hängen mit diskreter Bewegungszone das Abscheren oder Zusammen-

drücken der Bohrung und des Inklinometerrohrs möglich ist, sollte bei der Planung von Inklinometerbohrungen beachtet werden. Weiters ist zu beachten, dass die Bohrung genügend tief geplant wird und alle potentiellen Bewegungszonen durchörtert, um die Kinematik der Hangbewegung vollständig zu erfassen. Hier können im Vorfeld fundierte geologische, geodätische und geophysikalische Untersuchungen Fehlenschätzungen der Bohrungsteufen verhindern. Bohrungen, die nicht bis in den unbewegten Untergrund reichen, geben nur Informationen über mögliche Interndeformationen. Standardmäßig wird die Inklinometermessung mit einer geodätischen Vermessung des Inklinometerrohrkopfes an der Geländeoberfläche verbunden.

Die Ergebnisse aus Inklinometermessungen können in Form von kumulativen oder inkrementellen Verschiebungen gegen die Teufe, oder kumulativen Verschiebungen gegen die Zeit dargestellt werden. Um systematische Fehler zu erkennen, eignen sich diagnostische Darstellungsformen, wie z.B. die kumulative bzw. inkrementelle Abweichung von der Vertikalen oder Quersummendiagramme (Mikkelsen 2003).

Zur Interpretation der Inklinometermessdaten können zwei grundsätzliche Deformationsmechanismen unterschieden werden. Während bei der Starrkörperblockrotation (Kippmechanismus) im Inklinometerrohr in Bohrlochrichtung keine axialen Verformungen auftreten, ist bei einer einfachen, volumenkonstanten Scherung in einer Bewegungszone mit axialen Zugverformungen zu rechnen. Durch Messung der axialen Verformung z.B. mit einem Inkrex System können jedoch diese beiden Fälle unterschieden werden (siehe unten).

### Stationäres Ketteninklinometersystem (In-Place Inklinometersystem)

Ketteninklinometer („In-Place“ Inklinometersystem) bestehen aus einer Kette von Einzelmessgliedern, die in einer Standardinklinometerverrohrung eingebaut sind (Interfels 2007). Das Messprinzip des Ketteninklinometers ist ähnlich dem des Standardinklinometers. Jedes einzelne Messglied beinhaltet ein- bzw. zwei Neigungssensoren, welche in einem Gehäuse installiert sind. Das Gehäuse ist Teil eines Messarmes mit definierter Basislänge. In der Regel werden die Sensoren an eine automatische Datenerfassungsanlage angeschlossen, die zusätzlich zur

ständigen Messwertüberwachung noch alarmfähig ist, wenn bestimmte Grenzwerte überschritten werden.

### Extensometer

Um axiale Verschiebungen bzw. Verformungen entlang einer Bohrung zu messen, werden Extensometer unterschiedlicher Bauweise eingesetzt. Neben Extensometern, die nur ein Messintervall aufnehmen können, gibt es auch Systeme, die Verformungen entlang mehrerer Abschnitte messen können. - Stangenextensometer messen die Änderung der Strecke zwischen einem oder mehreren Ankern. Sie bestehen aus einem Anker, der im Bohrloch installiert wird, einem Messgestänge mit Hüllrohr und einem Kopf. Das Messgestänge überbrückt die Strecke zwischen den Ankerpunkten und dem Kopfpunkt am Bohrlochmund. Die Messungen können am Kopfpunkt entweder manuell mit einer Messuhr oder automatisch mit einem elektrischen Wegaufnehmer durchgeführt werden. Die Verankerung des Extensometers im Bohrloch erfolgt in kompaktem Fels und Boden durch Zement, in weichen Böden oder stark zerklüftetem Fels hingegen durch Packersysteme. Stangenextensometersysteme ermöglichen Messgenauigkeiten im Hundertstel mm-Bereich und eignen sich gut zur Automatisierung (Keusen 1998).

### *Inkrex* Sondenextensometer

Die Interpretation von Hangdeformationen aus Bohrlochmessungen kann deutlich verbessert werden, wenn zusätzlich zu den Inklinometermessungen noch axiale Verformungsmessungen durchgeführt werden (Kovari 1988).

Mit dem mobilen Sondenextensometer *Inkrex* können hochpräzise Messungen der Distanzen zweier benachbarter Messringe in einer Bohrung durchgeführt werden. Die Messringe (Messbasis) sind im Abstand von 1 m zueinander auf Standard-Inklinometer-Nutrohren montiert und ermöglichen daher die Kombination mit Inklinometermessungen. Nach dem Einbringen der Verrohrung werden sie fest mit dem umgebenden Substrat durch Injektion verbunden. Zur Messung wird die *Inkrex*-Sonde in die Verrohrung eingeführt und mit ihr schrittweise die Teilmessstrecken angefahren. Durch Wiederholungsmessungen lassen sich die Änderungen der jeweili-

gen Bohrlochabstände wie folgt bestimmen: vergrößerte Abstände entsprechen einer Dehnung entlang der Bohrlochachse, verringerte Abstände einer Stauchung entlang der Bohrlochachse. Im Vergleich zu Stangenextensometern stellt die *Inkrex*-Sonde ein mobiles System dar und wird nach der Messung aus der Bohrung entfernt. Die *Inkrex* Verrohrung basiert auf handelsüblichen Inklinometer-Nutrohren. Dadurch kann für die Messung lateraler Deformationen das Messrohr auch mit jeder gängigen Inklinometersonde befahren werden. Das *Inkrex* Messsystem kann in beliebig geneigten, vertikalen oder horizontalen, fallenden oder steigenden, auch wassergefüllten Bohrlöchern eingesetzt werden. Dieses Messsystem kann den Abstand zwischen 2 Ringen (Initial 1000 mm) mit einer Genauigkeit von 0,02 mm, d.h. eine Verformung von  $2 \times 10^{-5}$  mm/mm auflösen. Der Messbereich für Dehnung und Stauchung liegt bei  $\pm 20$  mm (Interfels 2007).

### *Trivec* Sonde

Mit der *Trivec* Sonde (Solexperts 2007) können hochpräzise die drei orthogonalen x-, y- und z-Komponenten des Verschiebungsvektors entlang einer vertikalen Messlinie gemessen werden. Dabei werden Inklinometer- und Extensometermessungen simultan durchgeführt. Für die Messmethode wird ein spezielles Messrohr aus Kunststoff mit Messmarken (und Verbindungsrohren) in ein Bohrloch einzementiert und kann damit den Deformationen des Gesteins folgen. Der initiale Abstand der Messmarken und damit die Messbasis beträgt 1 m. Der Messbereich in axialer Richtung (z-Komponente) beträgt  $\pm 10$  mm, wobei Verschiebungen mit  $\pm 0,003$  mm Genauigkeit (mittlerer Fehler) erfasst werden können. Die sehr hohe Genauigkeit ist durch das Verspannen der kugelförmigen Messköpfe in den kegelförmigen Messmarken möglich (Abb. 23a). Die beiden Inklinometersensoren (x- und y-Komponente) ermöglichen einen Messbereich von  $14,5^\circ$  der Vertikalen, wobei die Genauigkeit bei  $\pm 0,05$  mm/m liegt.

Die Sonde wird mit einem Führungsgestänge in das Messrohr eingebracht und schrittweise zwischen zwei benachbarten Messmarken mit einem Abstand von 1 m positioniert (Abb. 23b). Aussparungen bei den Messmarken und bei den Sondenköpfen ermöglichen das schrittweise Verschieben der Sonde. Durch Drehen der Sonde um die eigene Achse um  $45^\circ$  wird die Messposition erreicht und durch Zug am Kabel

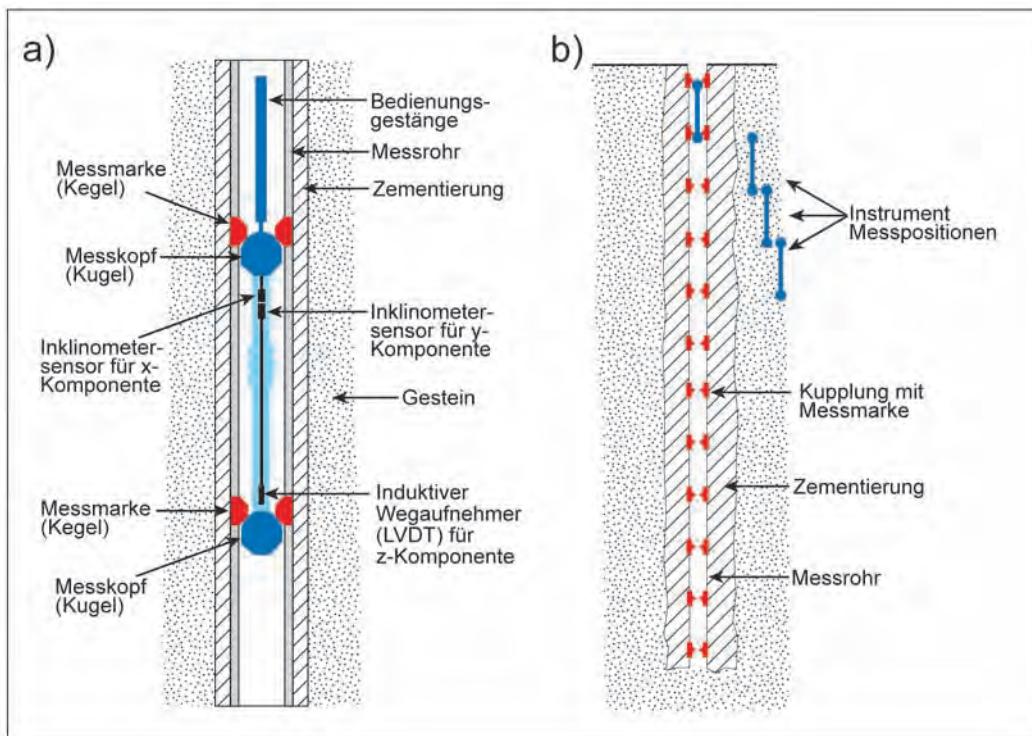


Abb. 23. a) Schematischer Aufbau eines Trivec Sondenmesssystems, b) Schrittweises Setzen der Trivec Sonde in 1 m Intervallen (modifiziert nach Thut 1996).

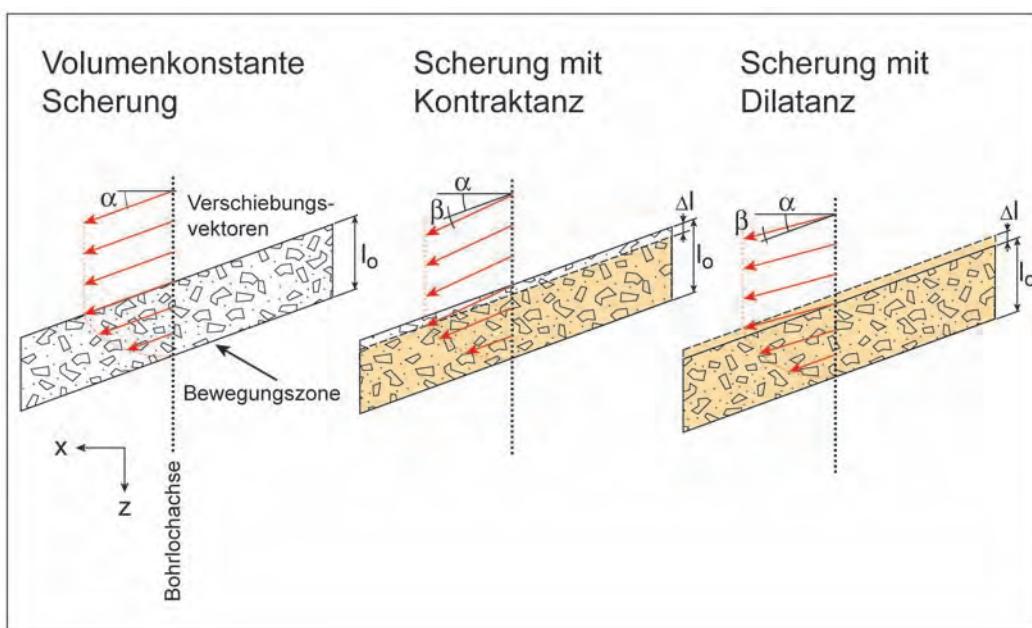


Abb. 24. Bei einer volumenkonstanten Scherung ist der Verschiebungsvektor parallel zur Bewegungszone mit dem Einfallswinkel  $\alpha$  orientiert. Kontraktanz während des Schervorgangs verursacht steilere Vektoren als das Einfallen der Bewegungszone (Vektor-einfallswinkel  $\alpha + \beta$ ). Dilatanz führt zu flacheren Vektoren (Vektor-einfallswinkel  $\alpha - \beta$ ). (modifiziert nach Thut 1996).

oder am Führungsgestänge werden die beiden Köpfe der Sonde zwischen den Messmarken verspannt. Ein hochpräziser Wegsensor für die z-Komponente und je ein Inklinometer-Sensor für die x- und y-Komponente werden aktiviert und die Messwerte auf ein digitales Datenerfassungsgerät übertragen. Bei jeder Messposition wird die Sonde mit Hilfe des Führungsgestänges zusätzlich um 180° rotiert. Die Messung in zwei Lagen (0° und 180°) kompensiert den Temperatureinfluss und eventuelle systematische Instrumentenfehler.

Da mit der *Trivec*-Sonde alle 3 Verschiebungskomponenten entlang einer vertikalen Bohrung gemessen werden, können mit diesem System komplexe hangkinematische Deformationsmechanismen erfasst werden. Im Vergleich dazu messen Standardinklinometersonden nicht den dreidimensionalen Bewegungsvektor, sondern nur die horizontale Verschiebungskomponente in 2 Richtungen, d.h. die Daten geben keine Auskunft, ob sich eine Masse nach oben (im Hangfußbereich, bei Rotationsgleitungen) oder unten bewegt. Wenn auch üblicherweise bei Inklinometerinstallationen der Kopf geodätisch vermessen wird, d.h. der räumliche Verschiebungsvektor an der Oberfläche bekannt ist, so können komplexe Internerdeformationen (z.B. aus mehreren nicht parallel einfallenden aktiven Bewegungszonen resultierend) mit Standardinklinometern nicht erkannt werden (Kovari 1988). Auch Mechanismen von Dilatanz bzw. Kontraktanz innerhalb von Gleitmassen und aktiven Bewegungszonen sind nur durch zusätzliche axiale Messungen oder den Einsatz von *Trivec* Sonden erfassbar. Verdichtet sich die Bewegungszone bei einer kontraktanten Scherung, wird die vertikale Verschiebungskomponente durch den Gleitprozess entlang einer geneigten Bewegungsbahn durch eine weitere Komponente überlagert. In diesem Fall sind die Verschiebungsvektoren nicht mehr parallel zur Bewegungsbahn orientiert, sondern steiler als diese (Abb. 24).

### Time Domain Reflectometry (TDR)

Bei Massenbewegungen mit hoher Aktivität können Inklinometer für Messsonden nicht mehr durchgängig oder entlang diskreter Bewegungszonen abgeschert werden. In diesen Fällen kann eine Bohrung zusätzlich mit einem Koaxialkabel ausgerüstet werden. Durch Reflexionsmessungen von elektrischen Impulsen mit TDR-Messgeräten sind mechanisch beanspruchte Kabelabschnitte und damit Tiefenlagen

möglicher Verformungen detektierbar (Singer et al., 2006). Diese Methode wurde u. a. erfolgreich an aktiven Erdströmen in den Dolomiten (Italien) angewandt (Corsini et al. 2005).

### 5.3.3 Flächenhafte Deformationsmessungen

Flächenhafte Deformationsmessungen werden vor allem in schwer zugänglichen und aufgrund hoher Gefährdung nicht begehbarer Untersuchungsgebieten eingesetzt und umfassen unterschiedliche Methoden der Fernerkundung.

#### Digitale Photogrammetrie

Das Prinzip der digitalen Photogrammetrie zur flächigen Detektion von Hangbewegungen beruht auf der Auswertung von farbigen oder s/w Luftbildern (bzw. eigens erstellten Höhenmodellen und Orthofotos), die zu unterschiedlichen Zeitpunkten aufgenommen wurden. Daraus ergibt sich die Möglichkeit, horizontale und vertikale Bewegungen zu rekonstruieren.

