Bull. angew. Geol. Vol. 11/2 Dezember 2006 S. 117-131

Kinematik und Bewegungsmechanismus der tiefgründigen Instabilität Cuolm Da Vi (Graubünden, Schweiz)

F. Amann[1], G. Donatsch[2], Y. Bonanomi[3], M. Moser[4]

Stichworte: Instabilität, Kinematik, Bewegungsmechanismus, Graubünden (Schweiz)

Zusammenfassung
Am Südrand des Aarmassivs, etwa 500 m nördlich der Ortschaft Sedrun, sind schätzungsweise 150 Mio. m^3 Felsmassen auf einer Fläche von 1.5 km^2 und durchschnittlichen Geschwindigkeiten von 20 cm/a in Bewegung. Gemessen am Volumen und den jährlichen Verschiebungen ist die Instabilität zu den eindrücklichsten und komplexesten im alpinen Raum zu zählen. Durch intensive geologisch-geotechnische Bearbeitung und messtechnische Untersuchungen ist es gelungen, Kenntnisse über die Deformationen im Allgemeinen, den Einfluss externer Faktoren, die Bewegungsform und das Bewegungsmuster sowie über grundlegende geomechanische Zusammenhänge zu gewinnen. Die kontinuierliche messtechnische Erfassung der Verschiebungen mittels absoluter und relativer Messverfahren erwies sich bei der Charakterisierung als besonders hilfreich.

Abstract
Around 500 m north of the village of Sedrun, at the southern abutment of the Aar massive, an instability involving an area of 1.5 km^2 and an estimated volume of 150 Mio. m^3 rock masses has been occurred. A mean velocity of 20 cm/a can be observed. Due to the volume and velocity this unstable rock slope is one of the most impressive and complex landslides in the alpine area. Highly specified geological-geotechnical investigations and monitoring programs provide evidence for a fundamental and profound understanding of deformations, the effects of external factors, the type of movement and some geomechanical basics. The enormous potential of continuous absolute and relative deformation measurements as a tool for the characterisation of the instability can be shown.

1. Untersuchungsgebiet

Der Cuolm Da Vi, am Südrand des Aarmassivs gelegen, ist rund 60 km westlich der Stadt Chur im oberen Vorderrheintal nördlich von Sedrun zu finden. Die Morphologie wird im Wesentlichen vom tiefen Einschnitt des Drun mit durchschnittlich 40-45° steilen Böschungen (max. bis 70°) und Höhenunterschieden zwischen 150 m und 350 m geprägt. Der steile Böschungseinschnitt geht allmählich gegen N auf eine rund 15-20° steile Trogschulter über. Im W wird das Gebiet von einem lang anhaltenden, gleichmäßig 30-35° steilen Bergrücken (westlicher Südabbruch), im E durch das Ende des Druntobels begrenzt (Fig. 1).

[1] F. Amann, Pöyry Energy AG, Zürich
[2] G. Donatsch, Ingenieur und Vermessungsbüro Donatsch, Landquart
[3] Y. Bonanomi, Bonanomi AG Geologische Beratungen, Igis
[4] M. Moser, Lehrstuhl für Angewandte Geologie, Universität Erlangen-Nürnberg (D)

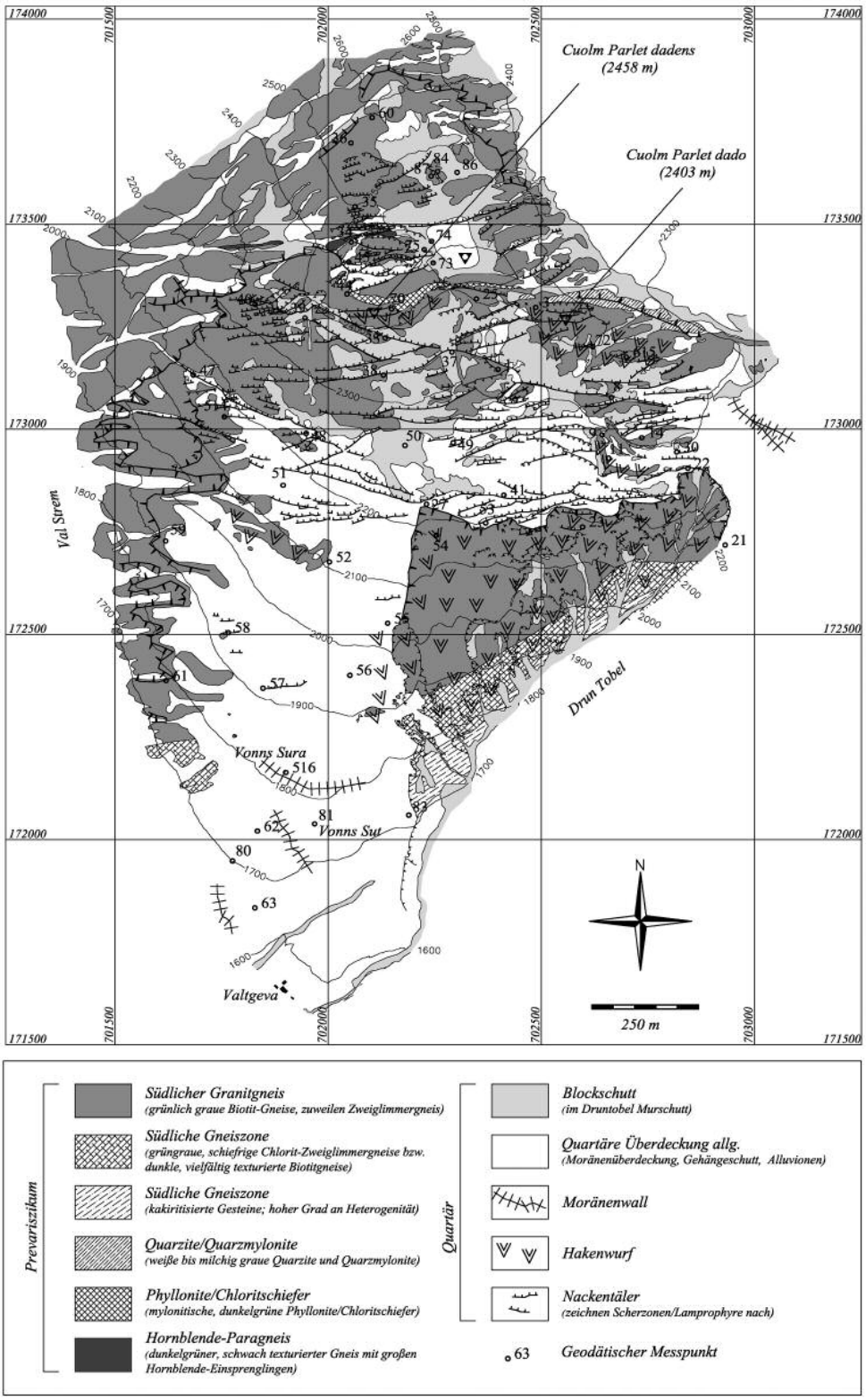


Fig. 1: Geologische Karte der Instabilität.

2. Geologischer Überblick

Die Instabilität wird weitgehend von Granitgneisen verschiedener Varietäten aufgebaut, die von E-W-streichenden, kakiritischen und mylonitischen Scherzonen unterschiedlicher Massstabsbereiche zergliedert werden (Fig. 1). Gegen den Hangfuss (S) treten vermehrt weniger kompetente bis vollständig zerlegte Augengneise und Kakirite auf. Den Hangfuss säumt eine 10-150 m breite Zone aus Kakiriten (Amann 2005).

