Verh. Geol. B.-A.	ISSN 0016–7819	Jahrgang 1982	Heft 3	S. 209–241	Wien, Jänner 1983

Geotechnische Untersuchungen zum Massenkriechen in Fels am Beispiel des Talzuschubes Gradenbach (Kärnten)

Von MICHAEL MOSER & SIMA GLUMAC*)

Mit 20 Abbildungen und 1 Tabelle

Kärnten
Schobergruppe
Möllital
Phyllite der Matreier Zone
Tektonik
Massenbewegungen
Hangkriechen (Festgesteine)
Kinematik

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 154, 180

Inhalt

Zusammenfassung, Summary 210
1. Einleitung 210
2. Kenntnisstand von tiefgreifenden Hangbewegungen 211
3. Petrographische Verhältnisse 212
4. Morphologische Gegebenheiten im Bereich der instabilen Talflanke 213
5. Geodätische Untersuchungen 215
5.1. Die Resultate der absoluten geodätischen Messungen 215
5.2. Die Resultate der Drahtextensometermessungen 217
6. Die Gefügeprägung des Phyllitverbandes und die kinematische Deutung der Hangbewegung in einzelnen Bereichen der Talzuschubsmasse 219
6.1. Allgemeines 219
6.2. Der Bereich oberhalb der Hauptabrißkante (Zone I) 222
6.3. Die Hauptabrißkante an der oberen Umrandung der Talzuschubsmasse (Zone II) 224
6.4. Der oberste Bereich der aktiven Talzuschubsmasse (Zone III) 227
6.5. Die mittlere Zone der aktiven Talzuschubsmassen (Zone IV) 230
6.6. Die Talzuschubsstirn und die anschließenden Bereiche (Zone V und VI) ... 231
6.7. Lage und Form der Gleitzone 235
6.8. Die Deutung der Hangbewegung und ihre Beziehung zu den Bergwasserverhältnissen 237
7. Abschließende Betrachtungen und Ausblick 240
Literatur 240

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. MICHAEL MOSER, Dipl.-Ing. SIMA GLUMAC, Lehrstuhl für Angewandte Geologie, Universität Karlsruhe, Kaiserstraße 12, D-7500 Karlsruhe 1.

Zusammenfassung

Das kinematische Verhalten einer instabilen Talflanke ist sehr komplex und wird von geotechnischen Eigenschaften und externen Faktoren bestimmt. Je nach Lage innerhalb des mobilen Gebirgskörpers liegt der Gebirgsverband in verschiedenen geotechnischen Gebirgsfazies vor. Aufgrund absoluter und relativer geodätischer Messungen (Extensometermessungen) konnten im Bereich der Talzuschubsstirn sowohl über den zeitlichen als auch über den räumlichen Bewegungsablauf Aussagen getroffen werden. Die Zeitverformungskurven in diesem Bereich stellen durchwegs unstetige Funktionen dar und entsprechen einem interstationären Bewegungsprozeß, der periodisch und ruckhaft verläuft und sich zyklisch wiederholt. Das Studium des zeitlichen Verlaufs der Hangbewegung zeigt deutlich, daß besonders die Wirkung des hydraulischen Kluftwasserschubes zu berücksichtigen ist, der sich in bestimmten kinematisch vorgezeichneten Bereichen des mobilen Gebirgskörpers in den Frühlings- und Frühsommermonaten aufbaut. Nach den bisherigen Untersuchungen scheint es fraglich zu sein, ob der beobachtete Bewegungsablauf und die Deformation mit einfachen rheologischen Modellen sinnvoll erklärt werden können.

Summary

An instabile high mountain slope presents a kinematic behaviour which is especially determined by geotechnical characteristics and external factors. According to its position within the mobile slope, the rock mass exists in differing spatial density classification of fissures. On the basis of absolute and relative geodesic measurements (invarwire measurements) it was possible to define the temporal and spatial motion in the area of the convex toe of the moving mass. The timedeformation graphs of this zone are unsteady functions and thus correspond to an unstationary motion which progresses periodically and joltingly (stick-slip) and which occurs repeatedly in a cycle. The obvious result of the study on the temporary course of the slope motion is that preferably the effects of the joint water pressure have to be taken into consideration. This joint water pressure is provoked in spring and early summer months particularly in those areas of the mobile mountain slope, which are determined by the kind of slope deformation. Regarding the kind of deformation and the temporary course of the slope motion it is doubtful, wether the behaviour of a creeping mass in rock can be described by a rheological model. Predominantly we have no continuous deformation of the whole creeping layer and no stationary course of the movement.

1. Einleitung

Das Instabilwerden hoher Talflanken hat im alpinen Bereich negative Auswirkungen auf Verkehrswege, Untertagebauten, Stauräume und Wildbachverbauungen. Besonders die Wildbachverbauungen, die im Bereich der größten Deformation einer solchen instabilen Talflanke liegen, sind von solchen Hangverformungen auf das stärkste betroffen. Das Problem liegt nicht nur in einer Zerstörung der Bauwerke durch aktiven Gebirgsdruck, sondern auch in einer Versteilerung und einem Instabilwerden der Talzuschubsstirn, so daß den Bächen unbegrenzte Schuttmengen zur Verfügung stehen. Diese Situation führt anläßlich der immer wiederkehrenden Unwetterkatastrophen zu stärksten Vermurungen und Zerstörungen.

Für die systematischen Untersuchungen wurde der Talzuschub Gradenbach in Kärnten ausgesucht, der besonders durch immer wiederkehrende Vermurungen einen akuten Gefahrenherd im oberen Mölltal darstellt. Anläßlich der Hochwasserkatastrophen 1965 und 1966 verfrachtete der Gradenbach vorwiegend aus dem Bereich der Talzuschubsstirn ca. 1,3 Mill. m³ Material. Der Schwemmkegel wurde bis über 12 m über das frühere Niveau aufgebaut. Dies führte schließlich zur Aufgabe und Umsiedlung eines Teiles der Ortschaft Putschall. Durch diesen starken Geschiebeeinwurf stellt der Gradenbach auch eine Bedrohung der talabwärts gelegenen Ortschaften des Mölltales selbst dar (KRONFELLNER-KRAUS, 1974). Der Talzuschub Gradenbach liegt in der östlichen Schobergruppe/Kärnten und umfaßt penni-

nische, unterostalpine und mittelostalpine Einheiten im Bereich der südöstlichen Rahmenzone des Tauernfensters. Die instabile Talflanke liegt in den Gesteinsserien der Matreier Zone, die im allgemeinen E–W verläuft, im Bereich Döllach–Heiligenblut aber in die NW–SE Richtung umschwenkt (Abb. 1). Typisch für den kritischen Bereich am Ausgang des Gradentales sind mittelsteile nach SW fallende Schichtverbände.