Durch Anwendung unterschiedlicher Auswerteverfahren kann mit der Photogrammetrie das dreidimensionale Vektorfeld der Oberflächenverschiebungen von Massenbewegungen bestimmt werden. Das einfachste Verfahren hierzu ist die Wiederholung von Punktbestimmungen in monotonen Stereomodellen zu verschiedenen Befliegungszeitpunkten. Die 3D-Geländekoordinaten von markanten, zu beiden Zeitpunkten als korrespondierend erkennbaren Geländepunkten werden in den beiden Stereomodellen bestimmt (Baltsavias 1996). Die Koordinatendifferenz ist die gesuchte Geländeverschiebung. Zur photogrammetrischen Bewegungsmessung müssen a) die zu bestimmenden Verschiebungsbeträge signifikant größer sein als die Genauigkeit des Verfahrens und b) die Veränderung des Geländes zwischen den Befliegungen eine Identifizierung korrespondierender Punkte noch zulassen. Beide Bedingungen lassen sich unter Umständen durch die gezielte Auswahl einer geeigneten Zeitperiode zwischen den Befliegungen erfüllen. Die Genauigkeit photogrammetrischer Messungen wird vorwiegend von der Flughöhe bestimmt; d.h. bei sehr niedrigen Aufnahmehöhen können Verschiebungen im cm-Bereich registriert werden (Brückl et al. 2006b). Weiters ist zu betonen, dass die Photogrammetrie vorwiegend in wenig bewaldeten Gebieten durchgeführt werden kann und sich daher vor allem für hochalpine

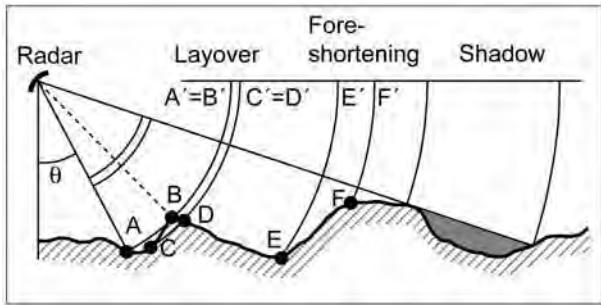


Abb. 25. Aufnahmegeometrie von satellitengestützten SAR-Systemen quer zur Flugrichtung und Projektion der Erdoberfläche in die Radargeometrie.

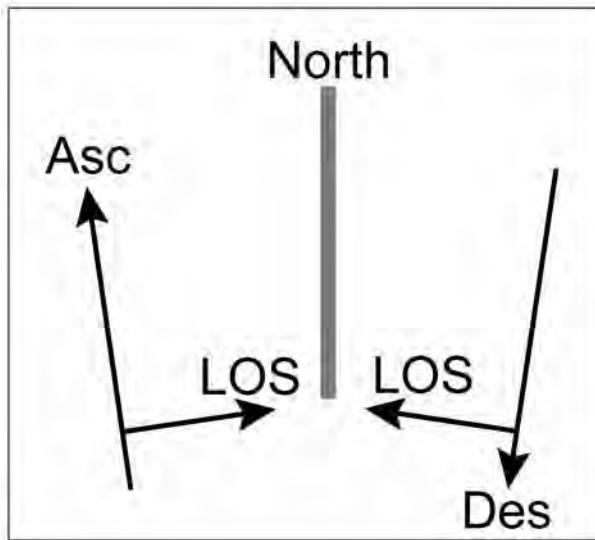


Abb. 26. Schematische Darstellung der aufsteigenden (Asc) und absteigenden (Des) Satellitenumläufe und der SAR-Beobachtungsrichtungen (LOS).

Regionen eignet. Die digitale Photogrammetrie wurde an aktiven Blockgletschern aber auch an sich langsam bewegenden großen Massenbewegungen mit Erfolg angewandt (Käab 2000, Brückl et al. 2006b).

### Satellitengestützte und terrestrische Radarinterferometrie<sup>2</sup>

Satellitengestützte Radarinterferometrie (Differentielle Radarinterferometrie, DINSAR) ermöglicht die flächenhafte Erfassung von Oberflächendefor- mationen einzelner Massenbewegungen. Diese Methode kann aber auch zur Erkundung und Kartierung

<sup>2</sup> Beschreibung modifiziert aus Nagler (2007).

von aktiven Massenbewegungen im regionalen Maßstab eingesetzt werden.

Die Methode beruht auf Analysen von Satelliten- aufnahmen mit bildgebenden Radarsystemen (Radar mit synthetischer Apertur, SAR), die zu unterschiedlichen Zeitpunkten erfolgten. Aus der Phasendifferenz, die auf der Grundlage von zwei aus unterschiedlichen Entfernungen aufgenommenen Satellitenbildern berechnet wird, können Oberflächenbewegungen abgeleitet werden. Mit einem mehr als 15 Jahre zurückreichenden Datenarchiv können retrospektive Analysen von Deformationen an der Erdoberfläche seit Beginn der 1990er Jahre durchgeführt werden. Zahlreiche Anwendungsgebiete von DINSAR wurden seit dem Start des Satelliten ERS-1 erschlossen, wie z.B. die Kartierung von seismisch bedingten Deformationen, von Oberflächendefor- mationen in vulkanischen Gebieten, von Absenkungen infolge Grundwasserentnahmen und Bergbauaktivitäten, Massenbewegungen auf Hängen und Gletscherbewegungen (Rott & Nagler 2006, Rott et al. 1999). Die Anwendbarkeit der Radarinterferometrie wird durch dicht bewachsene Gebiete (z.B. dichter Wald) oder abschmelzende Gletscherflächen eingeschränkt, da eine zeitliche Dekorrelation des Radarsignals eintritt. Daher ist diese Methode vor allem in hochalpinen, ariden oder bebauten Gebieten anwendbar.

Satellitengestützte Radar mit synthetischer Aper- tur (SAR), wie ERS-SAR und ENVISAT-ASAR, sind seit- wärts aufnehmende, abbildende Systeme, welche Radar-Impulse aussenden und das reflektierte Signal messen (Raney 1998). Die Zeilenfolge in Flugrichtung ist dabei gegeben durch die Geschwindigkeit des Sa- telliten, die Aufnahme quer zur Flugrichtung (LOS – Line of Sight) beruht auf der Laufzeit des ausgesand- ten Signals. Aufgrund dieser Aufnahmetechnik kommt es speziell im Gebirge zu starken Verzerrun- gen. Abb. 25 zeigt schematisch die Aufnahmegeome- trie satellitengestützter SAR-Systeme quer zur Flug- richtung. Hänge, die zum SAR ausgerichtet sind, wer- den verkürzt im SAR-Bild dargestellt (Foreshorten- ing). Bei steilen Hängen tritt eine Bildüberlage- rung (Layover) auf, da das reflektierte Signal von höher gelegenen Gebieten zuerst am Radar an- kommt. In Gebieten, die von Bildverkürzung und Bildüberlagerung betroffen sind, kann man im allge- meinen keine Information ableiten. Im Gegensatz dazu werden Hänge, die vom Radar weggerichtet sind, relativ gestreckt, d.h. mit verbesserter Auflö- sungs als eine ebene Fläche aufgenommen. Sehr steile Hänge, die vom Radar wegschauen, liegen im Radar-

schatten (Shadow) und können nicht beobachtet werden. Diese Abbildungseffekte hängen vom Blickwinkel  $\theta$  ab, der eine Kenngröße der Aufnahmemodi verschiedener Radarsensoren ist.

ERS und ENVISAT sind polarumlaufende Satelliten mit einer Orbitinklination von 98°. Aufgrund der oben beschriebenen SAR-Abbildungseigenschaften werden Westhänge während des absteigenden (descending) Orbits und Osthänge während des aufsteigenden (ascending) Orbits in SAR Bildern aufgenommen. Nach Norden exponierte Hänge werden etwas günstiger in auf- und absteigenden Orbits abgebildet als Hänge mit einer Südorientierung (Abb. 26).

Mit aktuellen Satellitenbildern sind bei idealen Bedingungen Bewegungsraten von wenigen Millimetern bis etwa 1 Meter pro Jahr auflösbar.

Eine weitere Einsatzmöglichkeit der SAR-Interferometrie besteht in der Erstellung von digitalen Höhenmodellen. Da Satellitenbilder weltweit und flächendeckend zur Verfügung stehen, können auf Basis der Radarinterferometrie digitale Höhenmodelle für kartographisch wenig erfasste Regionen erstellt werden.

Neben der satellitengestützten Radarinterferometrie kann auch die terrestrische Radarinterferometrie zur Deformationsmessung bei Massenbewegungen angewandt werden. Erste Ergebnisse an instabilen Felsflanken und Böschungen in Randa und Val d' Infern (Schweiz) zeigen, dass bei entsprechend günstiger Messgeometrie Verschiebungen im Millimeterbereich detektiert werden können (Dehls et al. 2007, Casagli et al. 2006).

### Terrestrische und luftgestützte Laserscanner

Laserscanning eignet sich zur direkten Bestimmung der 3D Koordinaten von Punkten an einer Geländeoberfläche und kann luftgestützt vom Flugzeug bzw. Helikopter (Light Detection And Ranging, LiDAR) aus oder terrestrisch (Terrestrial Laser Scanning, TLS) eingesetzt werden.

Beim LiDAR sendet der im Flugzeugboden eingebaute Laserscanner impulsartig einen Laserstrahl aus, der von der Oberfläche reflektiert wird. Aus der Zeitdifferenz zwischen Aussendung und Empfang der reflektierten Laserimpulse wird die Distanz zwischen Flugzeug und dem Punkt an der Oberfläche gemessen. Bei bekannter Position und Lage des Flugzeuges kann jeder Laserreflexionspunkt georeferenziert werden und dessen 3D Koordinaten mit einer Genau-

igkeit im dm-Bereich bestimmt werden (Lüthy & Geiger 2005). Zusätzlich können durch Messung der Intensität des reflektierten Impulses unterschiedlich reflektierende Oberflächen wie z.B. Schnee- und Felsflächen differenziert werden.

Aus der Kombination von Vorwärtsbewegung des Flugzeuges und dem Hin- und Herschwingen des Ablenkspeiegels ergibt sich eine nahezu zickzackförmige Linie, auf der sich die Reflexionspunkte befinden. Die absolute Position und Lage des Flugzeuges wird mit einem integrierten Positionierungs- und Orientierungssystem, bestehend aus differentiellen GPS (Referenzstation am Boden) und einem inertialen Messsystem (IMU), bestimmt. Aus der georeferenzierten Punktwolke können hochgenaue digitale Oberflächenmodelle (DSM) oder digitale Terrainmodelle (DTM) bzw. Höhenmodelle (DHM) erstellt werden.

Digitale Oberflächenmodelle beinhalten die Erdoberfläche inklusive aller natürlichen und anthropogenen Objekte (z.B. Vegetation, Bauwerke). Digitale Terrainmodelle hingegen repräsentieren nur die Erdoberfläche ohne Vegetationsbedeckung oder Siedlungen und sind daher für Fragestellungen hinsichtlich Massenbewegungen relevant. Digitale Terrainmodelle stellen Grundlagendaten zur Kartierung und Volumenabschätzung von Massenbewegungen, zur räumlichen Erfassung von Oberflächendeformationen dar und zur Modellierung von Trajektorien-basierten Methoden von Steinschlagprozessen (Geist et al. 2008). Die Bestimmung der Hangdeformationen setzt mindestens zwei Befliegungen voraus, wobei der Zeitpunkt der Folgebefliegung mit der Hangbewegungsrate abgestimmt werden muss.

Da luftgestützte Laserscanbefliegungen zur Überwachung von Hangbewegungen meist zu ungenau und teuer sind, werden terrestrische Laserscanner mit Reichweiten bis 1000 m eingesetzt. Diese funktionieren prinzipiell ähnlich dem LiDAR; da der terrestrische Laserscanner aber am Boden fixiert wird, ist der Aufwand hinsichtlich Positionierung des Gerätes jedoch ungleich niedriger. Durch die Positionierung des Gerätes an bekannten Fixpunkten können in Abhängigkeit der Distanzen Genauigkeiten im cm- bis dm-Bereich erzielt werden. Ähnlich den Tachymetersystemen werden Laserscannermessungen durch atmosphärische Refraktionen beeinflusst. Ein grundlegender Vorteil eines terrestrischen Laserscanners besteht darin, dass ohne Reflektor gemessen werden kann und daher

ein hochaktives instabiles Gefahrengebiet nicht betreten werden muss. So eignen sich terrestrische Laserscanner vor allem zur Überwachung aktiver Hangbeschleunigungsphasen mit hohen Bewegungsraten (cm bis m innerhalb des jeweiligen Beobachtungszeitraumes), wo sekundäre Steinschlagereignisse oder ein mögliches spontanes Hangversagen ein Betreten des Gebietes aus Sicherheitsgründen unmöglich machen. Auch zur Überwachung von Felsböschenungen mit akuter Fels- bzw. Steinschlaggefährdung werden terrestrische Laserscanner eingesetzt (Scheikl et al. 2000, Kemeny et al. 2006). Durch Messung der Intensitäten können Objekte über einen längeren Zeitraum verfolgt und zur Ableitung von einzelnen Bewegungsvektoren herangezogen werden (Zangerl et al. 2007a,b).

## 6. Modul 4: Trigger-, Stabilisierungs- und Beschleunigungsfaktoren

Die Auslösung, die zeitabhängige Entwicklung und das Geschwindigkeitsverhalten von Massenbewegungen werden von unterschiedlichen physikalischen Prozessen beeinflusst. So kann unterschieden werden zwischen Faktoren, die Hangbewegungen auslösen oder zu Beschleunigungen führen und solchen, die hangstabilisierend wirken. In vielen Fällen wirken mehrere miteinander in Wechselwirkung stehende Faktoren auf das System, sodass ein einziger Trigger, Beschleunigungs- und Stabilisierungsfaktor häufig nicht bestimmt werden kann. Im Folgenden werden mögliche Faktoren diskutiert, wobei manche sowohl destabilisierend als auch stabilisierend wirken können.

### 6.1 Grundwasserverhältnisse

Einen dominierenden Einflussfaktor hinsichtlich der Stabilität und Bewegungsaktivität von Massenbewegungen stellt die Grundwassersituation dar. Dabei können zwei grundsätzliche theoretische Prozesse unterschieden werden: einerseits das fundamentale Prinzip der „effektiven Spannungen“ und andererseits das Prinzip der „Strömungskräfte“, die in einem Hang die treibenden Kräfte erhöhen können.

Das Prinzip der effektiven Spannungen wurde von Terzaghi (1950) für Lockergesteine folgendermaßen definiert:

$$\sigma^{\text{eff}} = \sigma^{\text{tot}} - p$$

wobei  $\sigma^{\text{eff}}$  die effektive Spannung,  $\sigma^{\text{tot}}$  die totale Spannung und  $p$  den Porenwasserdruck darstellen. Für Trennflächen wie z.B. Klüfte kann dieses Gesetz analog angewandt werden, wobei dazu die effektiven und totalen Normalspannungen und der Kluftwasserdruck in die obige Gleichung eingehen. Die Zunahme des Kluft- oder Porenwasserdrucks reduziert die effektiven Spannungen in den Trennflächen bzw. im porösen Medium. Die Reduktion der effektiven Spannungen verringert unter Annahme eines Mohr-Coulomb Bruchkriteriums

$$\tau_f = c + \sigma^{\text{eff}} \cdot \tan(\phi)$$

die Scherfestigkeit  $\tau_f$  (wird von der Kohäsion  $c$  und dem Reibungswinkel  $\phi$  bestimmt), sodass ein Versagen des Materials eintreten kann (Abb. 27). Aus den obigen Grundlagen wird ersichtlich, dass der Wasserdruck direkt die mechanischen Eigenschaften und Stabilitäten beeinflusst und daher bei Massenbewegungen quantitativ erfasst werden sollte.

Die Strömungskraft  $F_s$  lässt sich aus dem hydraulischen Gradienten  $i$ , der Wichte des Wassers  $\gamma_w$  und dem durchströmten Volumen  $V$  berechnen:

$$F_s = i \cdot \gamma_w \cdot V$$

Der hydraulische Gradient  $i$  ist durch die Abnahme des hydraulischen Potentials (Piezometerhöhe)  $\Delta h = h_1 - h_2$  pro Fließstrecke  $\Delta l$  definiert. Steigt der hydraulische Gradient durch eine Erhöhung der Neigung des Bergwasserspiegels, wie zum Beispiel durch eine Absenkung eines Vorfluters bzw. Stausees an, so vergrößert sich die Strömungskraft. Diese wiederum erhöht die treibenden Kräfte und führt damit zur Beschleunigung oder zum Versagen des Hanges.