Kinematisch massgebende Strukturen, wie Scherzonen, streichen ± E-W und sind nahezu vertikal gelagert (Fig. 2). Bevorzugt folgen die Scherzonen zwei klar zu unterscheidenden Streichrichtungen, die einen spitzen Winkel einschliessen (140-175°, 180-210°). Daneben sind besonders drei Hauptkluftsysteme ausgeprägt (150-170/75-85°; 220-240/80-90°; 270-330/5-15°). Es dominieren Fallazimute gegen S, mit durchschnittlichen Einfallwinkeln um 85°. Untergeordnet auftretend, jedoch von ausserordentlicher Bedeutung für das Verständnis der Instabilität, sind steil N-fallende Diskontinuitäten, entlang derer sehr häufig tiefe und lang anhaltende Nackentäler mit unterschiedlich starker Verstellung ausgebildet sind (Fig. 3). Die Randbereiche der Instabilität werden von bis zu 15 m breiten Zugriss-Systemen (Fig. 4) sowie tief eingesunkenen Graben- und Doppelgratstrukturen gesäumt (Fig. 3).

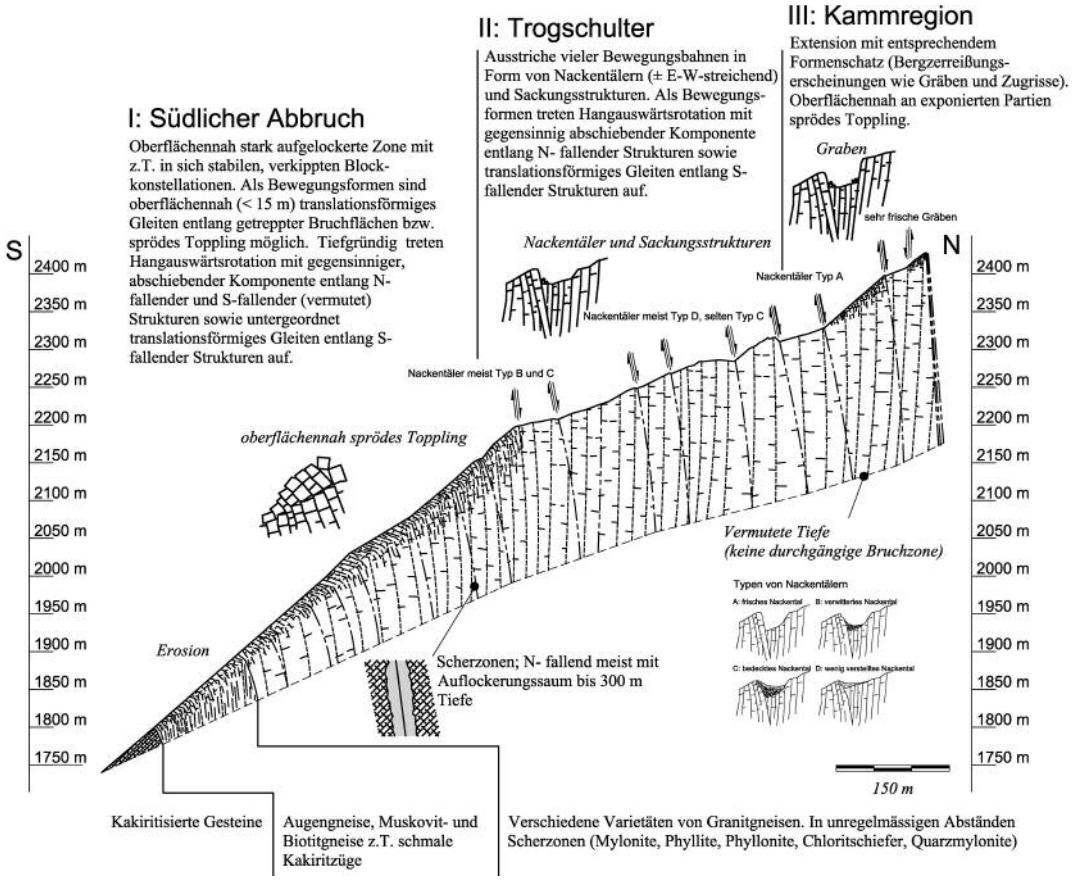


Fig. 2: Geologisch-geotechnisches Modell der Instabilität.

3. Kinematik

3.1 Deformationsmessungen

Es wird zwischen absoluten und relativen Bewegungsmessungen unterschieden. Bei Ersterer wird die Lage des Messpunktes (MP) bei jeder Folgemessung neu bestimmt, bei Zweiterer wird lediglich die Veränderung einer Distanz registriert.
Absolute Deformationsmessungen am Cuolm Da Vi gehen bis ins Jahr 1942 zurück. Seitdem wurden, in anfänglich unregelmässigen Abständen, seit 1996 in jährlichen Messkampagnen die Verschiebungen von unterschiedlichen Institutionen mit verschiedenen Messmethodiken erfasst. Das Netz an Messpunkte wurde im Laufe der Jahre sukzessive dichter und umfasst heute mehr als 60 vermarkte Messpunkte.



Fig. 3: Nackental und Grabenstruktur im Norden der Instabilität.



Fig. 4: Zugriss-System entlang der östlichen Begrenzung der Instabilität.

Hervorzuheben sind die Messkampagnen des Meliorations- und Vermessungsamtes Graubünden (MVA) (MVA 1989, 1991), des Instituts für Geodäsie und Photogrammetrie der Eidgenossisch Technischen Hochschule Zürich (Böni 1983, Chaperon et al. 1988), die Messungen im Rahmen des VERSINCLIM-Projektes (Bonnard et al. 1996, Noverraz et al. 1998) sowie die kontinuierliche Überwachung der Arbeitsgemeinschaft Bonanomi AG / Ingenieur- und Vermessungsbüro Donatsch (Bonanomi et al. 1998).
Im Jahr 2001 wurden die absoluten Messmethodiken durch die Installation eines Servotachymeters im Alp Transit-Besucherzentrum sowie fest installierte Prismen in der instabilen Zone ergänzt. Zu Beginn wurden zwei, seit 2004 werden drei Messpunkte in 4-stündigen Intervallen automatisch vermessen. Zudem richtete der Lehrstuhl für Angewandte Geologie der Universität Erlangen - Nürnberg im Jahr 2002 vierzig Drahtextensometer - Messzüge ein. Ein geschlossener Messzug vom nördlichen Rand der Instabilität (MP 25) zum Zentrum (MP 27, Fig. 5) sowie Einzelmessungen im Bereich der Zugrisse entlang des östlichen Randes werden ein- bis zweimal jährlich kontrolliert (Amann 2005).

3.2 Bewegungsraten

Die Mittelwerte und Minima/Maxima der durchschnittlichen Verschiebungen repräsentativer Messpunkte können der Tab. 2 entnommen werden.

Messpunkt	Mittlere Geschwindigkeit [cm/a]	Minimale Geschwindigkeit [cm/a]	Maximale Geschwindigkeit [cm/a]
27	29.0	16.1	42.8
34	26.8	17.0	36.6
37	27.8	15.6	42.2
45	31.3	19.0	44.9
56	23.7	12.6	35.3
70	67.2	40.3	94.6
516	4.7	2.6	8.4

Tab. 1: Mittlere Geschwindigkeiten repräsentativer Messpunkte (1997-2004). Zur Lage der Messpunkte siehe Fig. 5.