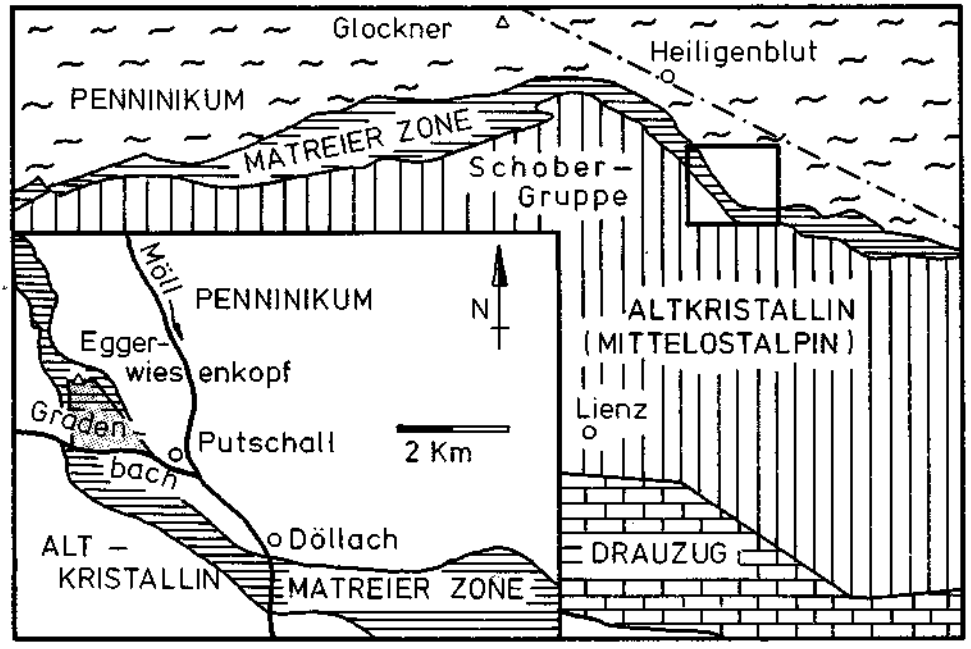


Abb.1: Geologische Lageskizze des Untersuchungsgebietes.

Für den Gesteinsverband der Matreier Zone sind mächtige permotriadische Phyllitserien charakteristisch , in die Quarzite, Marmore, Rauhwacken und Dolomitbreccien eingeschaltet sind.

2. Kenntnisstand von tiefgreifenden Hangbewegungen

Die Untersuchung von großen und tiefgreifenden Hangbewegungen stellt ein besonders schwieriges und mechanisch schwer faßbares Problem dar. So schreibt noch TERZAGHI (1962):

"Practically nothing is known concerning the mechanics of these deep-seated large rock slides. It is not known wether the sildes took place rapidly or slowly and it is doubtful wether they are preceded by important creep deformation of the rocks located within the shear zone. However it is known, that the rock located above the surface of sliding has been damaged at least to a moderate extent."

Inzwischen wurde, besonders durch die Arbeiten von CLAR & WEISS (1965), ZISCHINSKY (1966, 1969), FÜRLINGER (1973), CARNIEL et al. (1975) und HAUSWIRTH et al. (1979) im Bereich der Ostalpen, von MAHR & BALIAK (1973), MAHR & NEMCOK (1977) in der hohen Tatra der Kenntnisstand über solche tiefgreifenden Massenbewegungen erweitert. In diesen Arbeiten wurden, fußend vornehmlich auf geologischen Feldbeobachtungen, Überlegungen über die Ursache, über das Bewegungsbild und den Mechanismus von instabilen Talflanken mitgeteilt.

Vorwiegend theoretische Untersuchungen über langsam verlaufende Kriechbewegungen an Talflanken haben u. a. KÖRNER (1968), SCHEIDEGGER (1970), BRÜCKL & SCHEIDEGGER (1972) vorgelegt. Die von KÖRNER verwendete kinematische Kriechtheorie, die von HAEFELI (1939) entwickelt wurde, zieht ihre Folgerungen aufgrund geometrischer Beziehungen aus einfachen Erscheinungsformen des kontinuierlichen Kriechens. Die Vereinfachungen, die vorgenommen werden und den Geländebefunden zum großen Teil widersprechen, sind eine gleichmäßige unter dem Winkel geneigte Böschung und eine konstante Mächtigkeit der in Kriechbewegung befindlichen homogenen Schicht. Als weitere Vereinfachung wird der Rankine'sche Spannungszustand angenommen. Wie KÖRNER betonte, gilt dieses Modell nur für kleine Verschiebungen und wird den Naturvorgängen insofern wenig gerecht, da sich die Spannungszustände durch das Kriechen fortlaufend verändern und die Festigkeitsbedingungen auch eine zeitabhängige Veränderung erfahren. BRÜCKL & SCHEIDEGGER (1972) haben in der letzten Zeit das räumlich kontinuierliche Massenkriechen in Fels mit vier verschiedenen rheologischen Modellen verglichen. Vereinfachende Voraussetzungen sind u. a., daß die Kriechgeschwindigkeit und der Spannungszustand zu Beginn der Kriechbewegung aus der Extrapolation von gegenwärtigen Beobachtungen annähernd bekannt sind. Weiters wird vorausgesetzt, daß der jetzige Spannungszustand und die gesamte Verschiebung seit der Kriechbewegung bekannt sind, und daß die Deformation räumlich kontinuierlich ist und keine Blockbewegung ergibt. In den Arbeiten wird aber hervorgehoben, daß die Vereinfachungen nur sehr eingeschränkt der Wirklichkeit entsprechen. Besonders schwierig scheint es zu sein, die theoretischen Ansätze, die von abstrahierenden rheologischen Modellen ausgehen, mit Naturbeobachtungen in Einklang zu bringen. Die vorgelegten Untersuchungen zeigen deutlich, daß der Zugang zum Verständnis des Bewegungsmechanismus des Tiefenkriechens im Bereich aktiver instabiler Talflanken, wenn man sich nicht nur auf theoretische Überlegungen beschränken will, in besonderem Maße auf meßtechnischem Wege erfolgen sollte. Weiterhin darf nicht übersehen werden, daß Aussagen über die Kinematik und Dynamik einer instabilen Talflanke nur in Zusammenhang mit der Erhebung zahlreicher geotechnischer Daten sinnvoll sind.