Neben dem direkten Einfluss des Wassers auf den in-situ Spannungszustand einer Massenbewegung, kann Wasser die mechanischen Gesteinseigenschaften durch Verwitterungs-, Lösungs- und Erosionsprozesse chemisch und physikalisch beeinflussen. In tonreichen Gesteinen kann Wasser Quellerscheinungen und Volumszunahmen verursachen und dabei die Festigkeit reduzieren.

An den Massenbewegungen Gradenbach (Kärnten, Österreich) oder Campo Vallemaggia (Tessin, Schweiz) konnten Weidner (2000) und Bonzanigo et al. (2000) nachweisen, dass Anstiege der Piezometerhöhen (hy-

draulische Druckhöhen) in den Bohrungen zu Hangbeschleunigungen führen. Für die Fallstudie Campo Vallemaggia war dieser Nachweis insofern relevant, da ein Entwässerungsstollen nach dem Konzept des hydraulischen Druckabbaus zur Stabilisierung geplant war, und aufgrund der hohen Kosten dieser Sanierungsmassnahmen eine eindeutige Zuordnung des dominierenden Prozesses benötigt wurde. Das Ziel hydrogeologischer Untersuchungen besteht darin, den Einfluss hydrogeologischer Faktoren auf die zeitliche Stabilitätsentwicklung von Massenbewegungen zu bestimmen. Weiters soll ein möglicher kausaler Zusammenhang zwischen Beschleunigungsphasen und Grundwassersituation erfasst werden.

Der Einfluss des Niederschlags auf Massenbewegungen ist bei zeitlich unmittelbar ausgelösten Ereignissen (gekennzeichnet durch plötzliches Hangversagen) relativ leicht erkennbar. Ein kausaler Zusammenhang ist durch die zeitlich unmittelbare Abfolge von Niederschlag und Hangversagen gegeben, wobei dies vor allem bei flachgründigen Massenbewegungen im Lockergestein oder stark verwitterten Festgestein und bei Steinschlagereignissen zu beobachten ist. Im Gegensatz dazu sind tiefgründige Massenbewegungen durch Zeitverzögerung zwischen Niederschlägen und dem Anspringen der Bewegungen gekennzeichnet. Eine direkte ursächliche Verbindung zwischen Niederschlag und Beschleunigung lässt sich nur mit aufwendigen statistischen Methoden wie Zeitreihenanalysen (Weidner 2000) belegen. Der Grund liegt in den komplexen hydrologisch-hydrogeologischen Gegebenheiten des Untergrunds, gekennzeichnet durch die Interaktion von Niederschlag, Evapotranspiration, Oberflächenabfluss, Speicheränderung, Grundwasserneubildung und Grundwasserexfiltration. Auch andere hydrologische Bedingungen wie Regenfall auf eine bestehende Schneedecke oder Schneeschmelze beeinflussen die Grundwasserneubildung und damit die Hangstabilität.

Schüttungsmessungen von repräsentativen Quellen, Bächen und Gerinnen im Umfeld der Massenbewegung eignen sich vor allem zur Untersuchung von Beschleunigungs- und Stabilisierungsphasen, deren Ursache hydrogeologischer Natur ist. Da Wasser aus perennierenden Quellen vorwiegend aus Grundwasser besteht und die Schüttungsmenge vom hydraulischen Gradienten beeinflusst wird, gewähren Quellen gewissermaßen einen Einblick in die Bergwassersituation (Zu- oder Abnahme der Wasserdrücke, Abb. 28). Dies eignet sich vor allem in Kombination mit hydrochemischen und isotopenchemischen Analysen, um zwi-

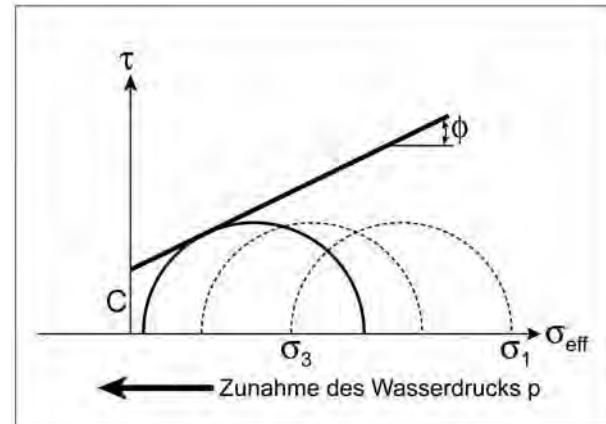


Abb. 27. Effektive Spannungsänderung durch Zunahme des Wasserdrucks in einem Mohr-Coulomb Bruchkriterium. c...Kohäsion,  $\phi$ ...Reibungswinkel,  $\tau$ ...Scherspannung,  $\sigma_1$ ,  $\sigma_3$ ...Hauptspannungen.

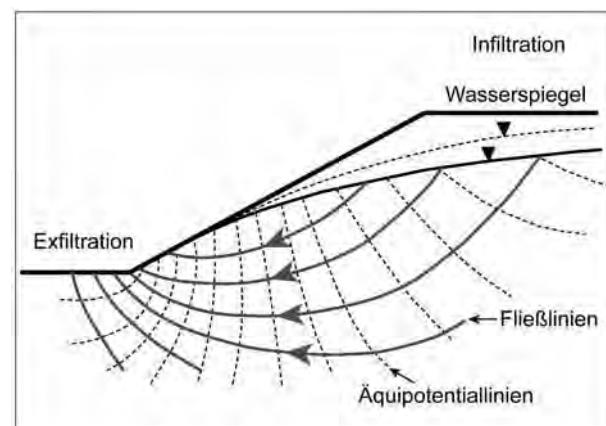


Abb. 28. Vereinfachtes Grundwasserströmungsmodell eines isotropen homogenen Hanges. Anstieg des Wasserspiegels (strichlierte Linie) erhöht den hydraulischen Gradienten und damit, entsprechend dem Gesetz von Darcy, die Quellschüttung und/oder Höhenlage der Quellaustritte (modifiziert aus Freeze & Cherry 1979).

schen oberflächennahen und tiefreichenden Grundwassersystemen unterscheiden zu können. Durch Zeitreihenanalysen von Quellschüttungen und Hangbewegungen können mögliche Abhängigkeiten zwischen Grundwassersituation und Hangdeformation untersucht werden (Evers 2006, Zangerl et al. 2007a).

Inaktive oder sich langsam bewegende Hänge, an deren Hangfuß ein Speichersee angelegt wird, können in ihrem Bewegungsverhalten durch die veränderten hydraulischen und mechanischen Randbedingungen beeinflusst werden. Vielfach wurde eine Reaktivierung oder Beschleunigung bereits bestehender Massenbewegungen beim Ersteinstau beobachtet. Im Bereich des Stausees Gepatsch (Kaunertal,

Österreich) führte der Ersteinstau zur Reaktivierung einer post-glazialen Gleitscholle und Ausbildung einer neuen Anrisszone (Lauffer et al. 1971). In den ersten 15 Monaten war diese Felsscholle durch Horizontalverschiebungen von 10,9 m gekennzeichnet, die in Folge auf wenige cm pro Jahr abklangen und eine Stabilisierung signalisierten. Langzeitmessungen über 40 Jahre zeigen, dass die nun geringen jährlichen Verschiebungen durch episodische Beschleunigungsphasen im Spätwinter bzw. Frühjahr gekennzeichnet sind, wobei Zeitreihenanalysen auf einen kausalen Zusammenhang von dem jährlichen Abstau und der Geschwindigkeitszunahme hinweisen (Evers 2006, Zangerl et al. 2007a). Weiters wurde beobachtet, dass jährlich die Hangbeschleunigungen durch das Befüllen des Speichers abgebremst werden. Ein Einfluss von Niederschlag und Schneeschmelze auf die Hanggeschwindigkeit konnte hier nicht nachgewiesen werden. Übereinstimmende Beobachtungen, gekennzeichnet durch Abstau-induzierte Hangbeschleunigungen, wurden auch am Stausee Wägital (Schweiz) gemacht (Jäckli 1996). Geodätische Messungen vor, während und nach dem Bau des Speichers Durlaßboden (Zillertal, Österreich) zeigen, dass auch hier der erste Vollstau zu signifikanten Hangbeschleunigungen bzw. Reaktivierungen führte, wobei die Bewegungsraten langfristig wiederum rückläufig sind (Leobacher & Liegler 1998).

Die oben genannten Fallbeispiele dokumentieren eindrucksvoll, dass zwei unterschiedliche Mechanismen das Bewegungsverhalten im Zusammenhang mit der Errichtung eines Reservoirs am Hangfuß beeinflussen können: a) Verminderung der effektiven Spannungen im Hangfuß durch Aufstau und b) Erhöhung des hydraulischen Gradienten durch anhaltende Poren/Kluftwasserdrucke beim Abstau und damit verbunden der Strömungskräfte bei gleichzeitiger Reduzierung der stützenden Wirkung der Speicherfüllung („rapid drawdown“; Terzaghi 1950, Berilgen 2007).

Das Überwachen der sehr komplexen heterogenen Grundwassersituation in Massenbewegungen ist meist sehr schwierig und kostenintensiv und kann nur durch Bohrungen in Kombination mit hydrogeologischen (meist dreidimensionalen) numerischen Modellen geschehen. Da diese Modelle die instationären hydraulischen Strömungsverhältnisse abbilden sollen, müssen zur Kalibrierung die hydraulischen Höhen von Piezometer-instrumentierten Bohrungen sowie Bohrlochversuche (z.B. Pump- oder Packertests) zur Erfassung der Transmissivitäten, hydraulischen

Durchlässigkeiten und Speicherkapazitäten im in-situ Maßstab vorhanden sein. Zusätzlich helfen hydrochemische Analysen und Isotopenuntersuchungen die Grundwasserströmungen besser zu verstehen. Die Ergebnisse der hydrogeologischen Modellierungen können in mechanische Modelle integriert und so der direkte Einfluss der Wasserdruckschwankungen studiert werden. Wenn auch hydromechanisch gekoppelte Modelle die mechanischen und hydraulischen Prozesse umfassend berücksichtigen, so ist die rein hydraulische Komponente in derartigen Softwarepaketen bisher meist unzureichend integriert.

Da Bohrungen und deren Instrumentierung kostenintensiv sind, werden sie nur bei entsprechend großem Gefahrenpotential durchgeführt. Außerdem stellt besonders bei aktiven Massenbewegungen die Zugänglichkeit und Sicherheit zu den Bohrstellen ein großes Problem dar. Daher wird das hydrogeologische Verhalten von Massenbewegungen meistens über indirekte Methoden wie Temperatur-, elektrische Leitfähigkeits-, Niederschlags- und Quellschüttungsmessungen abgeschätzt (z.B. Madritsch & Millen 2007).

## 6.2 Topographie- und in-situ Spannungszustandsänderungen

Der in-situ Spannungszustand einer Hangflanke wird u. a. von deren Lithologie, tektonischen Strukturen und Gefüge, aber auch von der Topographie und Gletscherschwankungen (Ballantyne 2002) beeinflusst. Änderungen der Topographie wie z.B. durch Erosionstätigkeit eines Vorfluters oder eines Hang- bzw. Böschungsanschnittes (durch Verkehrswegebau oder Steinbruchabbau) führen zu Spannungsumlagerungen, die in weiterer Folge Standsicherheitsprobleme verursachen oder zum vollständigen Versagen des Hanges führen können (Abb. 29). In diesen Fällen löst die Spannungsumlagerung an sich oder die Kombination dieser mit zusätzlichen destabilisierenden Faktoren wie veränderte Grundwasserbedingungen die Hangbeschleunigungen und Instabilitäten aus.

In vielen Fällen unterschiedlichster Größenordnung wurde eine zeitliche Verzögerung zwischen der induzierten Spannungsänderung als Ursache und Beschleunigung bzw. Versagen des Hanges als Wirkung beobachtet. Zeitabhängige, nur sehr schwer quantifizierbare mechanische Prozesse beeinflussen das Hangverhalten. Kompilierte Altersdatierungen von fossilen Massenbewegungen zeigen, dass Spannungsumlagerungen nach dem Abschmelzen spät-

glazialer Gletscher nicht unmittelbar zum Hangversagen führten, sondern Zeitverzögerungen von mehreren Jahrtausenden auftraten. Die progressive Festigkeitsabnahme des Gebirges wird durch subkritisches Risswachstum, neotektonische Aktivität und/oder klimatische Veränderungen beeinflusst (Prager et al. 2008).

Im alpinen Raum werden häufig sehr mächtige, tiefgründige Massenbewegungen beobachtet, an deren Stirnbereich sekundäre Gleitungen stattfinden bzw. stattgefunden haben. Hangfußerosion und Zunahme der Hangfußneigung durch fortschreitende Bewegungen können als mögliche Trigger bzw. Beschleunigungsfaktoren wirken (Abb. 29). Im Gegenzug dazu können Nachböschungseffekte durch sekundäre Gleitungen im Hangfussbereich stabilisierend wirken, vorausgesetzt die abgeglittenen Massen werden nicht erodiert.

### 6.3 Temperatureffekte

Bei oberflächennahen Felsstürzen und Steinschlägen sind neben dem subkritischen und kritischen Risswachstum (Atkinson 1984), das durch Gebirgsspannungen, Kluftwasserdruke oder hydrochemische Prozesse in den Klüften beeinflusst wird, auch Temperatureffekte zu berücksichtigen (Krähenbühl 2004, Gunzburger et al. 2005). Messdaten des Felssturzes Val d'Infern (Graubünden, Schweiz) zeigen, dass temperaturabhängige Spannungsänderungen bis in Felsstufen von über 10 m wirken und zu Kluftverschiebungen im mm- bis cm-Bereich führen können. Dieser zyklische Belastungsvorgang beeinflusst die Langzeitfestigkeit von Hängen, neben anderen bereits oben genannten Prozessen.

### 6.4 Kinematische Effekte

Das klassische geometrische Modell einer Gleitung entspricht gewöhnlich einer ebenen (Translation) bis konkaven Geometrie (Rotation) der Bewegungszone. Im Festgestein können sich aber aufgrund strukturell induzierter Gebirgsanisotropien andere Gleitgeometrien ausbilden. So zeigen geomorphologische und struktureogeologische Beobachtungen am Kreuzkopf (Kaunertal, Österreich), dass die Bewegungszone sich strukturellen Anisotropien anpasst und damit die Interndeformation, d.h. die Bildung von Extensions- bzw. Kompressionszonen, beeinflusst (Abb. 30).