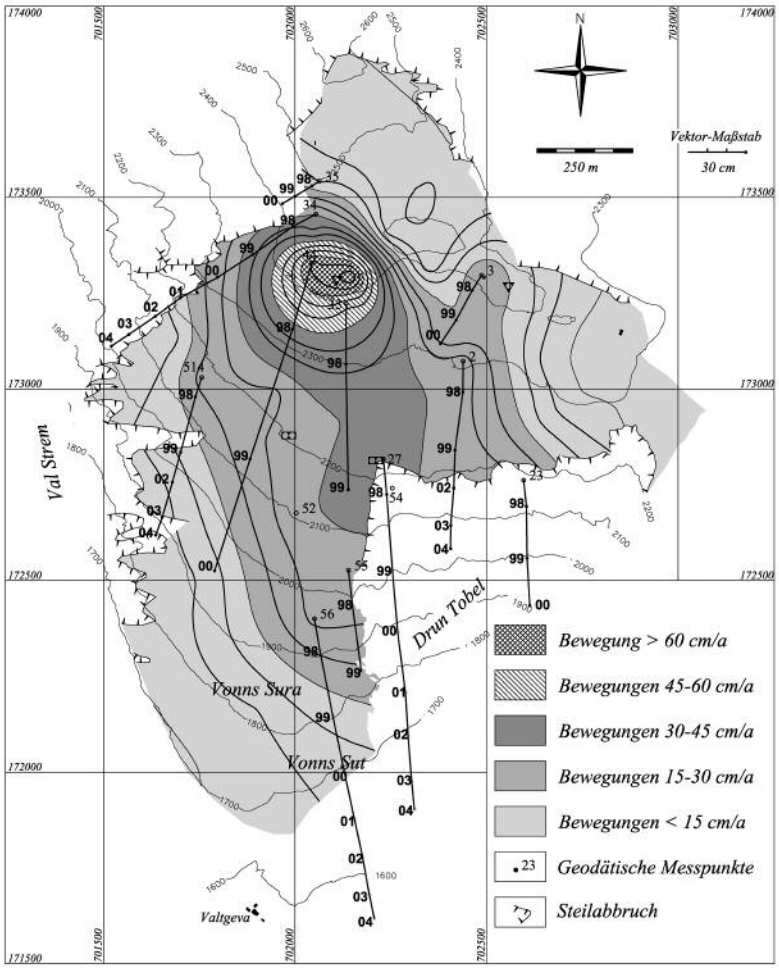


Fig. 5:
Linien gleicher Bewegungsintensitäten (1999-2002) sowie ausgewählte Bewegungsvektoren mit Angaben zum Messjahr.

Bei einer erster Betrachtung der flächenhaften Darstellung der Linien gleicher Bewegungsintensitäten (Fig. 5) liegt das Zentrum der Instabilität im Bereich des Cuolm Parlet dadens (Bereich mit Verschiebungen > 60 cm/a; Verschiebungen MP 70 siehe Tab. 1). Gegen die Ränder der Hangbewegung nehmen die Deformationen sukzessiv ab.

Bei intensiverer Betrachtung (Messpunktstatistiken, Tab. 2) lässt sich folgendes feststellen. Zwischen den jährlichen Verschiebungen besteht mehrheitlich ein signifikanter statistischer Zusammenhang (Beschleunigungsphasen betreffen Messpunkte am Hangfuss gleichermassen wie Messpunkte am nördlichen Rand der Massenbewegung). Es existieren jedoch wenige Messpunkte, deren Verschiebungen in keinerlei Zusammenhang mit den übrigen Messpunkten zu bringen sind (besonders an exponierten Lagen, z. B. im Bereich mit Verschiebungen > 60 cm/a, Fig. 5; MP 70 siehe Tab. 2). Es sind zwei grundlegende Bewegungen zu unterscheiden:

- globale, tief reichende Bewegungen (> 30 m),
- lokale Bewegungen (Tiefen zwischen 0-30 m).

Globale Bewegungen werden von lokalen überlagert bzw. verschleiert. Eine Unterscheidung ist auch aufgrund hangtektonischer Merkmale möglich.

Messpunkte am Cuolm Parlet dadens zeigen

	MP 27	MP 34	MP 37	MP 45	MP 56	MP 70	MP 516
MP 27		0.97	1.0	0.96	0.98	0.54†	0.90
MP 34	1.0		0.96	0.96	0.93	0.52†	0.87*
MP 37	1.0	0.96		0.97	0.99	0.49†	0.93
MP 45	0.96	0.96	0.97		0.96	0.33†	0.90
MP 56	0.98	0.93	0.99	0.96		0.43†	0.94
MP 70	0.54†	0.52†	0.49†	0.33†	0.43†		0.30†
MP 516	0.90	0.87*	0.93	0.90**	0.94	0.30†	

Tab. 2: Korrelation der Beschleunigungen ausgewählter Messpunkte (n = 7, p < 0.01). * Korrelation ist signifikant für p < 0.05; † nicht signifikant.

beispielsweise sehr offensichtlich, dass der Bereich sowohl von globalen als auch lokalen Bewegungen beeinflusst wird. Somit wird im Isolinienplan das Zentrum maximaler Bewegungen verschleppt. Als eigentliches Zentrum der tief reichenden Instabilität kann das Gebiet um MP 27 (Fig. 5) identifiziert werden. Dort liegen die jährlichen Verschiebungen zwischen 30 und 40 cm (1999-2002), im langjährigen Mittel zwischen 20 und 30 cm.

3.3 Verschiebungsrichtung

Der Azimut (Fig. 6) der Verschiebungen wird von zwei wesentlichen Komponenten bestimmt: der Morphologie und dem strukturellen Bau. Der Morphologie folgend sind alle Bewegungsrichtungen zwischen W (Val Strem) bis SE (Drun Tobel) denkbar. Dem strukturellen Bau folgend sind Richtungen ± senkrecht zu den nahezu vertikal lagernden Hauptkluftsystemen und Scherzonen prädestiniert. Generell ist am Cuolm Da Vi ein klares Diktat der Bewegungsrichtungen durch den strukturellen Bau gegeben. Nur im Bereich lokaler, oberflächennaher (meist rascherer) Bewegungen (z. B. Cuolm Parlet dadens) weichen die Vektoren ab und folgen annähernd der Wirkungslinie der Schwerkraft.
Engel et al. (1983) stellen in diesem Zusammenhang fest, dass grosse Bewegungsvektoren vorzugsweise zu Verschiebungen in Richtung der Falllinie führen, die der Wirkungslinie der Hangabtriebskraft entspricht. Ein kleinerer Betrag führt hingegen zu einem Azimut, der sich am strukturellen Bau orientiert. Ein Zusammenhang der sich am Cuolm Da Vi bestätigt. Ergänzend kann festgehalten werden, dass der Azimut auch eine Funktion der an einem Ort eingetretenen Gesamtbewegungen und damit des Zerlegungsgrades ist. Durch die extreme Auflösung des Felsverbandes, besonders bei oberflächennahen, lokalen Instabilitäten ist kinematisch eine sehr viel grössere Bandbreite an Bewegungsrichtungen möglich, die generell mehr und mehr von der Wirkungslinie der Hangabtriebskraft beeinflusst werden.