3. Die petrographischen Verhältnisse

Die petrographischen Verhältnisse sind durch paläozoische und mesozoische Phyllitserien der Matreier Zone gekennzeichnet. In dem von der Hangbewegung betroffenen Bereich lassen sich als Hauptgruppen karbonatführende Metasedimente, karbonatfreie Metasedimente und Abkömmlinge basischer Effusiva unterscheiden. Innerhalb der karbonatführenden Metasedimente können Karbonatphyllite mit wechselndem Quarzgehalt, chloritführende Karbonatphyllite und Marmore (linsige, rasch auskeilende Einschaltungen in den Karbonatphylliten) unterschieden werden.

Die karbonatfreien Metasedimente sind durch serizit-, chlorit- und graphitreiche Phyllite gekennzeichnet (STOLL, 1982). Hauptverbreitungsgebiet der karbonatführenden Metasedimente ist der östliche, für die karbonatfreien Metasedimente der mittlere und westliche Bereich der instabilen Talflanke.

4. Die morphologischen Verhältnisse innerhalb der instabilen Talflanke

Die labile SE-orientierte Talflanke am Ausgang des Gradentales weist eine Höhe von ca. 1100 m und eine Durchschnittsneigung von 25 bis 27° auf. Die Breite der betroffenen Zone ist etwa 1000 m. In der Abb. 2 kann die Einordnung mit Hilfe der Höhe und der Länge in andere genauer untersuchte labile Talflanken entnommen werden.

Das morphologische Bild ist sehr deutlich durch die Hangbewegung geprägt. Die orographische linke instabile Grabenseite im Bereich der Talzuschubsstirn ist zunächst durch die aktiven Felsanbrüche übersteilt (z. T. über 50°), im weiteren Ver-

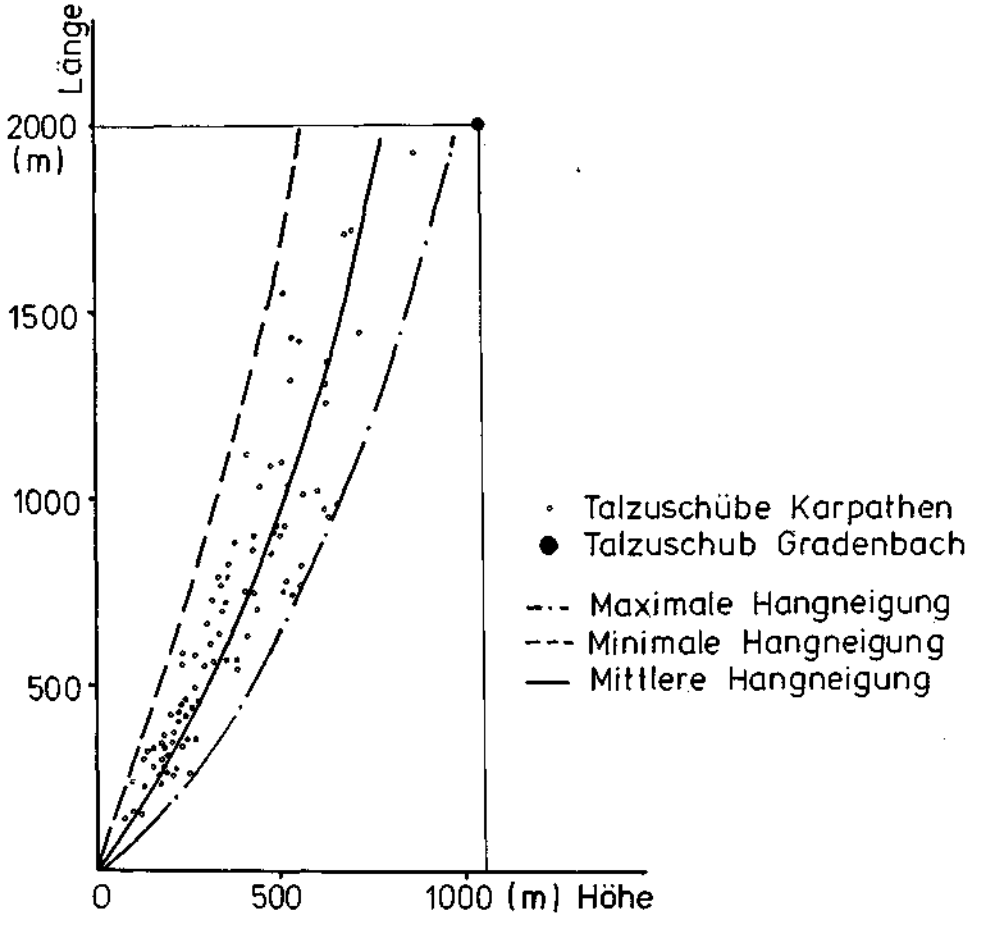


Abb.2: Höhen und Längen von instabilen Talflanken (mod. n. MAHR, 1977).