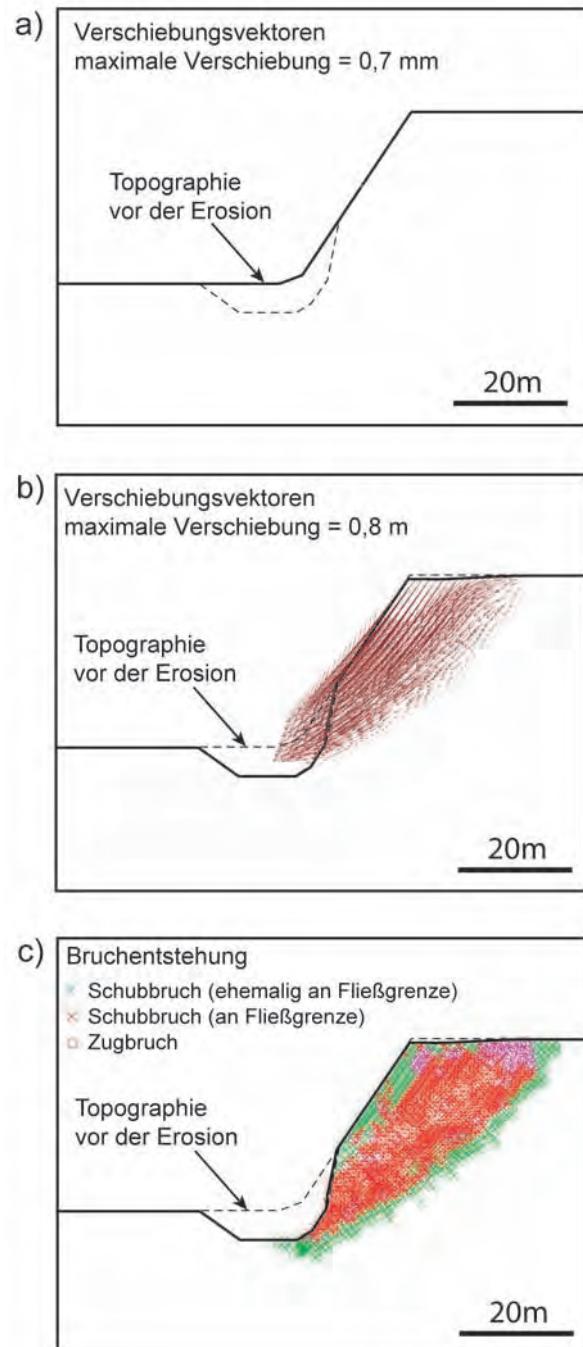


Abb. 29. Übersteilung einer Hangböschung im Hangfußbereich durch fluviatile Erosionstätigkeit, welche zu Spannungsumlagerungen und in Folge zum Versagen des Hanges führt: a) Standsichere Hangböschung mit Verschiebungen unter 0,7 mm und ohne Schub- bzw. Zugbrüche, b) Hangversagen mit großen Verschiebungen und c) mit Schubbrüchen im Inneren des Hanges (Ausbildung einer Gleitzone) bzw. Zugbrüchen im Bereich der Böschungskante. Die Modellierung erfolgte mit UDEC (Itasca 2001) unter Annahme eines Kontinuums (Mohr-Coulomb Parameter).

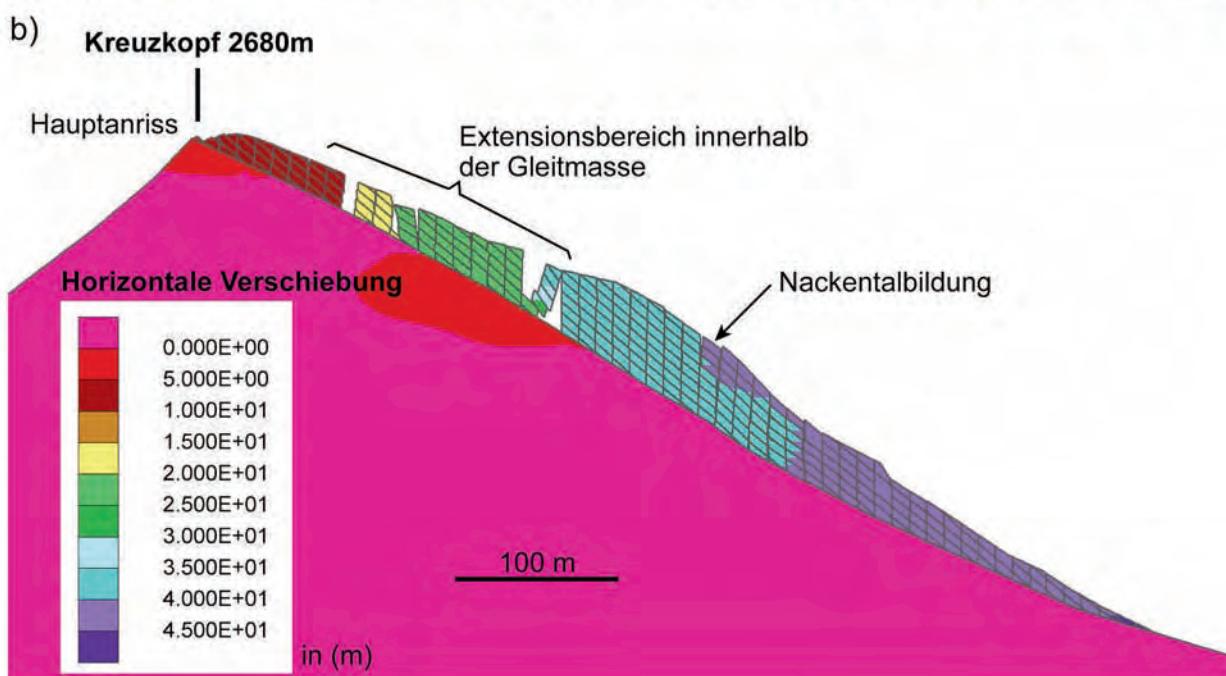
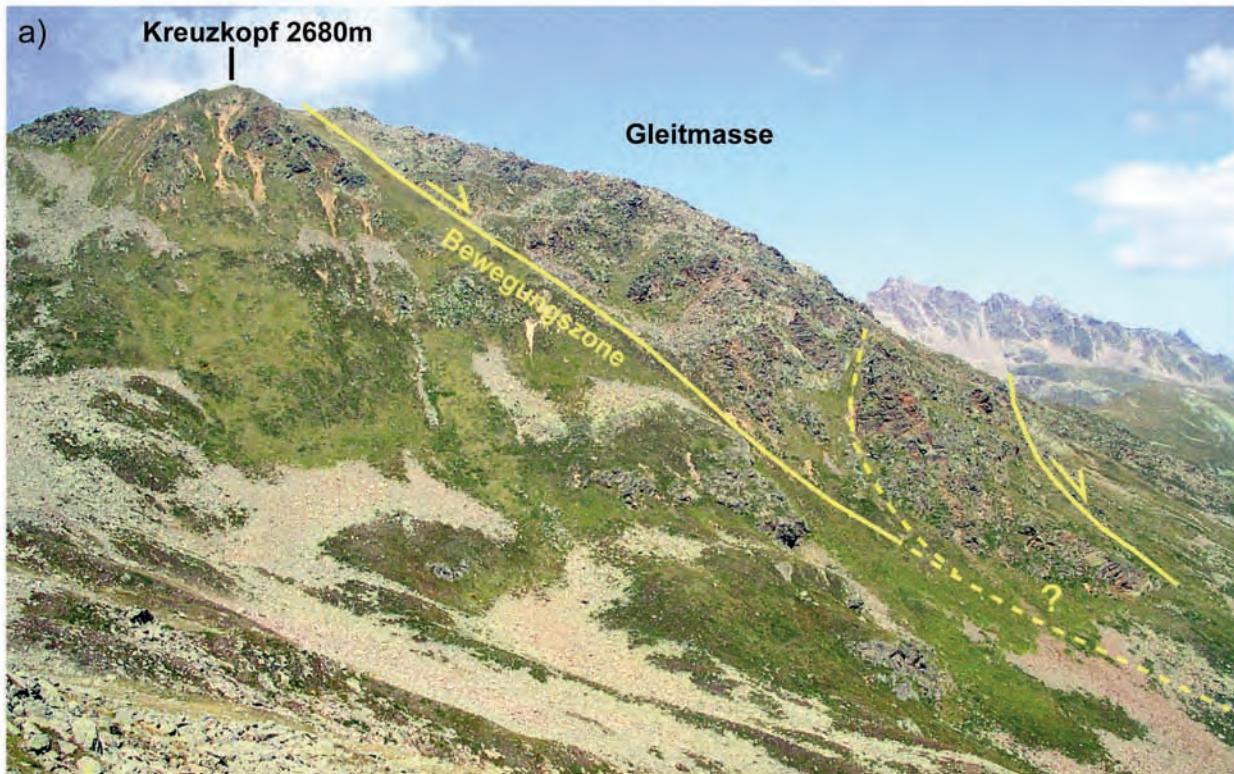


Abb. 30.a) Einblick in das Verformungsbild einer Felsgleitung (Kaunertal, Tirol). Die gelbe Linie markiert die Ausbisslinie der unterschiedlich geneigten Bewegungszone, an der sich die darüber liegende, bis zu ca. 50 m mächtige Felsscholle talwärts bewegt hat.  
 b) UDEC Modellierung der Gleitung entlang einer Bewegungszone mit variierendem Einfallswinkel. Ausbildung eines Versatzes im Kammbereich und unterschiedliche Formen der Interndeformationen.

Kontinuierliche Verflachungen der Bewegungszone können zu einer Verlangsamung oder zum Stillstand der Hangbewegungen führen, da die treibenden Kräfte reduziert bzw. die haltenden Kräfte erhöht werden. Hinweise auf diesen Stabilisierungsmechanismus wurden bei der Analyse von Laserscanner- und geodätischen Deformationsmessungen im Bereich der Massenbewegung Steinlehn (Gries i. Sellraintal, Österreich) beobachtet (Zangerl et al. 2007a).

Im Gegensatz dazu kann eine zunehmend steiler geneigte Bewegungszone oder deren Ausbiss in einem Hang, der steiler als die Bewegungszone geneigt ist, zur Beschleunigung der Gleitmassen oder sogar zum Versagen mit anschließendem Sturz- bzw. Fließprozess führen. Als mögliches Beispiel kann die katastrophale Massenbewegung von Val Pola (Italien) gesehen werden (Azzoni et al. 1992).

Kinematische Effekte kommen vor allem bei größeren Verschiebungsbeträgen zum Tragen und sollten daher bei Langzeitbetrachtungen von Massenbewegungen berücksichtigt werden.

## 6.5 Materialeigenschaften der Bewegungszone

Ein mechanisches Materialmodell, das die Stabilisierung bzw. katastrophale Beschleunigung der tiefgründigen Massenbewegungen von La Clapiere (Frankreich) bzw. Vajont (Italien) erklären könnte, wird von Helmstetter et al. (2004) diskutiert. Dieses Modell basiert auf einem zustands- und geschwindigkeitsdominierten Reibungsgesetz (state- and velocity dependent friction law) und vermag das zeit- bzw. geschwindigkeitsabhängige Hangverhalten abzubilden. Obwohl die Anwendung von komplexen Materialmodellen zur zeitlichen Abschätzung von Massenbewegungen neues Potential bietet, befindet sich deren Erforschung derzeit noch im Grundlagenstadium.

## 6.6 Dynamische Belastungen

Dynamische Belastungen eines Hanges durch Erdbeben können direkt zur Auslösung von Massenbewegungen führen, vorausgesetzt Schwellenwerte der Bodenbeschleunigung werden überschritten. Historische Aufzeichnungen zeigen, dass große Bergstürze erst bei Magnituden  $M \geq 6$  (nach oben offene logarithmische Richterskala) durch Erdbeben ausgelöst werden können (Eisbacher & Clague, 1984). Grünthal et al. (1998) definieren als Schwellenwert

eine EMS-98 Epizentral Intensität  $I_0 \geq 5$  (12-teilige Intensitätsskala) für kleinere relativ seicht liegende Massenbewegungen (Lockergesteinsrutschungen, Felsstürze) und  $\geq 7$  für tiefgründige Massenbewegungen (Felsgleitungen, Bergstürze). Mit Ausnahme der bekannten Dobratsch-Felsgleitung in Kärnten (Österreich) von 1348 (Eisbacher & Clague 1984), von paläoseismischen Untersuchungen aus der Schweiz (Becker et al. 2005, Schnellmann et al. 2006) und einigen Ereignissen getriggert vom 1998 Erdbeben in NW-Slowenien (Vidrih et al. 2001) sind nur wenige Fallbeispiele über größere erdbebeninduzierte Massenbewegungen in Zentraleuropa bekannt. In Tirol sind einige Regionen durch relativ hohe Bodenbeschleunigungen (ÖNORM B4015 2007) gekennzeichnet. Außerdem wurden im Oberinntal und Fernpassgebiet sehr große fossile Massenbewegungen datiert, die räumlich sehr eng beieinander liegen und ähnliche Versagensalter aufweisen (Prager et al. 2008). Inwiefern diese Ereignisse auf Erdbeben als Auslöser zurückzuführen sind, ist jedoch sehr schwierig direkt nachzuweisen und benötigt Methoden der Paläoseismik. Trotzdem können wiederholte dynamische Belastungen, selbst solche mit subkritischen, nicht unmittelbar stabilitätsrelevanten Intensitäten, zu einer progressiven Schwächung des Gesteinsverbandes, zu erhöhten Kluftporositäten und zu geänderten hydraulischen Fließsystemen führen und wesentlich zur Instabilität von prädisponierten Hangflanken beitragen (Abb. 37). In Österreich sind regionale Bodenbeschleunigungswerte und damit verbundene mögliche Erdbebenbelastungen der ÖNORM B 4015 (2007) zu entnehmen.

Neben den oben genannten Trigger-, Beschleunigungs- und Stabilisierungsfaktoren können weitere natürliche Prozesse (z.B. Permafrost), aber auch von Menschen verursachte Eingriffe (z.B. Sprengungen, Veränderungen der Hangvegetation, Aufschüttung von Material an einem potentiell instabilen Hang) die Entstehung und das Verhalten von Massenbewegungen beeinflussen.

## 7. Modul 5: Stabilitätsbetrachtungen und numerische Modellierungen

### 7.1 Allgemeines

Aufbauend auf geologisch-geotechnischen Gebirgsmodellen werden Berechnungen auf Basis konventioneller Grenzgleichgewichts- oder numerischer

Methoden durchgeführt. Da diese Methoden durch unterschiedliche Stärken und Schwächen gekennzeichnet sind, ist ihr Einsatz nur sinnvoll, wenn im Vorfeld eindeutige Zielvorgaben definiert werden. Die Zielsetzungen von Berechnungen und Modellierungen können sehr unterschiedlich sein:

- Standsicherheitsuntersuchungen (zeitunabhängig)
- zeitliche Variabilität der Standsicherheit (Stabilisierungs- oder Destabilisierungstrend)
- Kinematische Analysen, Entwicklung eines kinematischen Modells aufgrund von Deformationsmessungen an der Oberfläche und numerischen Modellierungen
- Studium der durch Hangbewegungen verursachten Interndeformation und Teilschollenbewegungen
- Analyse der Entstehung und Ausbildung von Bruchprozessen (z.B. die Ausbildung einer Bewegungszone bei Gleitungen)
- Einfluss der Grund/Bergwassersituation auf die Hangstabilität und Hangbewegungen
- Prozessorientierte modellhafte Erfassung von zeitlich variierenden Hangbewegungen und deren Einflussgrößen (z.B. Stauspiegelschwankungen eines Reservoirs am Hangfuß)
- Rückrechnung von in-situ Materialparametern
- Veränderungen des in-situ Spannungszustandes in Hängen durch Baumassnahmen und deren Auswirkung auf die Standsicherheit
- Einfluss dynamischer Belastungen (Erdbeben) auf die Hangstabilität
- Planung von Hangstabilisierungsmaßnahmen (z.B. Drainagegestollen oder Bohrungen)

Die genannten Zielsetzungen beziehen sich auf die Einsatzmöglichkeiten der unterschiedlichen Berechnungs- und numerischen Simulationsmethoden und stellen damit Grundlageninformationen zur Bearbeitung von grundsätzlichen Fragen hinsichtlich der Stabilitätsentwicklung zur Verfügung:

- Welche Hinweise und Indikatoren gibt es vor dem Versagen/Beschleunigung des Hanges?
- Wie lässt sich die Zeit bis zum Versagen eines Hanges abschätzen? Welche Vorwarnzeiten können definiert werden?
- Wie verändert sich die Stabilität eines sich langsam bewegenden Hanges im zeitlichen Verlauf?
- Wird ein sich langsam deformierender Hang versagen und in eine rasche Gleitung übergehen? Wenn ja, wie weit und wie schnell bewegt sich ein solcher Hang, bevor er rasch abgleitet?

- Stabilisiert sich ein sich langsam bewegender Hang und welche Hinweise gibt es dafür?

Grenzgleichgewichtsmethoden und numerische Modellierungen eignen sich sehr gut um Mechanismen und Prozesse zu studieren, sollten aber zur Erstellung von Prognosen nur als Teil eines umfassenden Untersuchungsprogramms betrachtet werden. Prognosen bei Massenbewegungen beinhalten neben unterschiedlichen theoretischen Modellen bzw. empirischen Ansätzen auch Geländeaufnahmen, Untergrunderkundungen, Monitoring von Deformationen und hydrogeologischen Parametern, in-situ- und Laborversuche, analytische Berechnungen und numerische Simulationen.