3.4 Räumlicher Bewegungsvektor

Entlang der Linie Cuolm Parlet dadens / dado fallen die räumlichen Bewegungsvektoren deutlich steiler als die Hangneigung ein (Fig. 7). Gegen S verflachen sie sich zunächst kontinuierlich, später, bei der markanten Linie MP 14 - 37 - 39 (siehe gestrichelte Linie Fig. 14) abrupt. Auf der Trogschulter sind wiederum steilere Vektoren um 25° kennzeichnend. Die Hangneigung ist flacher als die Vektoreneinfallswinkel. Entlang des Südabbruchs sind anfänglich weiterhin Einfallwinkel um 25° zu registrieren (bei rund 30° Hangneigung), die sich gegen den Hangfuss zusehends verflachen. Eine allgemeine Verflachung der Bewegungsvektoren gegen den

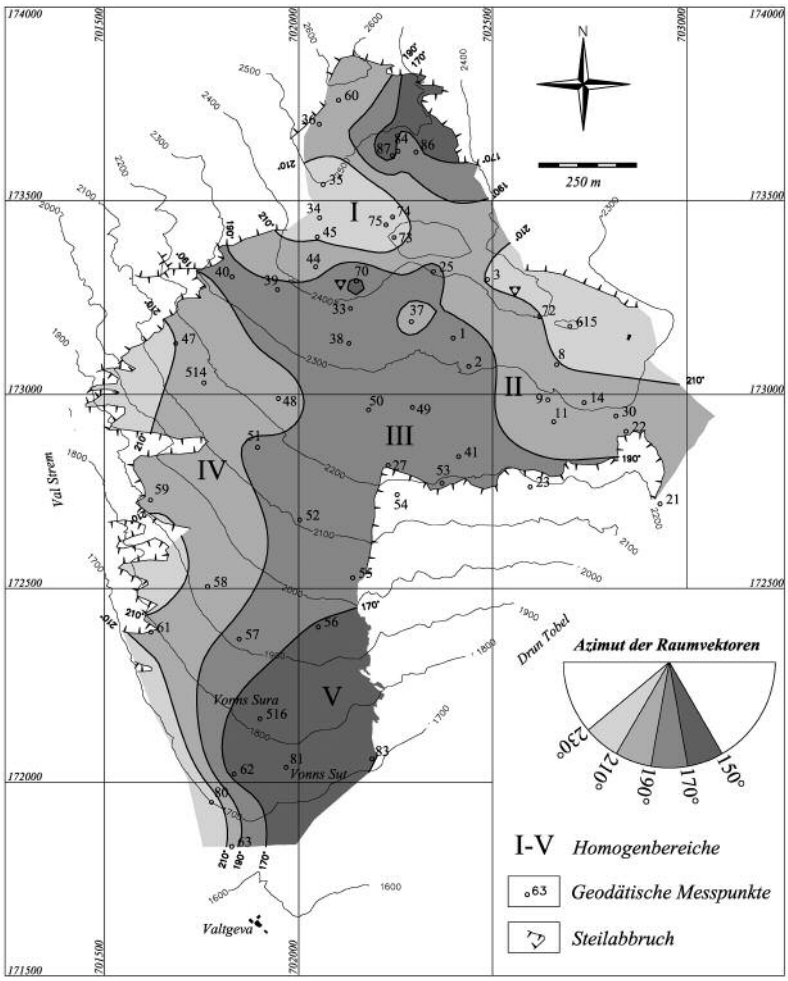


Fig. 6:
Bereiche gleicher Verschiebungsrichtungen.

Hangfuss wird in der Literatur als generelles Indiz einer tief reichenden Hangbewegung gedeutet. Zudem besteht keinerlei Zusammenhang mit der Hangneigung, wie es bei oberflächennahem Schuttkriechen oder translationsförmigen Gleitungen zu beobachten ist.

3.5 Einfluss externer Faktoren

Aus den kontinuierlichen Messreihen der Servotachymeter kann festgestellt werden, dass die Verschiebungen jahreszeitlichen Schwankungen unterliegen. Zur Zeit der Schneeschmelze (April, Mai, Juni) ist eine eindeutige Zunahme der Bewegungsinten-

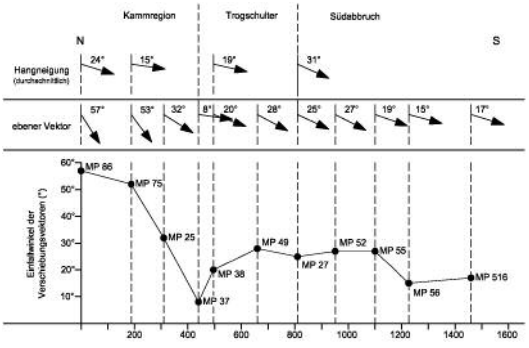


Fig. 7: Einfallsrichtung der Verschiebungsvektoren entlang eines N-S-Profils.

sität um den Faktor 2-3 zu registrieren. Dieser Beschleunigung geht eine Phase der Verlangsamung voraus, die generell im Februar zu registrieren ist (Fig. 8). Seit Beginn der Messaufzeichnungen im Jahr 2001 nimmt die Intensität der frühjährlichen Beschleunigung sukzessive ab. Am Prisma Ost I (Fig. 8, mirror east I) führte im Juni 2002 ein Blitzschlag zu grösseren Verschiebungen. Dadurch bestätigt sich die Entwicklung in dieser Messreihe nicht. Die tendenzielle Abnahme der Verschiebungsbeträge spiegelt sich auch in den durchschnittlichen monatlichen und jährlichen Bewegungsbeträgen wieder.

Auf Grundlage obiger Erkenntnisse können folgende Schlussfolgerungen gezogen werden:

- Während der Wintermonate verbleiben Niederschläge konserviert als Schnee und Eis bis ins Frühjahr erhalten. Eine sukzessive Absenkung des Bergwasserspiegels führt zu geringeren Bewegungsintensitäten mit einem Jahresminimum im Februar.
- Mit steigenden Temperaturen und Niederschlägen in Form von Regen kommt es in den Monaten April bis Juni zu enormen Sickerwassermengen. Die zu Verfügung stehenden Wasseräquivalente überschreiten die Intensitäten lang anhaltender Landregenfälle (> 5mm/h) weit. Eine deutliche, vermutlich jedoch verzögerte Reaktion der Verschiebungen ist die Folge. Am Gradenbach, einer tief reichenden Hanginstabilität in den Hohen Tauern, konnten durch ein umfangreiches Messprogramm die komplexen kausalen Zusammenhänge zwischen Niederschlägen, Bergwasserspiegel und Verschiebungen genauer untersucht werden. Vermutungen über verzögerte Reaktionen (bis zu sechs Wochen) der Bewegungen in Folge extremer Infiltrationsereignisse sind dort eindeutig nachzuweisen (Weidner et al. 1998). Aufgrund der Verzögerungen und der Schwierigkeiten mit der Quantifizierung der Wasseräquivalente sind statistisch Zusammenhänge zwischen klimatischen Faktoren und Verschiebungen auch am Cuolm da Vi nur schwer zu eruieren.
- Während der Sommermonate bewirken selbst lang anhaltende Niederschläge keine Beschleunigungen. Aufgrund der Deformationen und damit stark veränderten Durchlässigkeiten der Felsmassen können nur solche Niederschlagsereignisse Einfluss nehmen, bei denen die Infiltrationsleistung die Exfiltrationsleistung übertrifft. Selbst aussergewöhnliche Niederschläge sind nicht in der Lage, eine bedeutende Beschleunigung zu induzieren. Mit fortschreitender Zerlegung des Felsverbandes und dadurch erhöhten Durchlässigkeiten werden mit der Zeit immer mehr Wassermengen in noch konzentrierterer Form nötig werden, um eine messbare Reaktion der Verschiebungen hervorzurufen (selbst regulierender Effekt).