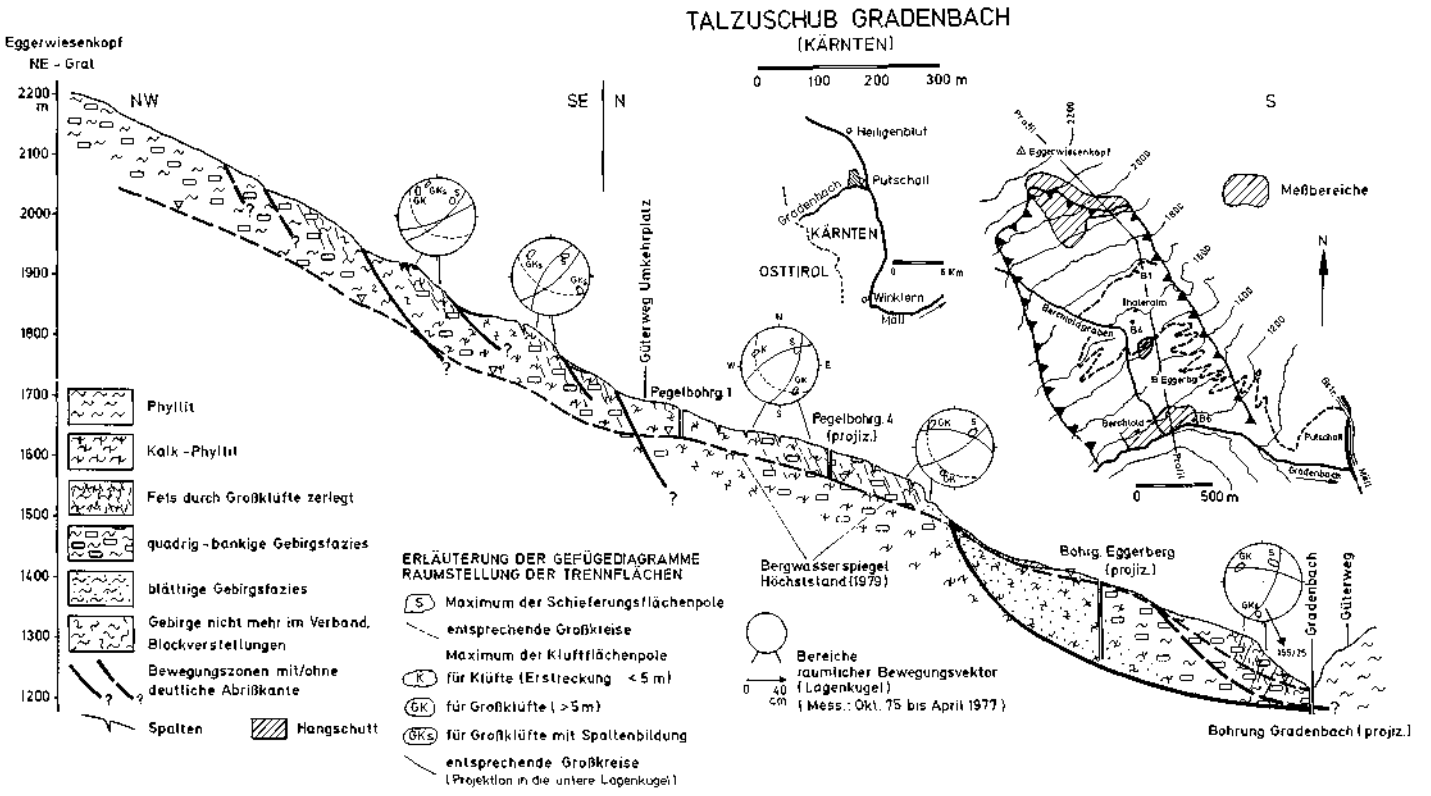


Abb. 3: Geotechnischer Längenschnitt über den Talzuschub Gradenbach.

lauf aber nur durchschnittlich ca. 25 bis 27° geneigt. Im 100 m-Bereich ist das Relief sehr unruhig und weist immer wieder Versteilerungen und Flachzonen auf (Abb. 3). Auf der Ostseite der Hangbewegung ist ab 1400 m deutlich die Hauptabrißkante ausgeprägt, die bis ca. 1950 m in NNW-Richtung und sich dann ab 1950 m in NW-Richtung bis in eine Höhenlage von 2150 m hinzieht. Im obersten Bereich weist die Abbruchkante eine Höhe von ca. 40 m auf. Damit unterscheidet sich der Talzuschub Gradenbach sehr deutlich von anderen weniger aktiven Hangbewegungen, wo sich die an der Oberfläche ausstreichenden Gleit- und Scherzonen nur durch das Vorhandensein subparalleler Grate und Kämme äußern. Die westliche Begrenzung des Talzuschubes ist durch die Überdeckung mit Bergsturz- und Moränenmaterial nur mit Hilfe der Überwachung eines Polygonzuges festgestellt worden (KRONFELLNER-KRAUS, 1974).

Die rechte Grabenflanke, die nicht von der Hangbewegung betroffen ist, ist sehr steil und weist oberhalb der eigentlichen Steilstufe der Schluchtstrecke ein sehr gleichmäßges Relief von 35 bis 40° auf.

5. Geodätische Untersuchungen

Das Ziel der geodätischen Arbeiten besteht in einer punkt- und flächenmäßigen Erfassung einer kriechenden Hangbewegung im Fels und im Bereich einer instabilen Talflanke. Hierzu ist ein umfangreiches Meßprogramm erforderlich, das von absoluten geodätischen Messungen bis hin zu relativen geodätischen (Extensometermessungen) reicht. Die absoluten geodätischen Messungen können aus finanziellen und organisatorischen Gründen nur in gewissen zeitlichen Abständen durchgeführt werden, so daß durch eine solche Einzelmessung jeweils die Momentanlage der einzelnen Objektpunkte erfaßt wurde, während die zwischenzeitliche Lage dieser Punkte in Frage bleibt und allenfalls interpoliert werden kann. Die Interpolation führt nur dann zu brauchbaren Ergebnissen, wenn die Punktbewegungen – als Zeitfunktion betrachtet – zwischen zwei Messungen stetig verlaufen. Wo dies nicht der Fall ist, wie z. B. bei sprunghaften Bewegungen, sind bei nicht ausreichender zeitlicher Dichte der Beobachtungen Fehlinterpretationen unvermeidlich. Um diese Fehlinterpretationen zu umgehen, ist es vorteilhaft, die absoluten geodätischen Messungen mit relativen (Extensometermessungen) zu ergänzen.

Als Grundlage für das Festpunktnetz diente ein kombiniertes Richtungs- und Streckenetz von 15 Punkten, das zum großen Teil von der Forstlichen Bundesanstalt, Wien (KRONFELLNER-KRAUS, 1974) errichtet wurde.

Die Bewegung eines kriechenden Hangkörpers sollte nur über Messungen an repräsentativen Objektpunkten abgeleitet werden; die lagemäßige Auswahl ist daher weitgehend von der Beurteilung der geologischen und geomechanischen Verhältnisse abhängig.

Für den etwa 2 km langen, ca. 1 km breiten und etwa 1000 m hohen Hang ergab sich ein Objektpunktnetz mit ca. 50 geeigneten Objektpunkten, die fast alle durch im Fels einzementierte Messingmarken festgelegt sind (Abb. 3). Nähere Einzelheiten zur Situierung und Konfiguration des Fest- und Objektpunktenetzes können den Untersuchungen von MÜLLER (1982) und MOSER & GLUMAC (1982) werden.

5.1. Die Resultate der absoluten geodätischen Messungen

5.1.1. Der Bereich oberhalb der Hauptabrißkante (Zone I) und die Hauptabrißkante (Zone II)

Um zu prüfen, wie sich der Gebirgskörper an der Hauptabrißkante und in den

daran anschließenden Partien verhält, wurden auch in diesen Bereichen vermarkte Punkte eingemessen. Hier wurden z. B. für die Hauptbewegungsperiode August/ September 1979 nur Bewegungen im cm-Bereich beobachtet, die keine signifikanten Schlüsse erlauben.

5.1.2. Der obere Bereich der Talzuschubsmasse unterhalb der Hauptabrißkante (Zone II)

Die wichtigsten Ergebnisse der Meßperiode 1979 bis 1980 sind kurz zusammengefaßt folgende:

a) Die jährlichen Beträge sind hier doppelt bis dreimal so groß wie an der Talzuschubsstirn (ca. 50–60 cm).
b) 1980 konzentriert sich die Hauptbewegung wie auch in den anderen Bereichen auf die Spätsommermonate und den Herbst.
c) Auffällig sind die 1979 und 1980 stark voneinander abweichenden Beträge der Richtungswinkel.
d) Übereinstimmend zeigen fast alle Punkte sehr starke Neigungen der Bewegungsvektoren mit ca. 45 gon (40°).