## 7.2 Standsicherheitsbetrachtungen mit Grenzgleichgewichtsmethoden

Nach wie vor werden am häufigsten 2D oder 3D Ansätze basierend auf dem Grenzgleichgewicht zur Standsicherheitsanalyse eingesetzt. Die Methode der Grenzgleichgewichte beruht auf der Bestimmung der haltenden und treibenden Kräfte, wobei sich aus dem Verhältnis der beiden Kräfte ein Sicherheitsfaktor berechnen lässt (Hudson & Harrison 1997). Grundsätzlich werden diese Grenzgleichgewichtsmethoden für verschiedene Typen des Gleitens und des Kippens eingesetzt. Zur Bearbeitung der anderen kinematischen Grundtypen wie Stürzen, Fließen und Driften sind die Grenzgleichgewichtsmethoden nicht geeignet, dazu können aber numerische Simulationsprogramme eingesetzt werden.

Grenzgleichgewichtsmethoden werden zur Standsicherheitsanalyse sowohl bei Locker- als auch Festgesteinen eingesetzt und benötigen als Berechnungsparameter die Materialfestigkeit, die häufig mit dem Mohr-Coulomb Bruchkriterium, d.h. einer Kohäsion  $c$  und einem Reibungswinkel  $\phi$  beschrieben wird. Eingangsdaten über das Spannungs-Verformungsverhalten sowie Angaben über die Bewegungsrate des Hanges werden zur Berechnung nicht benötigt. Die Stabilität eines Hanges oder einer Böschung wird generell durch den Sicherheitsfaktor definiert, wobei ein Sicherheitsfaktor  $F > 1$  auf standsichere, ein  $F < 1$  auf nicht standsichere Verhältnisse hindeutet und  $F = 1$  ein Grenzgleichgewicht des Modells beschreibt.

Grundsätzlich ist zu bemerken, dass der Sicherheitsfaktor eine zeitunabhängige Größe darstellt. Veränderungen der Hangstabilität durch bewegungs-

und zeitabhängige Materialeigenschaften der Bewegungszone können nicht berücksichtigt werden. Grenzgleichgewichts-Softwarepakete können deterministische oder probabilistische Berechnungen durchführen und den Sicherheitsfaktor durch Methoden der Schnitte bei kreisförmigen oder vollständig spezifizierten Bewegungszonen berechnen (Stead et al. 2006). Dazu stehen viele unterschiedliche Lösungsansätze zur Auswahl, die von Duncan (1996) zusammengefasst wurden: Methode von Fellinius, Bishop, Janbu, Lowe & Karafiat, Spencer, Morgenstern & Price, Sarma, und Modified Swedish Method.

Zudem beinhalten einige Softwareprodukte Suchroutinen zur Lokalisierung neuer kritischer Bruchflächen; d.h. die Deformationen finden nicht an einer bereits existierenden Bewegungszone statt. Andere wiederum können komplexe Grundwasserbedingungen wie die rasche Absenkung eines Reservoirs berücksichtigen (Slide 5.0, Rocscience 2006). Die Kinetische Element Methode (KEM) oder Starrkörpermethode stellt eine weitere einfache Methode dar.

### 7.3 Numerische Modellierungen

Ein entscheidender Nachteil klassischer Grenzgleichgewichtsmethoden besteht darin, dass interne Bruch- und Deformationsprozesse, die bei komplexen Massenbewegungssystemen meist auftreten, nicht abgebildet werden können. Außerdem können zeitabhängige Deformationen oder Änderungen der Stabilität mit zunehmenden Verformungen nicht permanent erfasst werden. Daher werden auch im ingenieurgeologischen und geotechnischen Bereich bei hochkomplexen Problemstellungen zunehmend numerische Softwareprodukte auf Basis Finiter Elemente (FE) oder Finiter Differenzen (FD) eingesetzt. Da auch diese Programme Grenzen aufweisen, ist im Vorfeld eine klare Definition der Ziele nötig. So müssen Entscheidungen, ob ein 2D oder 3D Modell gerechnet oder ein Kontinuums- bzw. Diskontinuumsansatz gewählt werden soll, genau evaluiert werden. Grundlagen dafür bilden Oberflächen- und Untergrunderkundungen und Deformationsmessungen, d.h. vor allem Ergebnisse von kinematischen Analysen.

Generell kann zwischen einer Software auf Basis eines Diskontinuums- oder Kontinuumsansatzes unterschieden werden, wobei eine Vielzahl kommerzieller und universitärer Softwarepakete mit sehr stark variierenden Lizenzgebühren und Qualitäten in der

Dokumentation zur Verfügung stehen (z.B. VIPLEF, THAMES, FRACON, ROCKMAS, CASTEM2000, ABAQUS, PHASE2, PLAXIS, SAGE CRISP, ZSOIL, FLAC<sup>2D/3D</sup>, UDEC, 3DEC, PFC<sup>2D/3D</sup>).

Kontinuumsansätze eignen sich vor allem zur Modellierung der Bruchentstehung mit Ausbildung einer initialen Bewegungszone. Scherspannungskonzentrationen und Zonen mit vermehrter Scher- bzw. Zugbruchintensität geben Auskunft über die räumliche Entstehung und Form einer Bewegungszone. Vermehrt werden Kontinuums-basierende Programme auch zur Simulationen von potentiell instabilen Hängen auf Basis von zeitabhängigen Kriechmodellen durchgeführt. Dadurch lassen sich Hangdeformationen möglichst realitätsnah abbilden bzw. durch Randbedingungsänderungen ausgelöste Bescheunigungsphasen simulieren (Schneider-Muntau et al. 2006). Derzeit sind Kriechmodelle nicht in der Lage, den Übergang vom sekundären zum tertiären Kriechen mit Bruchbildung zu modellieren (Abb. 31). Bei Simulationen von Interndeformationen in einer Bewegungszone müssen die Deformationen aufgrund ausgeprägter Verzerrung des FE- oder FD-Netzes innerhalb gewisser Grenzen bleiben, um numerische Instabilitäten zu vermeiden. Neue „Re-Meshing“ Algorithmen (automatische Neugenerierung eines Netzes) ermöglichen mittlerweile das Simulieren größerer Deformationen (ABAQUS).

Zur Modellierung von Verschiebungen entlang diskreter Bewegungszonen im dm- bis 10er-m-Bereich, wie sie häufig bei Gleitungen auftreten, werden Diskontinuum-basierende Softwarepakete eingesetzt. Ein weiterer Vorteil eines Diskontinuums liegt in der Möglichkeit, komplexe Sprödstrukturen (Klüfte, Störzonen) als diskrete Flächen zu integrie-

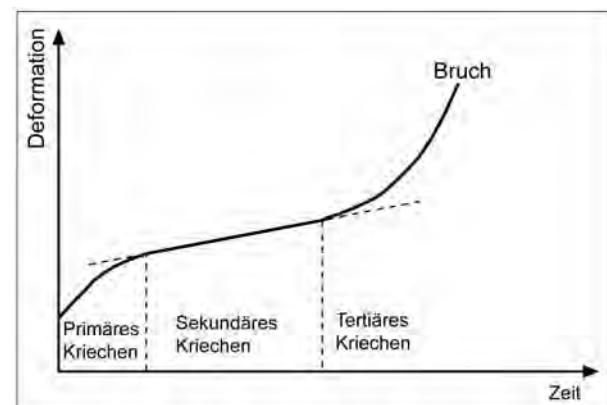


Abb. 31. Hypothetisches Verformungs-Zeit-Verhalten für ein kriechendes Material unter konstantem Spannungszustand.

ren und die darauf resultierenden Verformungen und Verschiebungen zu simulieren (Scher- und Normalverformung). Diskontinuum-Programme eignen sich daher ideal zur Erfassung von Blockinteraktionen oder von Interndeformationen eines geklüfteten Gebirges.

Ein Softwarepaket, welches diesen Anforderungen entspricht, ist UDEC (Universal Distinct Element Code, Itasca 2001). Es eignet sich zur Modellierung von Problemstellungen im geklüfteten Gebirge bzw. bei Blockstrukturen beliebiger Art, die quasi-statischen oder dynamischen Belastungen ausgesetzt sind. Es kann auch als klassisches kontinuumsmechanisches Programm verwendet werden. UDEC basiert auf einem zeitgesteuerten Berechnungsalgorithmus, ermöglicht softwareseitig eine unbegrenzte Element- und Blockanzahl und beinhaltet ein explizites Lösungsschema, das auch bei physikalischen Instabilitäten zu stabilen numerischen Lösungen führt. Charakteristisch für UDEC ist, dass Modelle mit großen Deformationen und Rotationen mit wahlweise starren, elastischen, elasto-plastischen oder auch visko-elasto-plastischen Blöcken gerechnet werden können. Simulationen auf Basis rein mechanischer, rein klufthydrualischer bis hin zu vollständig mechanisch-klufthydrualisch-thermisch gekoppelten statischen oder dynamischen Systemen (z.B. Erdbeben, Sprengungen) sind möglich.

Weiters ist ein Kluftnetzgenerator auf Basis statistischer Kluftparameter integriert. Aufbauend auf den Daten der strukturgeologischen Kartierungen (Orientierung, Häufigkeit, Abstand und Länge von Trennflächen) kann ein auf statistischen Wahrscheinlichkeitsverteilungen basierendes diskretes Trennflächennetzwerk dieser Strukturen generiert und integriert werden. UDEC v4.0 ermöglicht die Einbindung selbst geschriebener Stoffgesetze mittels der UDM-Option (User Defined Models). Ein Nachteil von UDEC besteht darin, dass entsprechend der Anzahl der gewählten Blöcke relativ lange Rechenzeiten benötigt werden, die aber durch die rasanten Entwicklungen der PC Leistungen (Arbeitsspeicher und Taktfrequenz) immer mehr reduziert werden.

Als weitere Diskontinuum-Software zur Modellierung von instabilen Hängen stehen 3DEC (Itasca 2001), PFC<sup>2D/3D</sup> (Itasca 2001) oder DDA (Discontinuous Deformation Analysis, Shi 1989) zur Verfügung.

Ein Nachteil der klassischen Diskontinuum- und Kontinuumprogramme (z.B. UDEC, 3DEC oder FLAC<sup>2D/3D</sup>) ergibt sich bei der Anwendung an steilen

Felsböschungen, deren Versagen durch bruchmechanische Prozesse gesteuert wird. Die Ausbildung und Fortpflanzung von neuen und bestehenden Trennflächen im intakten Gestein, wie bei der Entstehung einer durchtrennenden Abbruchfläche oder Gleitzone bei Felsstürzen oder Gleitungen, kann mit diesen Softwarepaketen nicht direkt simuliert werden. Nur auf Basis von stark vereinfachten Materialgesetzen, wie z.B. Mohr-Coulomb mit definierter Zugfestigkeit („Tension cut-off“), können im Modell lokalitätsspezifische Zug- und Scherbrüche simuliert werden. Die Interaktion von neuen Brüchen mit bestehenden und die fortschreitende Schwächung des Gesteins durch Erhöhung der Kluftdichte und Vernetzung der Trennflächen kann als solches nicht direkt modelliert werden. Obwohl für diese komplexen Prozesse, die ein wiederkehrendes „Remeshing“ (neues FE-Netz wird gerechnet, wenn neue Blöcke durch Brüche entstehen) benötigen, die Softwareprodukte verfügbar sind, beschränkt sich deren Einsatz bei Massenbewegungen (vor allem im Festgestein) aufgrund deren Komplexität und der schwierigen Erfassung von Eingangsparametern noch auf den wissenschaftlichen und universitären Bereich (z.B. ELFEN 2001).

Auch ABAQUS bietet Möglichkeiten der Implementierung von bruchmechanischen Prozessen. PFC<sup>2D/3D</sup> (Particel Flow Code) ist ein universelles Werkzeug für die zwei und dreidimensionale Simulation von Partikelsystemen auf Basis der „Diskrete Elemente Methode“. Zur Modellierung der Kontakte, die automatisch erkannt werden und unbegrenzte Dehnungen des Partikelsystems ermöglichen, sind zwischen den Partikeln verschiedene Kontaktgesetze implementiert, die frei erweiterbar sind. Die Partikel lassen sich durch geeignete Kontaktmodelle verbinden, so dass neben losen Partikelsystemen wie sie bei Sturz- und Fließprozessen auftreten z.B. auch bindige Böden, Gesteine, Beton etc. simuliert werden können. Das Problem bei diesen Methoden sind zum einen die unklare Kalibrierung der Materialparameter und zum anderen die hohe und rechenaufwendige Anzahl von numerischen Partikeln, die für realistische Berechnungen benötigt wird.

Zur Modellierung von einzelnen Steinschlagereignissen (Stürzen) stehen unterschiedliche 2D bzw. 3D Steinschlag-Simulationsprogramme zur Verfügung, die als Eingabe die Hanggeometrie und Rauhigkeiten, die Blockgrößen, Form und Gesteinsdichte und die Stoßzahl (Coefficient of Restitution) benötigen (Spang & Sönser 1995, Leroi et al. 1996, Rocscience 2001). Steinschlagsimulatoren eignen sich zur Ab-

schätzung der Reichweite, kinetischer Energien, Sprunghöhen und Aufprallpunkte einzelner Blöcke und werden speziell zur Planung von Schutzmassnahmen (Steinschlagnetze und Dämme) eingesetzt.

Treten hingegen bei Fels- oder Bergstürzen starke dynamische Interaktionen der Gesteinsfragmente und Fließprozesse auf, so können diese mit DAN 2D (Hung 1995), DEM Discrete Element Method (PFC<sup>2D/3D</sup>, Itasca 2001) oder hybriden FEM-DEM (Hybride Finite Element Method and Discrete Element Method wie ELFEN, Stead et al. 2006) Ansätzen modelliert werden. Auch hier liegt das Ziel darin, Trajektorien, Energien und Reichweiten der Massen abzuschätzen.

### 7.3.1 Gezielte Auswahl der Softwareprodukte

Viele Massenbewegungen sind in ihrem zeitlichen Verlauf durch den Wechsel von einem kinematischen Prozessstyp in einen anderen gekennzeichnet. So weisen die im allgemeinen steilen Abbruchsnischen von Fels- und Bergstürzen oder Stein- und Blockschlag darauf hin, dass bruchmechanische Prozesse wie die Vernetzung bestehender Trennflächen durch Risswachstum das Hangversagen gefördert haben. Das heißt, die Bewegungs- oder Ablöseflächen müssen sich erst durch Risswachstum, das im Vorfeld auf einem sub-kritischen Niveau abläuft, ausbilden. Dies wird unter anderem von Faktoren wie der Durchtrennungsgrad des Trennflächennetzwerkes, Lithologie, Temperatureinfluss, Permafrost, Kluft- und Porenwasserdruck beeinflusst. Aufgrund der Komplexität dieser bruchmechanischen Prozesse, insbesondere der Quantifizierung der zugrunde liegenden Parameter, ist eine zeitliche Abschätzung des Bruchvorgangs nur sehr schwer möglich. Eine zeitunabhängige Standsicherheitsanalyse von Felshängen und Böschungen und damit verbunden der Abbruchprozess kann aber durch stark vereinfachte Annahmen mit Grenzgleichgewichts-, Diskontinuums- (DEM Discrete Element Method), Kontinuums- und Hybriden-Methoden durchgeführt werden (Abb. 32, 33).

Durch das Versagen erfolgt bei Stein- und Blockschlag der Übergang in einen Sturzprozess und bei Fels- und Bergstürzen in einen Fließprozess (Abb. 32, 33). Steinschlag-Simulationsprogramme (z.B. Rockfall) eignen sich streng genommen nur zur Anwendung bei Blockstürzen, die keine oder nur geringe mechanische Interaktionen zwischen den Blöcken und Steinen zeigen.