Trotz des scheinbar klaren Zusammenhangs zwischen Niederschlägen und Geschwindigkeiten aus den kontinuierlichen relativen Messungen kann zwischen den jährlichen Verschiebungen und Niederschlägen kein mathematisch signifikanter Zusammenhang abgeleitet werden. Am Beispiel der Messjahre 1999 und 2001 kann hingegen dargelegt werden, dass neben der Quantität der Jahresniederschläge (Niederschläge zwischen den geodätischen Messkampagnen) auch der Zeitpunkt eine wesentliche Rolle spielt. Im «Katastrophenwinter» 1999, mit rund 1750 mm Niederschlag (zwischen den Messtagen am 13.7.1998 und 3.7.1999), konnte die bisher drastischste Beschleunigung in den jährlichen Verschiebungen aufgezeichnet werden (z. T. Faktor 3; Fig. 9). Im Messjahr 2001 hingegen erfuhr die Instabilität trotz nahezu 1800 mm Niederschlag eine Verlangsamung (Fig. 9). Bei einer näheren Betrachtung der Niederschlagsverteilung ist zu erkennen, dass ein massgebender Unterschied im Zeitpunkt der Niederschläge besteht. Während im Messjahr 1998-1999 560 mm des Niederschlags auf den Zeitraum der Schneeschmelze (April-Juni) fallen, sind es im Messjahr 2001 lediglich 350 mm im gleichen Zeitraum (Fig. 10).

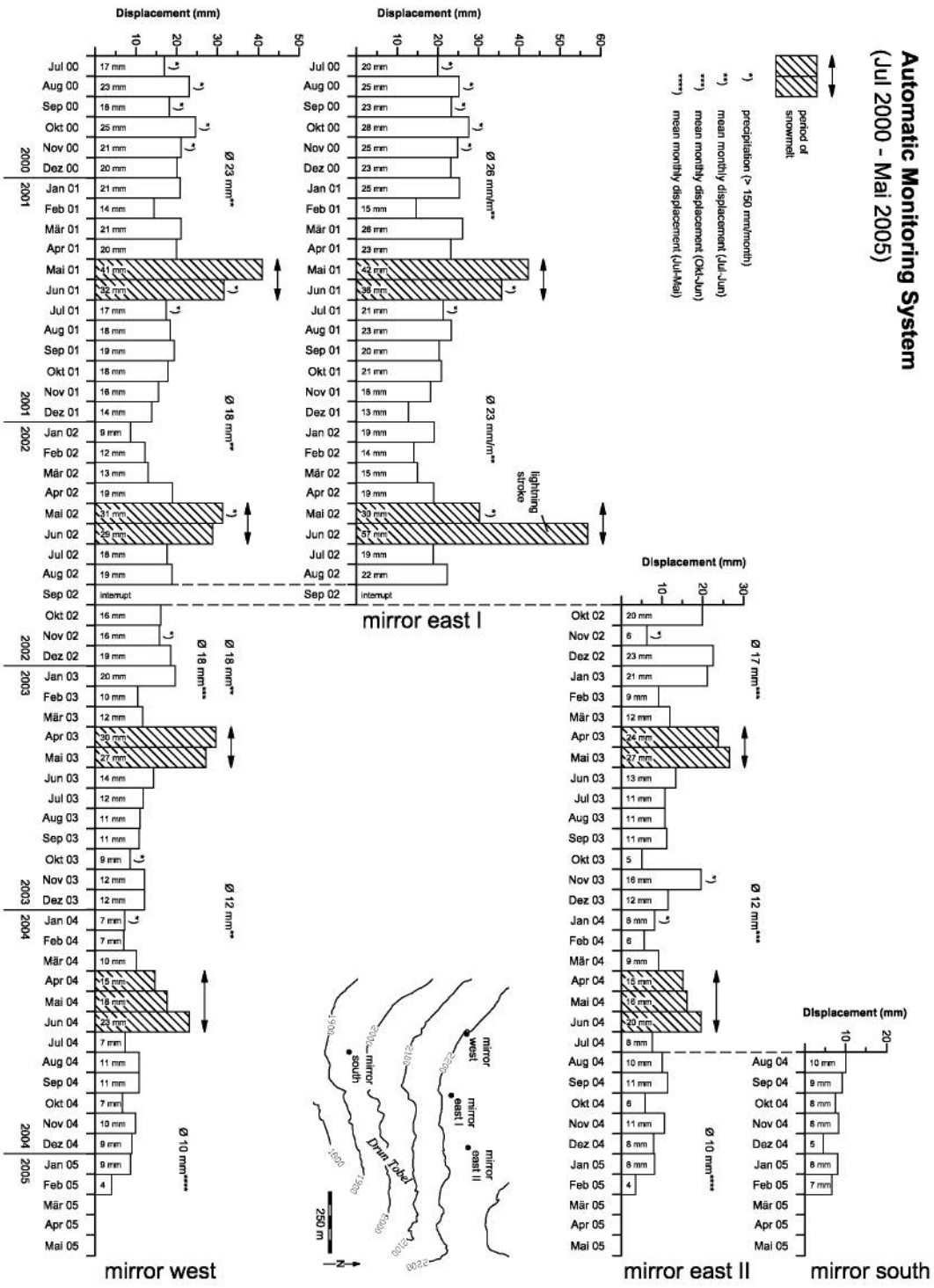


Fig. 8: Auswertung der Messdaten des automatischen Messsystems.

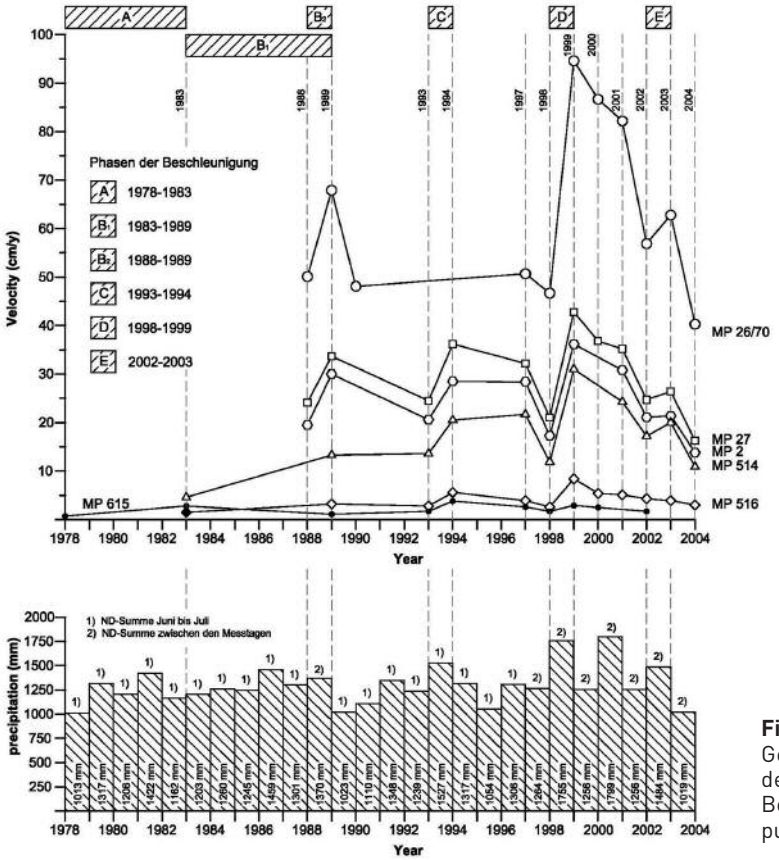


Fig. 9:
Geschwindigkeiten und Niederschlagssummen (ND) am Beispiel ausgewählter Messpunkte (MP).