5.1.3. Der mittlere Bereich der Talzuschubsmasse (Zone IV)

Im mittleren Bereich (Felsaufschwung am Güterweg in ca. 1480 bis 1540 m) wurden im Laufe des Jahres 1979 vier Marken an einem Steilabbruch angebracht. Für den weiteren Bereich kann folgende Tendenz aufgezeigt werden:

a) Die jährlichen räumlichen Verschiebungsbeträge liegen bei ca. 40 cm für das Jahr 1980 und damit etwa doppelt so hoch wie an der Talzuschubsstirn.
b) Ebenso weichen die Verschiebungsrichtungen mit ca. 180 gon deutlich von den Bewegungsrichtungen in der Schluchtstrecke ab.
c) Die durchschnittliche Neigung des räumlichen Bewegungsvektors liegt bei −25 gon (−22°) und ist damit so stark geneigt wie die obersten eingemessenen Punkte der Talzuschubsstirn.
d) Die Aufschlüsselung der einzelnen Meßepochen zeigt wiederum die geringen Verschiebungsbeträge bis in den Frühsommer (11.11.79 bis 5.5.1980) nur 1,7 cm und 5.5.1980 bis 22.6.1980 5,3 cm also nur etwa ⅙ des gesamten jährlichen Verschiebungsbetrages.

5.1.4. Der untere Bereich der Talzuschubsmasse (Zone V, VI)

In diesem Bereich wurde der größte Teil der Objektpunkte vermarkt, wobei der eigentliche Steilabfall der Talzuschubsstirn mit ca. 80 Höhenmetern besonders in die Messung einbezogen wurde. Zur Ergänzung und zur genaueren Erfassung des zeitlichen Bewegungsablaufes wurden 2 Drahtextensometer installiert.

Die wichtigsten Ergebnisse:

1978: zwischen 28 und 22 cm (mit einem lokalen Ausreißer von ca. 40 cm)
1979: zwischen 31 und 26 cm
1980: zwischen 20 und 9 cm Bewegung.

a) Gegenüber 1979 ist ein deutlich geringerer Bewegungsbetrag im Jahre 1980 festzustellen.
b) Im Jahre 1980 werden östich des Berchtoldbaches durchschnittlich größere Werte erreicht.
c) Deutlich zeigen die höchst gelegenen eingemessenen Meßmarken 131, 134 die stärksten Neigungen des räumlichen Bewegungsvektors mit −25 bzw. −24 gon (−20°), der am nächsten in Grabensohle gelegene Punkt 110 weist dagegen schon positive Werte +1 gon auf.

d) Die Bewegungen setzen 1980 viel später ein als im Jahre 1979, so beträgt der Bewegungsbetrag für den Punkt 101 vom 22.11.1978 bis 15.4.1979 7,6 cm, dagegen vom 16.11.1979 bis 22.6.1980 (also ein größerer Zeitraum) nur 2,4 cm. Dieser Trend läßt sich auch bei den anderen eingemessenen Objektpunkten herauslesen.

5.2. Die Resultate der Drahtextensometermessungen

Um den zeitlichen Verlauf der Bewegungen besser erfassen zu können und um eventuelle Korrelationen zwischen den Bewegungen und äußeren Einflüssen bestimmen zu können, wurde ein Drahtextensometer entwickelt, das Bewegungen kontinuierlich mit einer Genauigkeit von 1 cm registriert (SCHLEMMER, 1982).

Bis jetzt wurden 2 Drahtextensometer in verschiedenen Homogenbereichen der Talzuschubsstirn montiert (Abb. 4), um zu prüfen, ob sich vielleicht die Bewegungsprozesse zeitlich und örtlich unregelmäßig vollziehen. Die Charakteristika der beiden Extensometer können der Tabelle 1 entnommen werden.

Tabelle 1: Technische Daten der Drahtextensometer.

	Extensometer 1	Extensometer 2
Zeit der Montage	Anfang Juli 1979	18. Juni 1980
Ort der Montage	Talzuschubsstirn, P. 109	Talzuschubsstirn, P. 107
Extensometerlänge (Nullmessung)	110,89 m	121,12 m
Höhenunterschied zwischen Objektpunkt und Registrierung	0,88 m	0,01 m
Drahtrichtung	142 gon	122 gon

Drahtextensometer 1:

Für das Drahtextensometer 1 liegen kontinuierlich ausgewertete Messungen seit Anfang Juli 1979 bis November 1980 vor (mit teilweise unterbrochener Registrierung für 1979).

Die wichtigsten Ergebnisse:

a) Für 1979 betragen die einzelnen Bewegungsraten im Juli 8,8 cm, im August 5,5 cm, im September 2,7 cm, im Oktober 1,3 cm, im November 4,0 cm und im Dezember 0,5 cm mit einem Gesamtbetrag von ca. 32 cm (errechnet unter Berücksichtigung der absoluten geodätischen Messungen).
b) Im Jahre 1980 ergibt sich für die Monate Juni ein Bewegungsbetrag von 2,0 cm, im Juli von 3,0 cm, im August 7,2 cm, im September 2,5 cm, im Oktober 2,5 cm und im November 0,5 cm, mit einem Gesamtbetrag von ca. 18 cm.
c) In den Winter- und Frühlingsmonaten ist sowohl 1979 als auch 1980 der Bewegungsbetrag sehr gering (<2,0 cm).
d) Nicht nur die Gesamtbeträge unterscheiden sich in den Jahren 1979 und 1980 sondern auch der Verlauf; während 1979 ein mehr kontinuierlicher Verlauf beobachtet werden kann, muß der Bewegungsablauf für das Jahr 1980 als ruckartig angesehen werden.