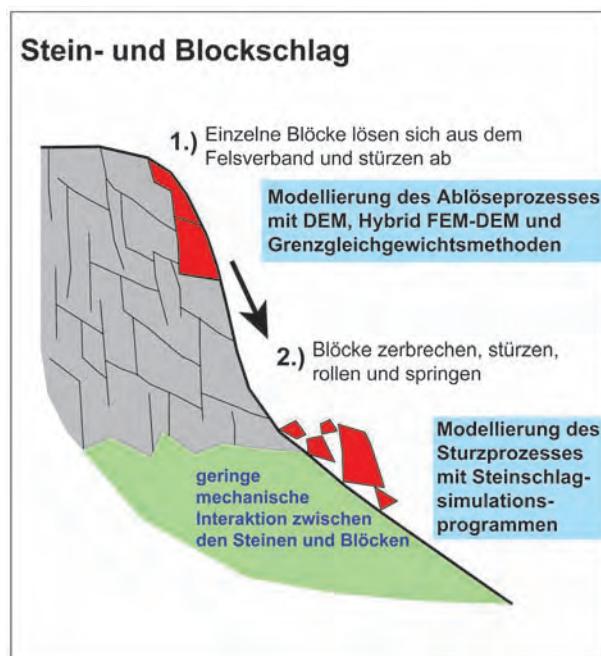


Abb. 32. Schematische Darstellung der möglichen kinematischen Prozesse bei Stein- und Blockschlagereignissen mit Zuordnung gezielter Modellierungsmethoden für den Ablöse- und Sturzprozess.

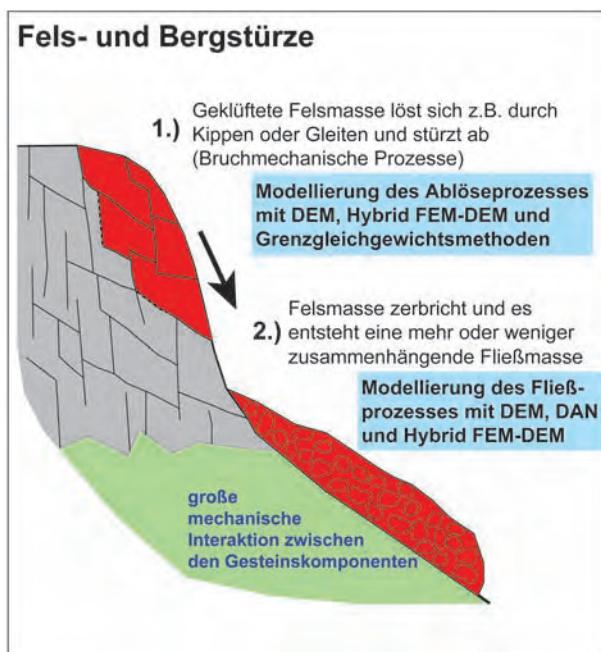


Abb. 33. Schematische Darstellung der möglichen kinematischen Prozesse bei Fels- und Bergstürzen mit Zuordnung gezielter Modellierungsmethoden für den Ablöse- und Fließprozess.

## Gleitung

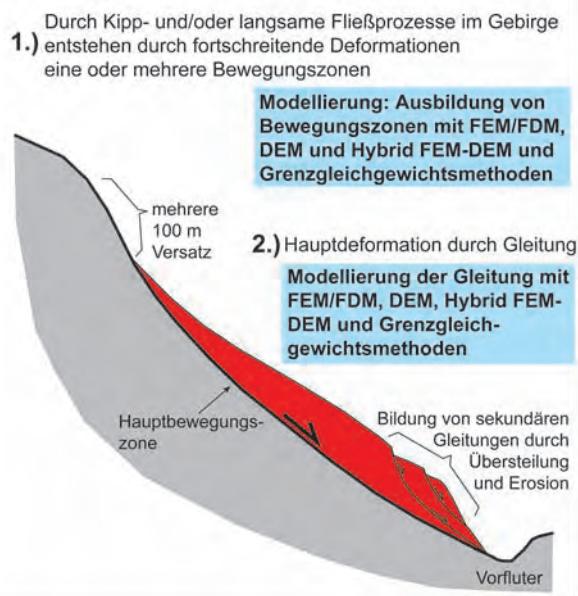


Abb. 34. Schematische Darstellung der möglichen kinematischen Prozesse bei Gleitungen mit Zuordnung gezielter Modellierungsmethoden für 1) die Bildung einer vernetzten Bewegungszone durch bruchmechanische Prozesse und 2) eine langsame Gleitung entlang einer Hauptbewegungszone mit Übersteilung im Hangfußbereich.

## Gleitung

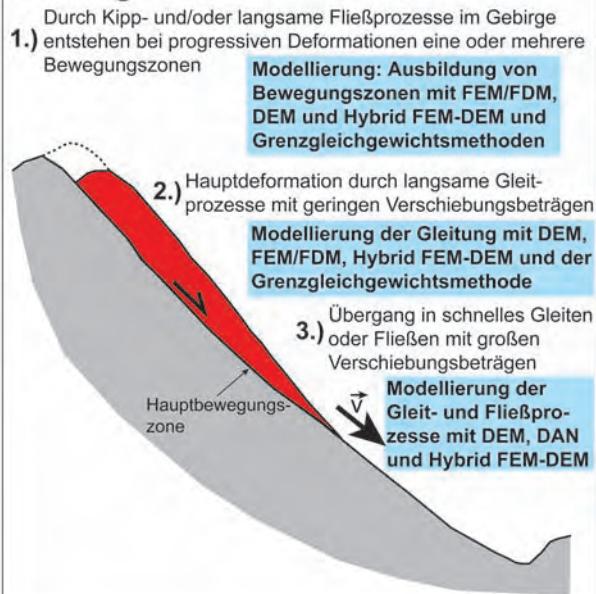


Abb. 35. Schematische Darstellung der möglichen kinematischen Prozesse bei Gleitungen mit Zuordnung gezielter Modellierungsmethoden für 1) die Bildung einer vernetzten Bewegungszone durch bruchmechanische Prozesse, 2) eine langsame Gleitung entlang einer Hauptbewegungszone und 3) den Übergang in eine rasche Gleitung oder in einen Fließprozesse durch Hangversagen.

Treten hingegen wie bei Fels- und Bergstürzen oder raschen Gleitungen fließartige kinematische Prozesse mit ausgeprägter mechanischer Interaktion der Gesteinskomponenten (im Wesentlichen eine zusammenhängende Fließmasse) auf, so sind Steinschlagsimulationsprogramme nicht oder nur bedingt geeignet. Andere Programme wie DAN, DEM oder Hybrid FEM-DEM können diesen Prozessstyp abbilden (Abb. 33).

Erfolgt durch Bruchfortpflanzungsprozesse und Trennflächenvernetzung die Bildung einer zusammenhängenden Bewegungszone, wird die weitere Hangdeformation im Wesentlichen von „Gleitprozessen“, d.h. durch Materialkriechen und/oder Scherver-schiebungen in dieser Zone bestimmt. Im Vergleich dazu ist die darüber liegende bewegte Masse häufig durch relativ geringe Interndeformationen (außer durch Extension und Kompression) gekennzeichnet (Abb. 34). Bei großen tiefgründigen Felsgleitungen können im Stirnbereich durch Erosionsprozesse des Vorfluters und damit verbundene Hangübersteilungen sekundäre Gleitungen mit neuen Bewegungszo-nen ausgelöst werden (Abb. 34). Die Entstehung einer zusammenhängenden Hauptbewegungszone oder der sekundären Bewegungszenen kann durch FEM/ FDM, DEM, Hybrid FEM-DEM oder Grenzgleichge-wichtsprogramme untersucht werden (Abb. 34). Die Gleitbewegung entlang einer bestehenden Bewe-gungszone kann bei geringen Verschiebungsbeträgen durch Grenzgleichgewichtsprogramme (d.h. dem Be-ginn der Bewegung) oder FEM/FDM untersucht wer-den. Um große Verschiebungsbeträge und Gleitpro-zesse abbilden zu können, sind DEM-Ansätze oder Hybrid FEM-DEM nötig (Abb. 34, 35). Gehen diese Gleitungen in ein rasches Fließen über, so eignen sich zur Abschätzung der Trajektorien, kinetischen Energi-en und Reichweiten Simulationsmethoden auf Basis von DAN, DEM und Hybrid FEM-DEM (Abb. 35).

Es zeigt sich sehr deutlich, dass außer dem Hybrid FEM-DEM Ansatz von ELFEN (2001) die einzelnen Softwarepakete jeweils nur Teilespekte eines Ge-samtdeformationsprozesses abdecken können.

## 8. Modul 6: Datenanalyse und Interpretation

Im Modul „Datenanalyse und Interpretation“ wer-den thematisch verschiedene Geländedaten (Kartie-rungen, Bohrungen, Sondierstollen, geophysikal-i-schen Untersuchungen, Deformationsmessungen) und Ergebnisse aus den Stabilitätsbetrachtungen

oder numerischen Modellierungen für eine Prozessanalyse und Prognose zusammengeführt.

Eine Grundlage dieser Analyse beinhaltet das Erfassen der Geometrie als geologisch-geotechnisches Modell. Darin werden die geologischen und geomechanischen Einheiten der bewegten und stabilen Gesteine und die aktiven bzw. inaktiven Bewegungszonen in 2D Profilen als Längs- und Querschnitte dargestellt. Die Abgrenzung und Untergliederung der unterschiedlich aktiven Teilschollen erfolgt auf Basis von Deformationsmessungen und Oberflächen- bzw. Untergrundserkundungen. Komplexe 3D-Geometrien und Strukturen können wenn nötig in georeferenzierten 3D-Visualisierungsprogrammen (z.B. GoCAD, z.T. GIS) dargestellt werden. Auch die digitale Bearbeitung der 2D-Profilschnitte mit einem georeferenzierten 2D-Programm (z.B. GIS) bietet Vorteile, wenn im Anschluss numerische Modellrechnungen vorgesehen sind. Dies erlaubt ein rasches und genaues Übertragen der Geometriekoordinaten in numerische Softwareprodukte. Wenn bei der Erstellung des geometrischen Modells räumliche Verschiebungsvektoren mit einfließen, empfiehlt es sich, auch diese Daten in den geologisch-geotechnischen Profilschnitt zu integrieren.

Aufbauend auf dem geometrischen Modell wird ein kinematisches Modell entwickelt, welches vor allem Daten der Deformationsmessungen beinhaltet. So kann abgeleitet werden, welche kinematischen Grundtypen bzw. deren Kombinationen auftreten und inwieweit in Zukunft mit einer Änderung des kinematischen Typs zu rechnen ist (z.B. Übergang von langsamer Gleitung in schnellen Fließprozess).

Viele Massenbewegungen im Festgestein stellen Gleitungen entlang einer oder mehrerer diskreter Bewegungszonen, die durch Bruchfortpflanzungsprozesse und Trennflächenvernetzung entstanden sind, dar. Im Vergleich dazu ist die darüber liegende bewegte Masse meistens durch geringere Interndeformationen gekennzeichnet. Die Frage hinsichtlich zusammenhängender Gleitzone(n) ist für Prozessanalysen und darauf aufbauende Prognosen fundamental. Bei vielen langsamem und tiefgründigen Massenbewegungen im Festgestein wird diskutiert, ob Großhangbewegungen kinematisch durch Gleitprozesse oder durch „Festgesteinfließen“ (siehe Kapitel 4.4) gekennzeichnet sind.

Möglicherweise treten Fließprozesse im Festgestein als Vorstufe zum eigentlichen Gleiten auf, wobei eine Bewegungszone noch nicht oder nur teilweise ausgebildet ist und erst durch bruchmechanische Prozesse (Trennflächenvernetzung) entsteht. Zu

dieser Problematik konnte Noverraz (1996) an gut untersuchten Großhangbewegungen in der Schweiz mittels Bohrlochbeobachtungen und Stollenaufzeichnungen zeigen, dass der überwiegende Anteil der untersuchten Massenbewegungen durch Bewegungen entlang diskreter Gleitzonen, also Gleitungen im engeren Sinne, charakterisiert ist. Diese Schlussfolgerungen konnten durch Untersuchungen an mehreren Fallbeispielen in Tirol (Österreich) bestätigt werden (Zangerl et al. 2007b). So finden sich a) im Anrissbereich große diskrete Versatzbeträge zwischen bewegter und stabiler Masse von mehreren hundert Metern, b) der seitliche Ausbiss von Bewegungszonen und c) Scherspannungskonzentrationen mit progressivem Bruch vom Hangfuß ausgehend (numerische Modellierungen). Nichtsdestotrotz ist ein eindeutiger Nachweis des gleitenden Bewegungsmechanismus an aktiven Bewegungszonen nur durch Inklinometer-instrumentierte Bohrungen oder Sondierstollen zu erbringen.

Ist aufgrund begrenzter finanzieller Möglichkeiten oder einer eingeschränkten Zugänglichkeit zum Untersuchungsgebiet die Datengrundlage unzureichend und damit die Erstellung eines eindeutigen geometrischen und kinematischen Modells nicht möglich, so können mehrere unterschiedliche Modelle entwickelt und auf ihr Prozessverhalten untersucht werden (Szenarienentwicklung).

Durch Methoden der Deformationsmessung (Modul 3) können die zeitliche Aktivität und das Deformationsverhalten von Massenbewegungen bestimmt werden. Daraus lassen sich Deformationstypen ableiten und in Kombination mit anderen Zeit-

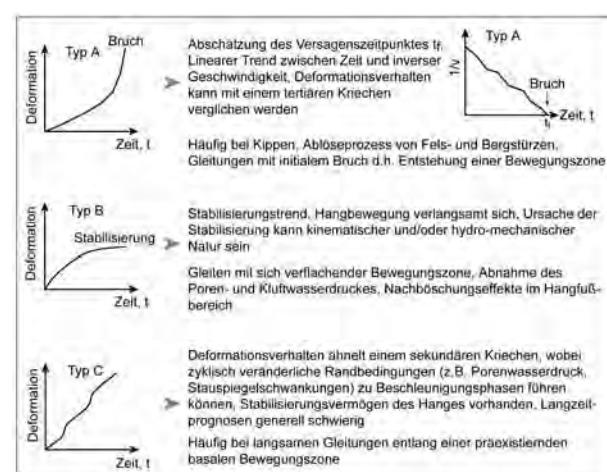


Abb. 36. Grundtypen (A, B, C) des zeitlichen Deformationsverhaltens.

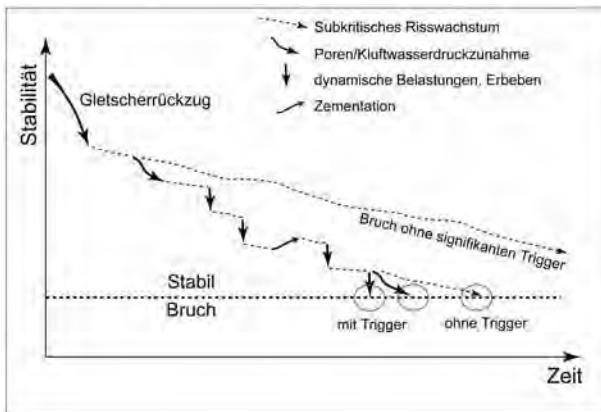


Abb. 37. Schematische Darstellung möglicher Prozesse, die zu einer kontinuierlichen Schwächung des Gesteins führen (subkritisches Risswachstum, Poren/Kluftwasser, Erdbeben). In Gesteinen, in denen Zementationsprozesse in Poren- und Klufträumen auftreten (z.B. durch karbonathaltige Wässer), kommt es möglicherweise zu einer Stabilisierung.

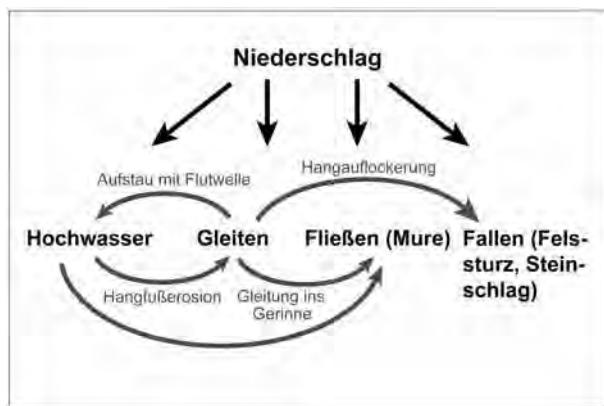


Abb. 38. Mögliche Interaktion von Massenbewegungen, Niederschlag und Hochwasser im alpinen Umfeld.

reihen Trigger-, Beschleunigungs- und Stabilisierungsfaktoren definieren. Dies ist insofern grundlegend, weil viele Prognosen auf Daten der zeitlich variablen Hanggeschwindigkeiten beruhen. Gute Kenntnisse der genannten Faktoren bilden die Basis von robusten Langzeitprognosen, aber auch von kosteneffizienten Maßnahmenplanungen (Stabilisierungs-, Sanierungs- und Schutzmassnahmen).