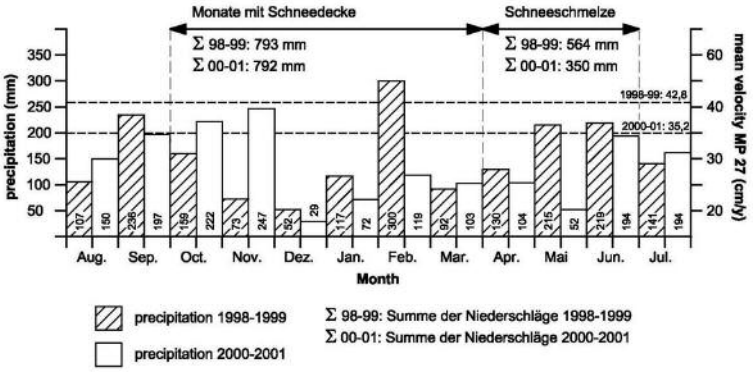


Fig. 10:
Niederschlagsverteilung in den Messjahren 1998-1999 und 2000-2001.

Obgleich kein statistisch signifikanter Zusammenhang zwischen den Verschiebungen und Niederschlägen festzustellen ist, kann die Relevanz bedeutender Infiltrationsereignisse belegt werden. Das komplexe Zusammenspiel zwischen bewegungsbedingt veränderlichen hydrogeologischen Faktoren, Niederschlägen und Verschiebungen kann in ihrer grundlegendsten Form durch den Einsatz messtechnischer Methoden verstanden werden.

4. Bewegungsmechanismus

4.1 Internes Bewegungsverhalten

Aus dem Messintervall 2001 bis 2004 ist besonders der Zusammenhang zwischen Niederschlag und internem Bewegungsverhalten erwähnenswert. Zwischen der Höhe monatlicher Niederschläge und der Veränderung der Messstrecken besteht, im Gegensatz zu den Messreihen der absoluten Verschiebungsmessungen, ein statistisch hoch signifikanter Zusammenhang (Fig. 11).
Hohe Niederschläge bewirken eine allgemeine Konvergenz. Dies steht im klaren Gegensatz zu theoretischen, mechanischen Überlegungen (bei hohem Bergwasserspiegel ist generell eine Divergenz zwischen den Messstrecken zu erwarten). Aufgrund der klaren messtechnischen Aussage, detaillierter Kenntnisse der geologischen Verhältnisse und der oben erwähnten Zusammenhänge zwischen Niederschlägen und dem Bergwasserspiegel konnte folgendes geomechanisches Modell entwickelt werden:
Südlich der markanten Störzone entlang des Cuolm Parlet dadens (Fig. 12) sind die Bergwasserverhältnisse derart gestört, dass selbst extreme Sickerwassermassen unverzüglich ins Val Strem abgeführt werden. Es liegt ein so tief liegender Bergwasserspiegel vor, dass am Westabbruch ins Val Strem auf die gesamte Längserstreckung der Hangbewegung kein Quellaustritt zu beobachten ist.
Nördlich der markanten Störzone, die eine wenig durchlässige Barriere darstellt (behinderte Wasserwegigkeit in N-S Richtung), bestätigen etliche, hoch gelegene Quellaustritte den weitgehend ungestörten Charakter der Bergwasserverhältnisse. Leitfähigkeitsuntersuchungen und Beobachtungen der Gerinneanfänge untermauern, dass selbst geringe Niederschläge eine schnelle Reaktion der Bergwasserstände und chemischen Zusammensetzung der Quellwässer bewirken.
Durch diese geologische Konstellation ist es möglich, dass zwischen den Bereichen nördlich und südlich der markanten Störzone ein bedeutender Kontrast der Bergwasserstände besteht (Fig. 12). Dieser führt zu enormen Kluftwasserschüben, die niederschlagsbedingten Schwankungen unterliegen. Hohe Niederschläge bedeuten somit enorme Lasten, die in der Lage sind, das interne Bewegungsmuster südlich der Störzone zu beeinflussen.

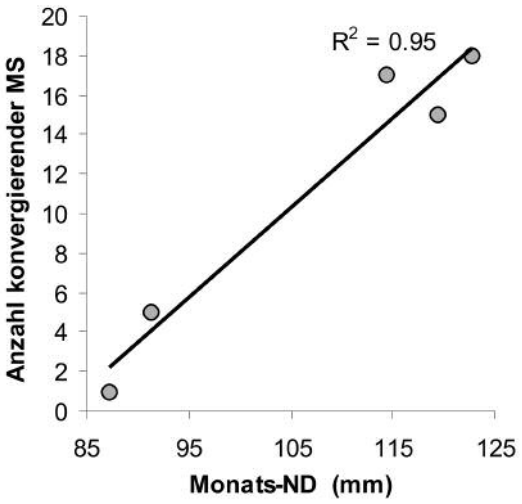


Fig. 11: Zusammenhang zwischen Monats-Niederschlag (ND) und der Anzahl konvergierender Messstrecken MS (n = 5, p < 0.01).

4.2 Interpretation des Gesamtbewegungsmechanismus

Bezüglich der Kinematik erwies sich das Verhältnis zwischen horizontalem (dh) und ver-

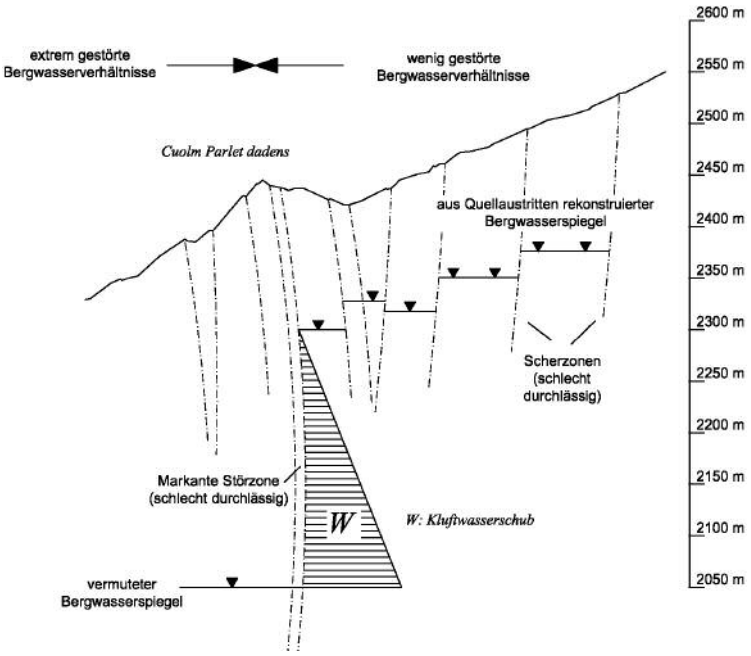


Fig. 12:
Schematische Darstellung der Bergwasserverhältnisse nördlich und südlich des Cuolm Parlet dadens.

tikalem Bewegungsvektor (dv) als besonders bedeutsam. Aus den Erkenntnissen früherer Untersuchungen der Instabilität wurde der Bewegungstyp des «Topplings» (Vorwärtsrotation) als wahrscheinliche Versagensform postuliert (Bonnard et al. 1996). Für die reine Bewegungsform des «Topplings» bei unterschiedlich steil gegen die Böschung einfallenden Trennflächen kann auf Grundlage mathematischer und auch numerischer Überlegungen (UDEC, Itasca 1999) ein Bereich von Erwartungswerten für das Verhältnis dh/dv abgegrenzt werden (Fig. 13). Derartige Erwartungswerte lassen sich direkt mit den tatsächlichen Messbefunden vergleichen (Fig. 14). Auf Grundlage dieser fundamentalen Überlegungen können folgende Aussagen getroffen werden:

- Im Bereich der Trogschulter liegen die Verhältnisse dh/dv weit unterhalb des zu erwartenden Wertes für reines «Toppling» und den gemessenen Einfallwinkel der Trennflächen. Es muss zumindest ein zweiter, sekundärer Mechanismus existieren, der die Setzungen stärker betont.
- Im Bereich des am markantesten ausgebildeten Nackentales im nördlichen Bereich der Instabilität (Achse MP 14 - 37 - 39, Fig. 14) sind Verhältnisse von > 6 zu registrieren, die eindeutig die Vorwärtsrotation entlang der Trennflächen widerspiegeln. Die Lage der Messpunkte (talseitige Flanke eines Nackentales) erwies sich hier als entscheidend.
- Am westlichen Südabbruch stimmen die gemessenen mit den erwarteten Verhältnissen sehr gut überein. Eine reine Vorwärtsrotation erscheint plausibel. Dies erklärt zudem die Abwesenheit markanter morphologischer Formen, welche auf der Trogschulter die tief reichende Instabilität klar vor Augen führen. Bei reiner Vorwärtsrotation treten kaum differentielle Setzungen / Verformungen auf, die ein Aufreissen der Grasnarbe bzw. die Bildung von Nackentälern bewirken.
- Ganz im Norden der Hangbewegung scheidet als tief reichende Bewegungsform die Vorwärtsrotation gänzlich aus.

Letztendlich kann aufgrund obiger Erkenntnisse und in Verbindung mit den hangtektonischen Merkmalen und kinematischen Tests (Cruden 1989, Goodman et al. 1976) eine pro-

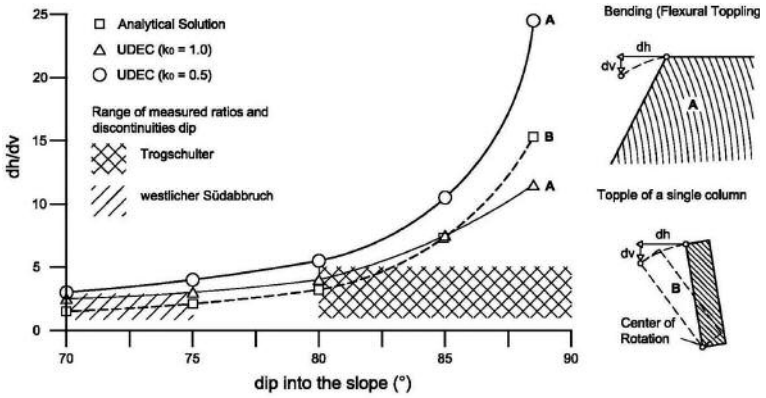


Fig. 13:
Verhältnis zwischen horizontalem (dh) und vertikalem (dv) Bewegungsvektor bei verschiedenem Einfallwinkel gegen die Böschung.

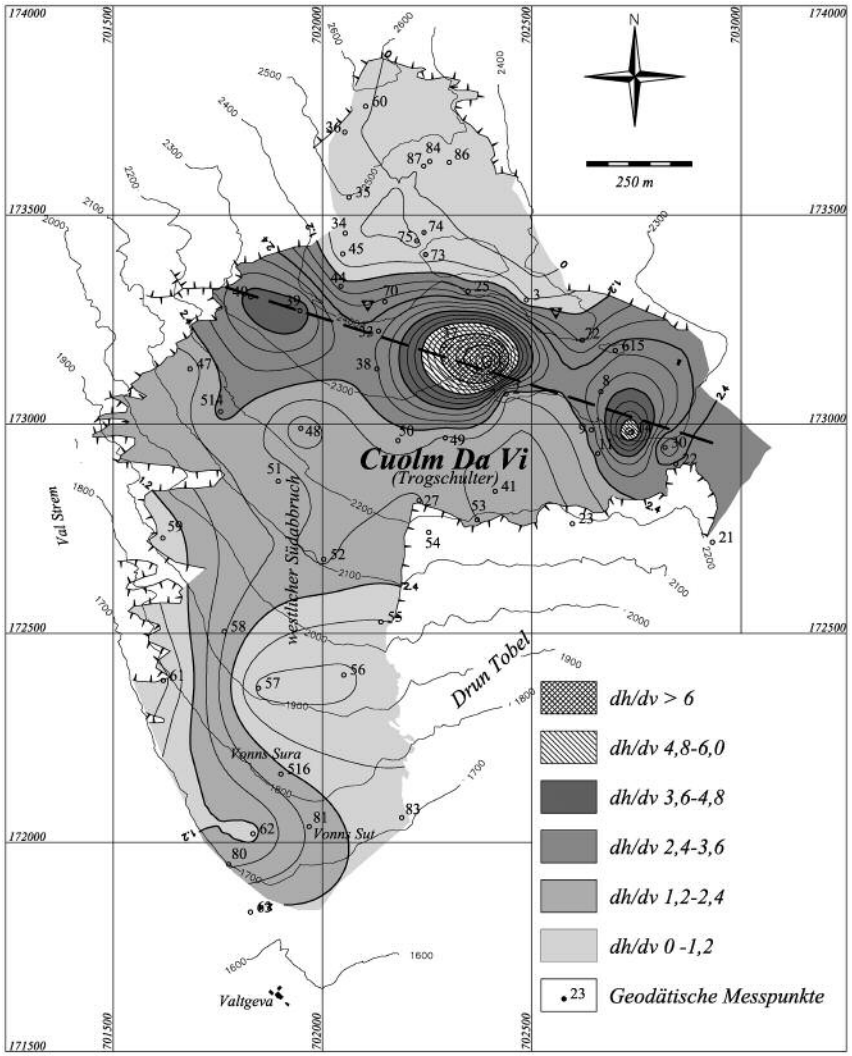


Fig. 14: Verhältnis zwischen horizontalem und vertikalem Bewegungsvektor im Zeitraum 1999-2002 mit der markanten Achse MP 14 - 37 - 39.

funde Modellvorstellung der Bewegungsformen entwickelt werden.

Die Bewegungsform im Bereich der Trogschulter wird primär von Vorwärtsrotation entlang steil N-fallender Scherzonen bestimmt. Dadurch wird der nötige Raum für ein sekundäres Nachsacken bergseitig gelegener Partien entlang steil S-fallender Trennflächen geschaffen (Fig. 15 A). Im Bereich des Südabbruches ist eine reine Vorwärtsrotation, die entlang N- und S-fallender Trennflächen stattfindet, sehr wahrscheinlich (Fig. 15 B). Ein Mechanismus, der in der Literatur meist als «Underdip Toppling» bzw. «Creep Toppling» bezeichnet wird (Cruden 1989, Goodman et al. 1976). Im Norden der Hangbewegung muss auch aufgrund der hangtektonischen Gegebenheiten von einem reinen Nachsacken entlang S-fallender Strukturen ausgegangen werden. Die Hypothesen zu den Bewegungsformen konnten durch numerische Modelle (UDEC, Itasca 1999) eindeutig verifiziert werden.