Drahtextensometer 2:

Das Drahtextensometer 2 wurde Mitte Juni 1980 im Bereich des Steilabfalles unterhalb des alten Berchtoldgehöftes montiert. Der Bereich ist gekennzeichnet durch eine intensive Verfaltung und Zerscherung des Phyllitverbandes und eine

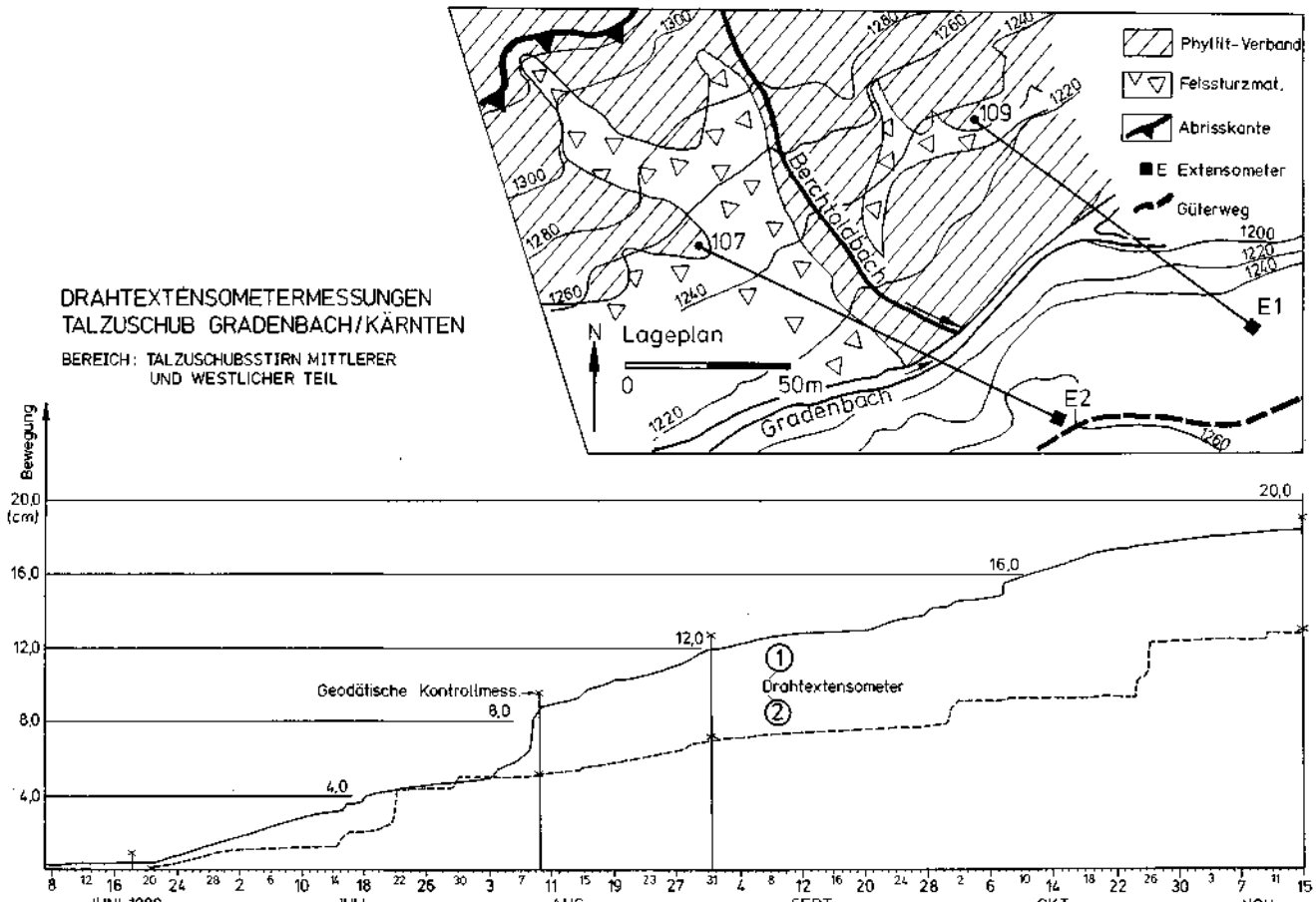


Abb. 4: Hangbewegungsmessungen mit Hilfe von Drahtextensometern im Bereich der mittleren und westlichen Talzuschubsstirn.

starke Abweichung der Stellung des Trennflächengefüges von den sonst im Bereich des Talzuschubes zu beobachtenden Verhältnissen.

Die wichtigsten Ergebnisse für das Jahr 1980:

a) Die Bewegungsbeträge belaufen sich im Juni auf 1,0 cm, im Juli auf 3,5 cm, im August auf 2,0 cm, im September auf 0,7 cm, im Oktober auf 4,2 cm und im November auf 0,5 cm, mit einem Gesamtbewegungsbetrag von ca. 12 cm.
b) Deutlich wechseln für die ausgewertete Meßperiode von Mitte Juni bis November 1980 Zeiten der Ruhe mit Zeiten ruckartiger Bewegung ab. Die Ruheperioden können dabei nur einige Tage oder aber mehrere Wochen dauern.
c) Die einzelnen Ruheperioden der beiden Drahtextensometer 1 und 2, montiert in verschiedenen Homogenbereichen der Talzuschubsstirn, stimmen für das Jahr 1980 nicht überein.

6. Die Gefügeprägung des Phyllitverbandes und die kinematische Deutung der Hangbewegung in einzelnen Bereichen der Talzuschubsmasse

Die Deutung stützt sich auf Messungen vornehmlich der Jahre 1979 und 1980; an der Talzuschubsstirn wurden auch Messungen seit dem Jahr 1976 zur Auswertung herangezogen. Ebenso wurden die geodätischen Messungen der Forstlichen Bundesversuchsanstalt, Wien (KRONFELLNER-KRAUS, 1974; 1980) seit Ende der 60er Jahre berücksichtigt.

6.1. Allgemeines

In diesem Abschnitt wird versucht, ausgehend von den gemessenen Bewegungen und den beobachteten Deformationen, d. h. den hangtektonisch bedingten Gefügeumprägungen eine mechanische Interpretation zu geben. Im einzelnen soll aufgezeigt werden, welche Bewegungsprozesse und Arten von Deformationen sich bei langandauernden Bewegungen mit relativ kleinen Geschwindigkeiten in den verschiedenen Bereichen einer instabilen Talflanke ergeben. Solche langsamen und tiefgreifenden Deformationsvorgänge wurden als „Bergzerreißung" (AMPFERER, 1939), „Talzuschub" (STINY, 1941), "deap seated rock slides" (TERZAGHI, 1962), „Sackung" (CLAR & WEISS, 1965; ZISCHINSKY, 1966; 1969), "continuous mass creep in rock" (BRÜCKL & SCHEIDEGGER, 1972) bezeichnet.

Zum besseren Verständnis der nachfolgenden Diskussion seien einige Begriffe näher erläutert (z. T. in Anlehnung an LANGER, 1979; Abb. 5).

Fließen: Kontinuierliche Verschiebung der Feinbauteile eines Körpers, die unter Wahrung der Raumstetigkeit der Teilbewegung zu einer bleibenden Verformung seiner Form führt.

Kriechen: Eine langsame zeitabhängige Verformung unter gleichbleibender ständiger Belastung.