Mittels Deformationsmessungen kann die Hangaktivität beschrieben werden, wobei drei Grunddeformationstypen A, B und C unterschieden werden können (Abb. 15, 36).

Bei einer beschleunigten Bewegung (Deformationstyp A) tritt oft nach einem bestimmten Verschiebungsbetrag ein rasches oder katastrophales Hangversagen ein. Der Zeitpunkt des Bruchs lässt sich, vorausgesetzt es liegen Deformationsmessungen vor, mit empirischen und theoretischen Ansätzen von Fu-

kuzono (1985) und Voight (1988) abschätzen. Diese beschreiben die Hangbeschleunigung  $a$  als Potenzfunktion der Geschwindigkeit  $v$ :

$$a = \frac{dv}{dt} = A \cdot v^n$$

wobei  $A$  und  $n$  empirische Konstanten darstellen. Wird  $n=2$  angenommen (Crosta & Agliardi 2002), so ergibt sich durch Umformung und Integration:

$$\frac{1}{v} = A \cdot (t_f - t) + \frac{1}{v_f}$$

$t_f$  repräsentiert den Bruchzeitpunkt,  $t$  die Zeit vom Beginn der Messung und  $v_f$  die Geschwindigkeit beim Bruch. Wird  $t=0$  und  $1/v_f=0$  gesetzt, so ergibt sich eine Gleichung:

$$\frac{1}{v} = A \cdot t_f$$

Anhand eines Diagramms, in welchem die inverse Verschiebungsgeschwindigkeit gegen die Zeit aufgetragen wird, kann die Zeitspanne bis zum potentiellen Versagen bei annähernd linearem Kurvenverlauf abgeschätzt werden (Abb. 36).

Gute Ergebnisse hinsichtlich Vorhersage des Versagenszeitpunktes wurden mit dieser Methode rückwirkend für das Ereignis von Vajont (Italien; Kilburn & Petley 2003) und vor dem Ereignis (als wirkliche Prognose) für den Felssturz Val d'Infern (Schweiz; Krähenbühl 2006) erzielt.

Eine beschleunigte Bewegung (Deformationstyp A) ist häufig bei Fels- und Bergstürzen, Stein- und Blockschlag, Kippungen und initialen Gleitungen zu beobachten. In diesen Fällen bildet sich die Bewegungs- oder Ablösefläche durch bruchmechanische Prozesse aus. Dies erfolgt durch Vernetzung bestehender Trennflächen infolge Risswachstum, welches im Vorfeld auf einem subkritischen Niveau abläuft und einen kontinuierlichen Langzeitprozess darstellt. Durch Faktoren wie der Durchtrennungsgrad des Trennflächennetzwerkes, Temperatureinfluss, Permafrost, Kluft- und Porenwasserdruck wird das subkritische Risswachstum beeinflusst. Da subkritisches Risswachstum zu einer kontinuierlichen zeitabhängigen Festigkeitsabnahme eines geklüfteten Gebirges führt, können Hangflanken auch ohne explizite oder nur schwache Auslösefaktoren versagen (Abb. 37). Dies kann in der Praxis dazu führen, dass potentielle Triggerfaktoren eher spekulativ und nicht auf objektiven Kriterien beruhend, definiert werden.

Tritt ein stabilisierender Bewegungstrend (Typ B, Abb. 36) auf, so sind sowohl die Ursachen dieser Stabilisierung als auch der vorangegangenen Beschleunigung zu untersuchen. Weiters ist abzuklären, ob der Trigger- bzw. Beschleunigungsfaktor in nächster Zeit wieder zu einer Reaktivierung der Massenbewegung führen kann. Kinematisch beeinflusste Stabilisierungstrends wie die geometrische Verflachung einer Bewegungszone bei einer fortschreitenden Gleitung können durch numerische Modellrechnungen studiert werden (vor allem mit Diskontinuumansätzen, die Berechnungen von großen Verschiebungen ermöglichen).

Viele Massenbewegungen werden von einem Bewegungsmuster charakterisiert, das tendenziell konstante Hanggeschwindigkeiten mit periodischen Beschleunigungsphasen zeigt (Typ C, Abb. 36). Derartige Prozesse, die wieder zu einer Hangstabilisierung nach einer Phase erhöhter Aktivität führen, sind vermutlich auf Änderungen des Poren- und Kluftwasserdrucks, auf Stabilisierungseffekte im Hangfußbereich oder auf Änderungen der Materialeigenschaften in der Gleitzone selbst zurückzuführen (Helmstetter et al. 2004, Zangerl et al. 2007a,b). Aufgrund komplexer Interaktionen dieser Prozesse sind langfristige Prognosen des Hangverhaltens meist schwierig, insbesondere das Erkennen eines Übergangs in eine exponentiell beschleunigte Bewegung (Typ A) mit Bruch.

Potentielle Beschleunigungsfaktoren (Triggerfaktoren), aber auch kausale Zusammenhänge zwischen meteorologischen, hydrologischen und hydrogeologischen Parametern und Hangbewegungen können mit statistischen Zeitreihenanalysen, die auch zeitlich versetzte Hangreaktionen auflösen können, untersucht werden. Eine solche statistische Methode stellt die Regressionsrechnung dar, die linear oder nichtlinear und ein- oder mehrdimensional durchgeführt werden kann (Stahel 1999).

Weiters kann durch numerische Modellierungen und Stabilitätsbetrachtungen (auf Grundlage der Geometrie, der Kinematik, der zeitlichen Aktivität und des Deformationsverhaltens, der Trigger-, Stabilisierungs- und Beschleunigungsfaktoren) das komplexe Systemverhalten untersucht werden. Ein besonderer Vorteil von Simulationen besteht darin, die Sensitivitäten einzelner Parameter und Triggerfaktoren auf das Hangverhalten studieren zu können.

In vielen Fällen genügen aber einfache qualitative Analysen vor Ort, um Beschleunigungsfaktoren zu erkennen. Denn häufig treten in der Natur Interaktionen unterschiedlicher Prozesse auf (Abb. 38). So können Langzeit- und Starkniederschläge Massen-

bewegungen direkt auslösen (z.B. Muren, Steinschlag und Felsstürze) oder indirekt durch Hangfußerosion eines hochwasserführenden Gerinnes. Die veränderte Hangfußgeometrie führt zu neuen Gleitungen oder reaktiviert inaktive Systeme. Rasche Gleitungen in ein Gerinne können wiederum zum Aufstau, verbunden mit einem plötzlichen Durchbruch (Auslösen einer Flutwelle oder Murgangs) führen.

## Dank

Das alpS Forschungsprojekt „A2.3 Monitoring und Modellierung von instabilen Hängen“ wurde von den Unternehmenspartnern ILF Beratende Ingenieure ZT GmbH und TIWAG Tiroler Wasserkraft AG finanziell und mit der Bereitstellung von Datenmaterial unterstützt. Für das Amt der Tiroler Landesregierung war die Gruppe Landesbaudirektion in den Projektablauf eingebunden. Als wissenschaftliche Forschungspartner wirkten die Universität Innsbruck, die Technische Universität Wien, die Technische Universität München und das UBC-Geological Engineering in Vancouver mit.

## Literatur

- Abele, G. (1974): Bergstürze in den Alpen. Ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. – Wiss. Alpenvereinshefte, 25: 230 S., München.
- Arenson, L. U. (2002): Unstable alpine permafrost: a potentially important natural hazard – variations of geotechnical behaviour with time and temperature. – Dissertation thesis, ETH Zürich, No. 14801: 271 pp.
- Atkinson, B. K. (1984): Subcritical crack growth in geological materials. – Journal of Geophysical Research, 89(B6): 4077–4114.
- Azzoni, A., Chiesa, S., Frassoni, A. & Govi, M. (1992): The Val Pola landslide. – Engineering Geology, 33: 50–70.
- Ballantyne, C. K. (2002): Paraglacial geomorphology. – Quaternary Science Reviews, 21: 1935–2017.
- Baltsavias, E. P. (1996): Digital ortho-images – a powerful tool for the extraction of spatial and geo-information. – ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 51(2): 63–77.
- Baum, R. L., Johnson, A. M., & Fleming, R. W. (1988): Measurement of Slope Deformation using quadrilaterals. – US Geological Survey Bulletin 1842: b1–b23.
- Becker, A., Ferry, M., Monecke, K., Schnellmann, M., & Giardini, D. (2005): Multiarchive paleoseismic record of late Pleistocene and Holocene strong earthquakes in Switzerland. – Tectonophysics, 400: 153–177.

- Berilgen, M. M. (2007): Investigation of stability of slopes under drawdown conditions. – *Computers and Geotechnics*, 34: 81–91.
- Bonzanigo, L., Eberhardt, E. & Löw, S. (2000): Measured response to a drainage adit in a deep creeping slide mass. – In: *Landslides, Research, Theory and Practice, Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Symposium on Landslides*, Cardiff, Wales: 151–156.
- Borter, P. (1999): Risikoanalyse bei gravitativen Naturgefahren. – BUWAL Bundesamt für Umwelt, Wald und Landwirtschaft: 115 S., Bern.
- Brückl, E. (2001): Cause–effect models of large landslides. – *Natural Hazards*, Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 23: 291–314.
- Brückl, E. & Brückl, J. (2006a): Geophysical models of the Lesachriegel and Gradenbach deep-seated mass movements (Schober range, Austria). – *Engineering Geology*, 83(1–3): 254–272.
- Brückl, E., Brunner, F. K. & Kraus, K. (2006b): Kinematics of a deep-seated landslide derived from photogrammetric, GPS and geophysical data. – *Engineering Geology*, 88: 149–159.
- Brückl, E., Zangerl, C. & Tentschert, E. (2004): Geometry and deformation mechanisms of a deep-seated gravitational creep in crystalline rocks. – In: Schubert W. (ed), *ISRM Regional Symposium Eurock 2004* in Salzburg, Austria, Rock Engineering, Theory and Practice, 229–230, Verlag Glückauf, Essen, Deutschland.
- BUWAL (2004): Symbolbaukasten zur Kartierung der Phänomene, Ausgabe 1995. – Mitt. Bundesamt f. Wasser u. Geologie 6: 41 S. ([www.bafu.admin.ch/publikationen](http://www.bafu.admin.ch/publikationen))
- Casagli, N., Farina, P., Leva, D. & Tarchi, D. (2006): Application of round-based radar interferometry to monitor an active rockslide and implications for emergency management. – In: *Landslides from massive rock slope failure*, Evans, S.G., Mugnozza, G.S., Strom, A. & Hermanns, R.L. (eds), Springer, Nato science series IV: Earth and Environmental Sciences, 49: 157–173.
- Casson, B., Delacourt, C., Baratoux, D. & Allemand P. (2003): Seventeen years of the "La Clapière" landslide evolution analysed from ortho-rectified aerial photographs. – *Engineering Geology* 68: 123–139.
- Chwatal, W., Kirschner, H., Brückl, E. & Zangerl, C. (2005): Geology and 3D seismic structure of the Niedergallmigg–Matekopf mass movement, Tyrol, Austria. – *Geophysical Research Abstracts*, 7, 02566.
- Corsini, A., Pasuto, A., Soldati, M. & Zannoni, A. (2005): Field monitoring of the Corvara landslide (Dolomites, Italy) and its relevance for hazard assessment. – *Geomorphology*, 66: 149–165.
- Crosta, G. B. & Agliardi, F. (2002): How to obtain alert velocity thresholds for large rockslides. – *Physics and Chemistry of the Earth* 27: 1557–1565.
- Cruden, D. M. (1991): A simple definition of a landslide. – *Bulletin International Association for Engineering Geology*, 43, 27–29.
- Cruden, D. M. & Varnes, D. J. (1996): Landslide Types and Processes. – In: Turner, A. K. et al. (eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation*, 36–75, Washington.
- Dehls, J. F., Leva, D., Rivolta, C. & Blikra L. H. (2007): Ground-based InSAR monitoring of the Aknes rockslide. – *Geophysical Research Abstracts*, 9: 06347.
- Duncan, J.M. (1996): Soil Slope Stability Analysis. – In: Turner, A. K. et al. (eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation*, 337–371, Washington.
- Elfen (2001): ELFEN 2D/3D Numerical Modelling Package. Rockfield Software Ltd., Swansea.
- Eisbacher, G. & Clague, J. J. (1984): Destructive mass movements in high mountain: hazard and management. – *Geol. Survey of Canada, Paper 84/16*: 1–230.
- Engl, D. (2007): Der Nordrand des Tauernfensters im Gerlostal (Zillertal, Tirol). Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 01.2007, 146 S.
- Evers, H. (2006): Geodätisches Monitoring und einfache statistische Auswertungsmöglichkeiten für Massenbewegungen an Hängen. – Master Thesis, HTWK Leipzig, 118 S.
- Frei, W. & Keller, L. (2000): Hybride Seismik – eine verbesserte Methode zur Verwertung des Aussagepotentials seismischer Daten. – *Bull. angew. Geol.*, 5(2): 229–236.
- Freeze, R.A. & Cherry, J.A. (1979): *Groundwater*. – 604 p, Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ 07632.
- Fukuzono, T. (1985): A new method for predicting the failure time of a slope. – In: *Proceedings of the 4<sup>th</sup> International Conference and Field Workshop on Landslides*, Tokyo, Tokyo University Press, 145–150.
- Geist, T., Pfeifer, N., Höfle, B., Rutzinger, M. & Stötter, J. (2008): Laser Scanning a paradigm change in topographic data acquisition for natural hazard management. – In: Stötter, J., Weck-Hannemann, H. & Veulliet, E., *Global change – natural hazards: new challenges, new strategies*, in press.
- Grünthal, G., Musson, R.M.W., Schwarz, J. & Stucchi, M. (1998): European Macroseismic Scale 1998. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 15, Luxembourg, ([www.gfz-potsdam.de/pb5/pb53/projekt/ems](http://www.gfz-potsdam.de/pb5/pb53/projekt/ems)).
- Gunzburger, Y., Merrien–Soukatchoff, V. & Guglielmi, Y. (2005): Influence of daily surface temperature fluctuations on rock slope stability: case study of the Rochers de Valabres slope (France). – *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 42: 331–349.
- Haefeli, R. (1967): Kriechen und progressiver Bruch im Schnee. Boden, Fels und Eis. – *Schweizerische Bauzeitung*, 85(1): 1–9.
- Heinimann, H. R., Hollenstein, K., Kienholz, H., Krummenacher, B. & Mani, P. (1998): Methoden zur Analyse und Bewertung von Naturgefahren. – BUWAL Bundesamt für Umwelt, Wald und Landwirtschaft, 247 S, Bern.
- Helmstetter, A., Sornette, D., Grasso, J. R., Andersen, J. V., Gluzman, S. & Pisarenko, V. (2004): Slider block friction model for landslides: Application to Vajont and La