5. Alarmkonzept

Geländebefunde, langjährige Messreihen und daraus resultierende Rückschlüsse auf das Bewegungsverhalten der Instabilität bilden die entscheidenden Grundlagen für die Einschätzung der Gefährdung und das Gefahrenmanagement. In Zusammenarbeit mit dem Gemeindeführungsstab, der Gefahrenkommission 1 und dem Amt für Zivilschutz und Katastrophenhilfe des Kantons Graubünden wurde für den Cuolm Da Vi ein Alarm- und Interventionskonzept ausgearbeitet. Dieses unterscheidet je nach gemessener Bewegungsintensität und Volumina drei Gefahrenstufen.

I. Die Gefahrenstufe I mit Bewegungen von < 5 mm/d entspricht dem normalen Zustand - die Bewegungen des Cuolm da Vi variieren zwischen 0.5-1 mm/d - und verlangen somit eine ständige Bereitschaft des Geologen. Dies wird mit dem automatischen Mess- und Alarmierungssystem gewährleistet, indem der Geologe bei jeder Grenzwertüberschreitung automatisch ein SMS erhält.

II. Bei der Gefahrenstufe II wird von einem grösseren Sturzereignis bis 5 Mio. Kubikmetern ausgegangen. Dies würde bereits zur Gefährdung des Skigebietes Valtgeva oberhalb Sedrun oder im Sommer bewohnter Maiensässhütten führen und somit eine Eva-

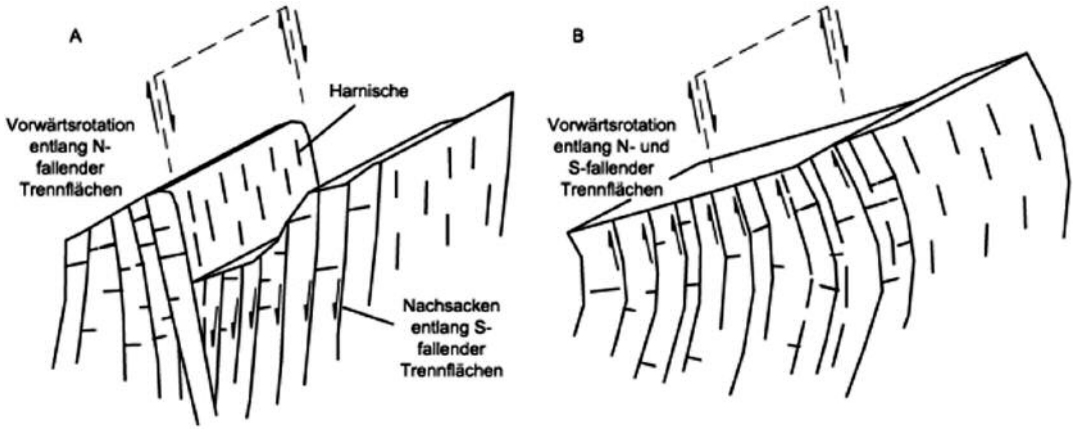


Fig. 15: Schematische Darstellung des Bewegungsmechanismus im Bereich der Trogschulter (A) und im Bereich des Südabbruchs (B).

kuation notwendig machen. Die Messpfeiler auf dem Cuolm da Vi wurden so platziert, dass sich ein solches oder noch grösseres Sturzereignis vorankündigt und exakt erfasst werden kann. Eine Gefährdung des Siedlungsgebietes besteht aber nicht.
III. Die Gefahrenstufe III berücksichtigt ein «worst-case-Szenario» eines Bergsturzes von bis zu 25 Mio. Kubikmetern. Es wird davon ausgegangen, dass sich die Bewegungen im Vorfeld auf weit über 5 mm/d bis mm-cm/h erhöhen werden. Eine Sturzsimulation hat gezeigt, dass die Sturzmasse mit 95%iger Wahrscheinlichkeit noch ausserhalb des Siedlungsraumes zum Stehen kommt. Dennoch werden Evakuationen unerlässlich sein (Amann et al. 2005).

6. Fazit

Neben der reinen Überwachungsfunktion können messtechnische Datenreihen einen entscheidenden Beitrag zur Klärung kinematisch-mechanischer Zusammenhänge leisten, die letztendlich auch für die Abschätzung möglicher Gefährdungen ausserordentlich hilfreich sind. Am Cuolm Da Vi ist es durch interdisziplinäre Methodiken gelungen, klare Aussagen zu wesentlichen Aspekten der Instabilität zu formulieren. Einen unerlässlichen Beitrag leistete hierbei eine intensive Auswertung vorzugsweise kontinuierlich gemessener Daten absoluter und relativer Messverfahren.

Dank

Die Autoren bedanken sich für die freundliche Unterstützung bei der Gemeinde Tujetsch und dem Amt für Wald des Kantons Graubünden.

Literatur

Amann, F. 2005: Grosshangbewegung Cuolm Da Vi (Graubünden, Schweiz) - Geologisch-geotechnische Befunde und numerische Untersuchungen zur Klärung des Phänomens. Dissertation. Erlangen.

Amann, F., Bonanomi, Y. & Moser, M. 2005: Geomechanik der Grosshangbewegung Cuolm Da Vi (Graubünden, Schweiz) als Grundlage der Gefahrenzonenplanung. 15. Tagung für Ingenieurgeologie 2005, Erlangen.

Bonanomi, Y. & Donatsch, G. 1998: Deformationsmessungen Cuolm Da Vi - Technischer Bericht: Vermessung. Unveröffentlichter Bericht, Landquart, Schweiz.

Bonnard, Ch., Noverraz, F. & Dupraz, H. 1996: Long-term movements of substabilized versants in the swiss alps and climatic changes. Proc. 7th International Symposium on Landslides. 17.-21. Juni 1996, Trondheim. A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield 1996.

Böni, H. 1983: Vermessung «Cuolm Da Vi», Diplomvermessungskurs Sedrun 1983, 86. Institut für Geodäsie und Photogrammetrie der ETH Zürich, Zürich.

Chaperon, F. & Köchle, R. 1988: Und sie bewegt sich doch - Vertiefungsblockarbeit. Institut für Geodäsie und Photogrammetrie der ETH Zürich, Zürich.

Cruden, D. M. 1989: Limits of common Toppling. Canadian Geotechnical Journal. 26, 737-742.

Engel, F. & Noverraz, F. 1983: Deformationsmessungen «Cossonay-Cussery» - Ein Beispiel geodätisch-geologischer Zusammenarbeit. Geodätisches Seminar 1983. Hochschule der Bundeswehr, München, 119-131.

Goodman, R. E. & Bray, J. W. 1976: Toppling of rock slopes. Proc. Speciality Conference on Rock Engineering for Foundation and Slopes. American Society of Civil Engineering. Boulder, 201-234.

Itasca Consulting group, I. 1999: UDEC-Universal Distinct Element Code. Itasca, Minneapolis.

MVA 1989: Triangulationskontrolle Val Mila - Val Strem - Cuolm Da Vi - Val Segnas. Meliorations- und Vermessungsamt des Kantons Graubünden. Unveröffentlichter Bericht.

MVA 1991: Resultate der photogrammetrischen Bestimmung der Punkte im Rutschgebiet «Cuolm Da Vi» der Gemeinde Tujetsch. Meliorations- und Vermessungsamt des Kantons Graubünden. Unveröffentlichter Bericht.

Noverraz, F., Bonnard, C., Dupraz, H. & Huguenin, L. 1998: Grand Glissements de versant et climate. v/d/f Hochschulverlag AG, Zürich, 314 S.

Weidner, S., Moser, M. & Lang, E. (1998): Influence of Hydrology on Sagging of Mountain Slopes (Talzuschübe) - New Results of Time Series Analysis. 8th Int. IAEG Congress, 1259-1266, Vancouver.