Hangkriechen: Langzeitige Bewegung in Locker- und Festgesteinen (z. T. auch in geologisch wirksamen Zeiträumen) ohne ausgeprägte Gleitfläche; die Bewegungen betragen z. T. nur wenige mm pro Jahr. Überschreiten die Bewegungen gewisse Geschwindigkeiten, so geht das Kriechen in Gleiten über.

Gleiten: Rasche Bewegung eines Massenkörpers auf einer oder mehreren der Form nach verschieden ausgeprägten Gleitflächen.

Bruch: Versagen eines Körpers entlang einer oder mehrerer Flächen.

Bruchfließen: Gleichzeitiges Brechen und Fließen; häufig als typisch angese-

hen für das Verformungsverhalten eines Gebirgskörpers (siehe z. B. MÜLLER, 1963; ZISCHINSKY, 1969).

Bei der Terminologie des Kriechens wurden weitere Begriffe, besonders beim Druckverformungsverhalten von Gesteinen, im Laufe der letzten 40 Jahre aufgestellt. Da diese Termini z. T. auch für die Beschreibung des zeitabhängigen Deformationsverhaltens eines Gebirgskörpers bzw. für das Hangkriechen in Festgesteinen Anwendung finden können, seien sie hier noch kurz vorgestellt.

Primäres Kriechen: Die Kriechgeschwindigkeit nimmt durch Erhöhung der Scherfestigkeit ab, die Verformungen können reversibel (erster Teil des primären Kriechen) oder irreversibel sein.

Sekundäres Kriechen: Kriechen mit konstanter Kriechgeschwindigkeit und gleichbleibender Verformung nach Überschreiten der rheologischen Fließgrenze; das sekundäre Kriechen ist stets mit einer irreversiblen Verformung verbunden.

Tertiäres Kriechen: Kriechen mit zunehmender Kriechgeschwindigkeit; die beschleunigte Verformung führt zum Bruch.

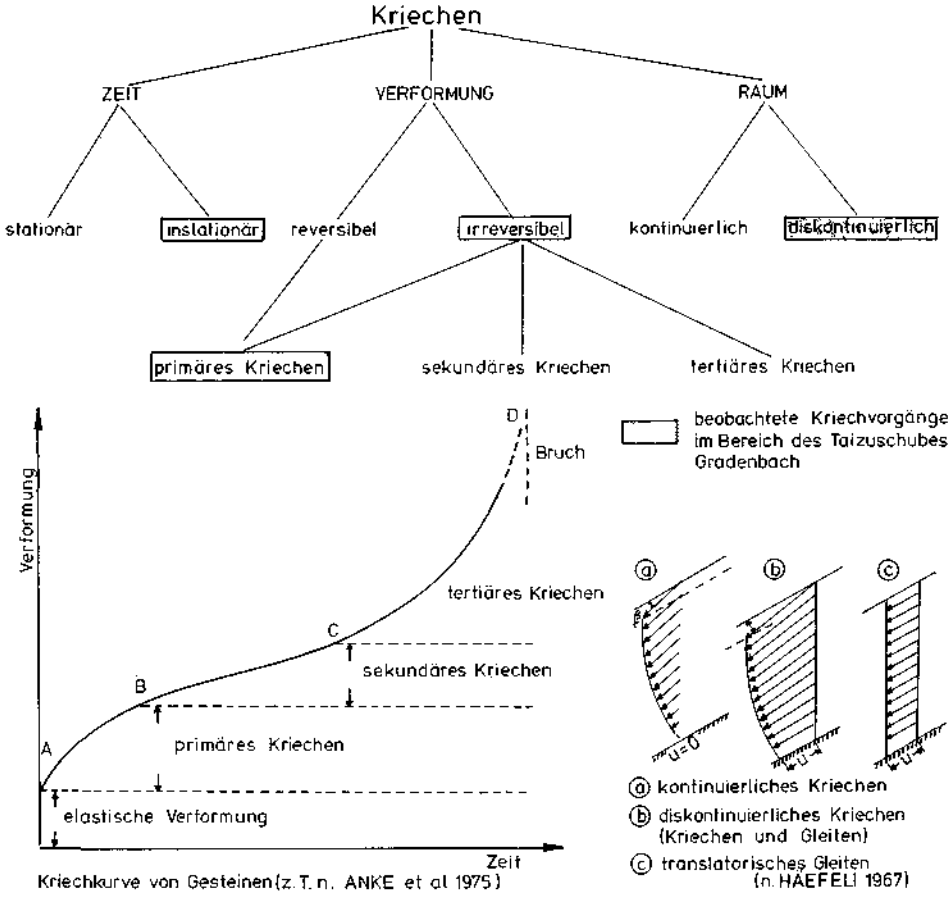


Abb. 5: Kennzeichnung von Kriechvorgängen mit Hilfe der Verformung, der Zeit und des Raumes und ihre mögliche Zuordnung im Bereich des Talzuschubes Gradenbach.

Stationäres Kriechen: Dieser von HAEFELI (1967) bei Betrachtung von Kriechvorgängen in verschiedensten Materialien eingeführte Begriff soll bedeuten, daß einerseits die Kriechgeschwindigkeiten zeitlich konstant sind und andererseits weder eine Volumen- noch Formänderung des kriechenden Körpers stattfindet.

Instationäres Kriechen: Hier ist die Kriechgeschwindigkeit über die Zeit nicht konstant und ist mit einer Volumenänderung der kriechenden Masse verbunden.

Kontinuierliches Kriechen: Die Kriechgeschwindigkeit im Massenkörper nimmt von der Oberfläche kontinuierlich bis hin zum unbewegten Teil des Massenkörpers ab.

Diskontinuierliches Kriechen: Hier ist auch eine Abnahme der Kriechgeschwindigkeit im Massenkörper mit der Tiefe festzustellen, doch bleibt ein gewisser Betrag an der Gleitzone bzw. Gleitfläche bestehen; das Kriechen ist hier mit einem Gleitvorgang kombiniert.

Der Bewegungsablauf von mobilen Gebirgskörpern sollte sowohl in Abhängigkeit vom Ort als auch in ihrem zeitlichen Verlauf gekennzeichnet werden. Die Abhängigkeit der räumlichen Verteilung der Kriechgeschwindigkeit äußert sich in der Tatsache, daß sich die Geschwindigkeiten sowohl in der Tiefenerstreckung als auch in der Längs- und Querrichtung des sich in Bewegung befindlichen Gebirgskörpers ändern.

Die Charakterisierung des zeitlichen Ablaufes der Kriechvorgänge beinhaltet u. a. die Bestimmung der Kriechgeschwindigkeiten (zeitlich konstant oder nicht konstant) und die Einordnung der beobachteten Kriechvorgänge an instabilen Gebirgskörpern zu den bekannten Kriechkurven fester Körper.