- Clapière landslides. – *Journal of Geophysical Research*, 109 (B02409): 1–15.
- Hudson, J. A. (1993): Rock Testing and Site Characterization. – In: Hudson, J.A. (ed), *Comprehensive Rock Engineering: Principles, Practice and Projects*, Pergamon Press, Oxford, 3: 553–573.
- Hudson, J. A. & Harrison, J. P. (1997): *Engineering rock mechanics*. – 444 p, Elsevier Science Ltd., UK.
- Hungr, O. (1995): A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows, and avalanches. – *Canadian Geotechnical Journal* 32: 610–623.
- Ingensand, H. (2002): *Einführung in die geodätische Messtechnik*. ETH Zürich, Band 1 und 2.
- Interfels (2007): Ketteninklinometer, Inkrex Sondenextensometer. – <http://interfels.com/> (01.03.2007)
- Itasca (2001): Itasca Software Products – FLAC, FLAC<sup>3D</sup>, UDEC, 3DEC, PFC2D/3D. – Itasca Consulting Group Inc.: Minneapolis, [www.itascacg.com/](http://www.itascacg.com/).
- Jäckli, H. (1996): Durch Spiegelschwankungen des Staausees Wägital beeinflusste Kriechbewegungen. – In: Oddsson, B. (ed), *Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse*, Birkhäuser Verlag, Basel, 219–226.
- Jomard, H., Lebourg, T. & Tric, E. (2007): Identification of the gravitational boundary in weathered gneiss by geophysical survey: La Clapière landslide (France). – *Journal of Applied Geophysics*, 62: 47–57.
- Kahle, H. G., Cocard, M. & Geiger, A. (1996): Grundlagen und Anwendungen des Navigationssystems GPS. – In: Oddsson, B. (ed), *Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse*, Birkhäuser Verlag, Basel, 85–104.
- Kääb, A. (2000): Photogrammetry for Early Recognition of High Mountain Hazards: New Techniques and Applications. – *Phys. Chem. Earth (B)*, 25(9): 765–770.
- Kearney, P., Brooks, M. & Hill, I. (2002): An introduction to geophysical exploration. – 3<sup>rd</sup> edition, 272p., Blackwell Science, Cambridge.
- Kemeny, J., Norton, B. & Turner, K. (2006): Rock Slope Stability Analysis Utilizing Ground-based LIDAR and Digital Image Processing. – *Felsbau* 24(3): 8–15.
- Keusen, H. R. (1998): Warn- und Überwachungssysteme. – In: Frühwarndienste, Stand der Kenntnisse und Anwendungsbeispiele, Forstliche Arbeitgruppe Naturgefahren (Fan-Forum, Planat), Zollikofen, 1–40.
- Kilburn, C. R. J. & Petley, D. N. (2003): Forecasting giant, catastrophic slope collapse: lessons from Vajont, Northern Italy. – *Geomorphology*, 54: 21–32.
- Kirschner, H. & Gillarduzzi, K. (2005): Geodätisches Monitoring und Modellierung instabiler Hänge. – In: Chesi/Weinold (ed), *Internationale Geodätische Woche Obergurgl 2005*, Wichmann, Obergurgl, Austria, 193–197.
- Kovari, K. (1988): General report: Methods of monitoring landslides. – In: Bonnard C. (ed), *Landslides, Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Symposium on Landslides*, Lausanne, Switzerland, Balkema, Vol 3: 1421–1433.
- Krähenbühl, R. (2004): Temperatur und Kluftwasser als Ursachen von Felssturz. – *Bull. Angew. Geol.*, 9(1): 19–35.
- Krähenbühl, R. (2006): Der Felssturz, der sich auf die Stunde genau ankündigte. – *Bull. Angew. Geol.*, 11(1): 49–63.
- Krainer, K., Mostler, W. & Span, N. (2002): A glacier derived, ice-cored rock glacier in the western Stubai Alps (Austria): evidence from ice exposures and Ground Penetrating Radar investigation. – *Zs. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie*, Innsbruck, 38(1): 21–34.
- Lateltin, O. (1997): Berücksichtigung der Massenbewegungsgefahren bei raumwirksamen Tätigkeiten. – BUWAL Bundesamt für Umwelt, Wald und Landwirtschaft, Bern. 42 S.
- Lauffer, H., Neuhauser, E. & Schober, W. (1971): Der Auftrieb als Ursache von Hangbewegungen bei der Füllung des Gepatschspeichers. – *Österreichische Ingenieur-Zeitschrift*, 116 (4), Jg. 14: 101–113.
- Laws, S. (2001): Structural, Geomechanical and Petrophysical Properties of Shear Zones in the Eastern Aar Massif, Switzerland. – Dissertation ETH Zürich, No. 14245, 168 p.
- Leobacher, A. & Liegler, K. (1998): Langzeitkontrolle von Massenbewegungen der Stauraumhängedes Speichers Durlaßboden. – *Felsbau* 16: 184–193.
- Leroi, E., Pontarollo, F., Gascuel, J.-D. & Bour, M. (1996): Development of a 3D model for rock-fall trajectories, based on synthetic imagery and stress-deformation laws. – In: Senneset (ed), *Proceedings of the 7<sup>th</sup> International Symposium on Landslides*, Trondheim, A.A. Balkema, Rotterdam, 271–278.
- Lowrie, W. (1997): *Fundamentals of Geophysics*. – 354 p., Cambridge University Press,
- Lüthy, J. & Geiger, A. (2005): Airborne Laserscanning: Effizientes Werkzeug für die Geowissenschaften. – *Forschung und Praxis*, 9–16.
- Madritsch, H. & Millen, B. (2007): Hydrogeologic evidence for a continuous basal shear zone within a deep-seated gravitational slope deformation (Eastern Alps, Tyrol, Austria). – *Landslides*, 4:149–162.
- Mauritsch, H.J., Seiberl, W., Arndt, R., Römer, A., Schneiderbauer, K. & Sendlhofer, G. P. (2000): Geophysical investigations of large landslides in the Carnic Region of southern Austria. – *Engineering Geology* 56: 373–388.
- Mikkelsen, P. E. (1996): Field instrumentation. – In: Turner, A. K. et al. (eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation*, 278–316, Washington.
- Mikkelsen, P. E. (2003): Advances in Inclinometer Data Analysis. – In: *Symposium of Field Measurements in Geomechanics*. Oslo, Norway, 555–567.
- Mölk, M. & Neuner G. (2004): Generelle Legende für Geomorphologische Kartierungen des Forsttechnischen Dienstes für Wildbach- und Lawinenverbauung in Österreich. Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung, Geologische Stelle, Innsbruck, 24 S.
- Müller-Salzburg, L. (1992): *Der Felsbau. Der Felsbau über Tage*. – Bd. 2, Teil A., 949 S., Enke Ferdinand, Stuttgart.

- Nagler, T. (2007): Kartierung von Massenbewegungen im Tiroler Oberland im regionalen Maßstab mit satellitengetragener Radar Interferometrie. – In: Zangerl, C., Prager, C., Chwatal, W., Mertl S. & Schneider-Muntau B, Methodisch innovative multidisziplinäre Prozessanalyse für Monitoring und Modellierung instabiler Hänge. – Unveröffentlichter Schlussbericht alpS Projekt A2.3.
- Noverraz, F.I. (1996): Sagging or deep-seated creep: Fiction or reality? – In: Senneset (ed), Proceedings of the 7<sup>th</sup> International Symposium on Landslides, Balkema, Rotterdam, 821–828.
- ÖNORM B 4015 (2007): Belastungsannahmen im Bauwesen, Außergewöhnliche Einwirkungen, Erdbebeneinwirkungen, Grundlagen und Berechnungsverfahren. – Österreichisches Normungsinstitut, 61 S., Wien.
- Poisel, R. (1998): Kippen, Sacken, Gleiten – Geomechanik von Felsbewegungen und Felsböschungen. – Felsbau 3: 135–140.
- Poisel, R. & Eppensteiner, W. (1989): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung Teil 2: Massenbewegungen am Rand des Systems „Hart auf Weich“. – Felsbau 7(1): 16–20.
- Prager, C., Krainer, K., Seidl, V. & Chwatal, W. (2006): Spatial features of Holocene Sturzstrom-deposits inferred from subsurface investigations (Fernpass rockslide, Tyrol, Austria). – Geo.Alp 3: 147–166.
- Prager, C., Zangerl, C., Brandner, R. & Patzelt, G. (2008): Age distribution of fossil landslides in the Tyrol (Austria) and its surrounding areas. – Nat. Hazards Earth Syst. Sc. 8:377–407.
- Priest, S.D. (1993): Discontinuity Analysis for Rock Engineering. – 473 p., Chapman & Hall. London.
- Prinz, H. (1997): Abriß der Ingenieurgeologie. – 546 S., Ferdinand Enke Verlag Stuttgart.
- Raney, R. K. (1998): Radar Fundamentals: Technical Perspective. – In: Henderson FM & Ryerson RA (eds.), Principles and Application of Imaging Radar. Manual of Remote Sensing Vol. 2, third ed., John Wiley & Sons, New York, pp. 9–130.
- Renk D (2006) Geotechnische Untersuchungen von Gleitzonenmaterialien großer Hangbewegungen. Diplomarbeit, Universität Karlsruhe (TH) und Universität Innsbruck, p 119.
- Rider, M.H. (2006): The Geological Interpretation of Well Logs. – 4th Reprint, 280 p., Whittles Publishing Services.
- Rocscience (2001): ROCFALL-Statistical Analysis of Rockfalls. – Rocscience Inc. Software Products, Toronto, [www.rockscience.com](http://www.rockscience.com).
- Rocscience 2006: SLIDE5.0 – 2D Limit Equilibrium Analysis of Slope Stability. – Rocscience Inc. Software Products, Toronto, [www.rockscience.com](http://www.rockscience.com).
- Rott, H. & Nagler, T. (2006): The contribution of radar interferometry to the assessment of landslide hazards. – Advances in Space Research, 37: 710–719.
- Rott, H., Scheuchl, B., Siegel, A. & Grasemann, B. (1999): Monitoring very slow slope movements by means of SAR interferometry: A case study from a mass waste above a reservoir in the Ötztal Alps. Austria. – Geo-physical Res. Letters, 26 (11): 1629–1632.
- Sass, O. & Wollny, K. (2001): Investigations regarding alpine talus slopes using ground-penetrating radar (GPR) in the Bavarian Alps, Germany. – Earth Surf. Process. Landforms, 26: 1071–1086.
- Scheikl, M., Angerer, H., Dölzlmüller, J., Poisel, R. & Poscher, G. (2000): Multidisciplinary Monitoring Demonstrated in the Case Study of the Eiblschrofen Rockfall. – Felsbau, 18(1): 24–29.
- Schneider-Muntau, B. & Zangerl, C. (2005): Numerical Modelling of a Slowly Creeping Landslide in Crystalline Rock – a Case Study. – In: Konecny P. (ed), ISRM Regional Symposium Eurock 2005, Brno, Czech Republic, 535–540.
- Schneider-Muntau, B., Renk, D., Marcher, T. & Fellin W. (2006a): The Importance of Laboratory Experiments in Landslide Investigation. In: F. Nadim, R. Pöttler, H. Einstein, H. Klapperich, and S. Kramer(ed), Geohazards, ECI Symposium Series, Volume P7, Lillehammer, Norway, (<http://services.bepress.com/eci/geohazards/12>).
- Schneider-Muntau, B., Zangerl, C. & Fellin, W. (2006b): Hydromechanical Coupled Finite Element Modelling of a slowly Creeping Landslide. – 3<sup>rd</sup> Colloquium Rock Mechanics, Theory and Practice, Vienna, p. 87–94.
- Shi, G. (1989): Discontinuous deformation analysis. A new numerical model for the statics and dynamics of deformable block structures. – In: 1<sup>st</sup> U.S. Conf. on Discrete Element Methods, Golden. CSM Press: Golden, CO, p 16.
- Schnellmann, M., Anselmetti, F., Giardini, D. & McEnzie, J. A. (2006): 15,000 years of mass-movement history in Lake Lucerne: Implications for seismic and tsunami hazards. Eclogae geol. Helv., 99(3):s 409–428.
- Singer, J., Kurosche, T. & Sambeth, U. (2006): Development of a Continuous 3D-Monitoring System for Unstable Slopes using TDR. – Felsbau, 24(3): 16–23.
- Solexperts (2007): Trivec. – [www.solexperts.com/](http://www.solexperts.com/)
- Spang, R. M. & Sönsler, T. (1995): Optimized rockfall protection by „Rockfall“. – In: Fujii (ed), Proceedings of the 8th International Congress on Rock Mechanics, Tokyo, A.A. Balkema, Rotterdam, 1233–1242.
- Spillmann, T. (2007): Borehole radar experiments and microseismic monitoring on the unstable Randa rockslide (Switzerland). Dissertation ETH Zurich, No. 16866, 205 p.
- Stahel, W. A. (1999): Statistische Datenanalyse. Eine Einführung für Naturwissenschaftler. – 379 S., Verlag Vieweg.
- Stead, D., Eberhardt, E. & Coggan, J. S. (2006): Developments in the characterization of complex rock slope deformation and failure using numerical modelling techniques. – Engineering Geology 83: 217–235.
- Stini, J. (1941): Unsere Täler wachsen zu. – Geologie und Bauwesen, 13: 71–79.

- Tacher, L., Bonnard, C., Laloui, L. & Parriaux, A. (2005): Modelling the behaviour of a large landslide with respect to hydrogeological and geomechanical parameter heterogeneity. – *Landslides*, 2(1): 3–14.
- Terzaghi, K. (1950): Mechanism of landslides. – The Geological Society of America, *Engineering Geology (Berkey)* Volume, 83–123.
- Tiris (2007): Laserscanning Land Tirol. – ([www.tirol.gv.at/themen/sicherheit/geoinformation/aktuelles/](http://www.tirol.gv.at/themen/sicherheit/geoinformation/aktuelles/), 15.12.2007).
- Thut, A. (1996): Geomechanische Instrumentierung und automatische Überwachung von instabilen Hängen. – In: Oddsson, B. (ed), *Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse*. Birkhäuser Verlag, Basel, 105–118.
- Varnes, D. J. (1978): Slope Movement Types and Processes. – In: Schuster, R. L. & Krizek, R. (eds), *Landslides – Analysis and Control*. Special Report 176, National Research Council, Washington D.C., 11–33.
- Vidrih, R., Ribicic, M. & Suhadolc, P. (2001): Seismogeological effects on rocks during the 12 April 1998 upper Soca Territory earthquake (NW Slovenia). – *Tectonophysics*, 330: 153–175.
- Voight, B. (1988): Material science law applies to time forecasts of slope failure. – In: Bonnard C. (ed), *Landslides, Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Symposium on Landslides*, Lausanne, Switzerland, Balkema, Vol 3: 1471–1472.
- Watkins, J.S., Walters, L.A., Godso, L.A. (1972): Dependence of in-situ compressional wave velocity on porosity in unsaturated rocks, *Geophysics* 37(1): 29–35.
- Weidner, S. (2000): Kinematik und Mechanismus tiefgreifender alpiner Hangdeformationen unter besonderer Berücksichtigung der hydrogeologischen Verhältnisse. – Dissertation Univ. Erlangen, 246 S.
- Weissflog, M. 2007: Ursachen und Phänomene des Talzuschen Stupfarri-Kaltenbrunn/Vorderes Kaunertal (Tirol/Österreich) – Unveröffentlichte Diplomarbeit, TU München. 103 S.
- Willenberg, H. (2004): Geologic and kinematic model of a complex landslide in crystalline rock (Randa, Switzerland). Dissertation ETH Zurich, No. 15581, 184 p.
- Willenberg, H., Ladner, F., Spillmann, T., Löw, S., Sambeth, U., Evans, K. & Eberhardt, E. (2002): Aufbau eines Multi-Parameter Überwachungssystems für Felsrutschungen. – *Felsbau*, 20: 44–51.
- Wittke, W., Semprich, S. & Plischke, B. 1984: *Felsmechanik: Grundlagen für wirtschaftliches Bauen im Fels*, – 1051 S., Springer-Verlag GmbH.
- Wp/Wli Unesco Working Party on World Landslide Inventory (1993): *Multilingual Landslide Glossary*. – The Canadian Geotechnical Society, BiTech Publishers Ltd. Richmond, Canada.
- Zangerl, C. & Eberhardt, E. (2005) Discontinuum modelling of a deep-seated rockslide in crystalline rock. – *Geophysical Research Abstracts*, Vol.7, 02699, EGU 2005, Vienna.
- Zangerl, C., Eberhardt, E., Schönlaub, H. & Anegg J. (2007a): Deformation behaviour of deep-seated rockslides in crystalline rock. – In: Proceeding of the 1<sup>st</sup> Canada – U.S. Rock Mechanics Symposium, Vancouver, Canada, 901–908.
- Zangerl, C., Prager, C., Chwatal, W., Mertl S. & Schneider-Muntau B. (2007b): Methodisch innovative multidisziplinäre Prozessanalyse für Monitoring und Modellierung instabiler Hänge. – Unveröffentlichter Schlussbericht alpS Projekt A2.3, 92 S.
- Zangerl, C., Prager, C., Chwatal, W., Mertl, S., Renk, D., Schneider-Muntau, B., Eberhardt, E., Kirschner, H., Brandner, R., Brückl, E., Fellin, W., Tentschert, E., Eder, S., Poscher, G. & Schönlaub, H. (2008): Process-based investigations and monitoring of deep-seated landslides. – In: Stötter, J., Weck-Hannemann, H. & Veulliet, E. (eds.), *Contributions to a sustainable natural hazard management*, Springer, in press.
- Zischinsky, U. (1969). Über Sackungen. – *Rock Mechanics*, 1: 30–52.

Manuskript eingereicht: 21.1.2008

Überarbeitetes Manuskript angenommen: 30.4.2008