Die Charakterisierung des zeitlichen und räumlichen Verlaufes der Bewegung wird uns Angaben über die zu erwartenden Volumen- und Formänderungen eines kriechenden Gebirgskörpers und damit Aussagen über das Gefügebild erlauben. Besonders durch die Untersuchungen von ZISCHINSKY (1966, 1969) hat sich gezeigt, daß durch tiefgreifende Hangbewegungen Deformationen und damit auch Gefügeveränderungen des ursprünglichen Gebirgsverbandes zu erwarten sind.

Die beobachteten strukturellen Veränderungen sind zum großen Teil mit der Position innerhalb eines mobilen Gebirgskörpers zu sehen. Dies hat auch schon ZISCHINSKY (1966) betont, wenn Bereiche verschiedener effektiver Teilbeweglichkeit innerhalb eines potentiell einheitlich teilbeweglichen Gebirgskörpers unterschieden werden. Diese effektive Teilbeweglichkeit äußert sich sehr signifikant in einer verschiedenen Ausbildung der Kluftkörperform und -größe. Hierdurch werden strukturgeologische Einheiten geschaffen, die auch hydrogeologisch wirksam sind (MOSER et al., 1980).

In allen Bereichen der Talzuschubsmasse kann dagegen immer noch das Vorherrschen der ursprünglich vorhandenen Stellung des regionalen Trennflächengefüges beobachtet werden. Ausgenommen sind hier vor allem bestimmte Zonen der sich sehr stark bewegenden obersten Talzuschubsmasse und gewisse Bereiche an der Talzuschubsstirn, wo offenkundig eine Verstellung des ursprünglichen Trennflächengefüges durch Prozesse der Hangtektonik erfolgt.

Geprägt wird das Gefüge (Abb. 6) und damit auch die Bewegungsmöglichkeit in Zusammenhang mit der Stellung der instabilen Talflanke durch die

- Schieferungsflächen (Maximum der Poldichteverteilung 210–240/30–60°) und
- zwei Kluftscharen (k_1 40–0/90–70° und k_2 120–140/70–90°).

Bezüglich eines deutlich ausgeprägten B-Achsen-Gefüges 130/10° sind k_2 als ac-Klüfte anzusprechen. Entsprechend ihrer Entstehung sind die Trennflächen-

scharen k_2 häufig glatt und als Großklüfte ausgebildet; besonders im mittleren Bereich der Talzuschubsmasse sind sie für Spaltenzonen mit Öffnungsbeträgen von teilweise >5 m verantwortlich. Die Kluftscharen k_1 zeigen meist unebene und unregelmäßige Bruchflächen und sind als Kleinklüfte ausgebildet. Aufgrund der Luftbildauswertung sind diese Trennflächenscharen auch für Störungssysteme verantwortlich, die verstärkt als der Ansatzpunkt für Großschollen im unteren und mittleren Bereich angesehen werden müssen (Abb. 6).

Aufgrund der Orientierung der instabilen Talflanke sind sowohl Öffnungs- und Verschiebungsmöglichkeiten auf den Schieferungsflächen als auch auf den Verschnittlinien der Schieferungsflächen und einer Kluftschar möglich.

6.2. Der Bereich oberhalb der Hauptabrißkante (Zone I)

Die Messungen zeigen, daß die Bereiche oberhalb der Hauptabrißkante nur sehr geringfügig in Bewegung sind, die geodätisch gemessenen cm-Bewegungen liegen an der Grenze zum Signifikanzbereich und lassen keine eindeutige Interpretation zu. Das Öffnen des Gebirgsverbandes äußert sich durch Muldenzonen und kleinere Spaltenzonen, die Ausstriche von Bewegungsbahnen markieren. Das sich entwickelnde Bruchmuster paust das Trennflächengefüge durch, wobei die Scherklüfte (ESE-streichend) des Phyllit-Verbandes für die Auflockerung und die Öffnung des Gebirgsverbandes besonders verantwortlich sind (Abb. 7). Durch die Stellung der Trennflächen im Zusammenhang mit der Stellung der Talflanke sind kinematisch kontinuierliche oder diskontinuierliche kleinste Verschiebungen im Phyllitverband möglich. Das Gebirge verhält sich in dieser Zone dilatant, d. h., es zeigt aufgrund der geringen Belastung bei Scherbeanspruchung Volumenvergrößerung. Diese Volumenvermehrung führt nicht nur zu Hohlraumbildung, sondern auch zu einer allmählichen Konzentration der Spannungen in den relativ starren Blöcken des Gebirges und zum Verlust der Kohäsion; in der Folge wird der progressive Bruch eintreten, wie er sich nun in der bis zu 40 m hohen Abrißkante manifestiert.

Diese Zone zeigt beispielhaft die Erscheinungen, die von AMPFERER mit dem Begriff „Bergzerreißung" belegt worden sind. Seit AMPFERER wurde dieser Zone besonders von geologischer und geomorphologischer Seite Aufmerksamkeit geschenkt. Zu erwähnen sind hier z. B. Beobachtungen von CARNIEL et al. (1975), die bei der Untersuchung einer Bergzerreißungszone im Felbertal/Salzburg von der Entwicklung von „subparallelen Gräten und Kämmen (Grat-Gräben)" sprechen. Alle Bearbeiter heben zudem die Tatsache von Ausstrichen von Bewegungsbahnen hervor, die sich in hangparallelen Leisten, Absätzen und Rinnen äußern (ZISCHINSKY, 1969; MAHR, 1973).

Obwohl hier bis jetzt keine Präzisionsmessungen durchgeführt werden konnten, dürfte der Bewegungsablauf aufgrund des Typs des verformten Gebirges als instationäre und diskontinuierliche Kriechbewegung bzw. sehr langsame Gleitbewegung anzusehen sein. Der Verlauf und die Richtung des Bewegungsablaufes werden weitgehend vom Trennflächengefüge bestimmt. Zu solchen Ergebnissen kommt

Abb. 6: Tektonische Strukturen und Gliederung der Talzuschubsmasse.
1) Hauptabrißkante (deutlich/undeutlich), 2) zusammenhängende Gleitkörper innerhalb der Talzuschubsmasse, 3) Störung (beobachtet/vermutet), 4) Lineationen im Luftbildbereich, 5) Einfallsrichtungen der Schieferungsflächen, 6) Lagenkugeldarstellung der Poldichteverteilung und Großkreisprojektion von Schieferungs- und Kluftflächen (untere Lagenkugel), s = Schieferungsflächen, k = Kluftflächen, 2% Isolinie und Maximum, 7) Bewegungsrichtung für verschiedene Gleitkörper an der Talzuschubsstirn (3, 4 und 6 teilweise n. STOLL, 1982).

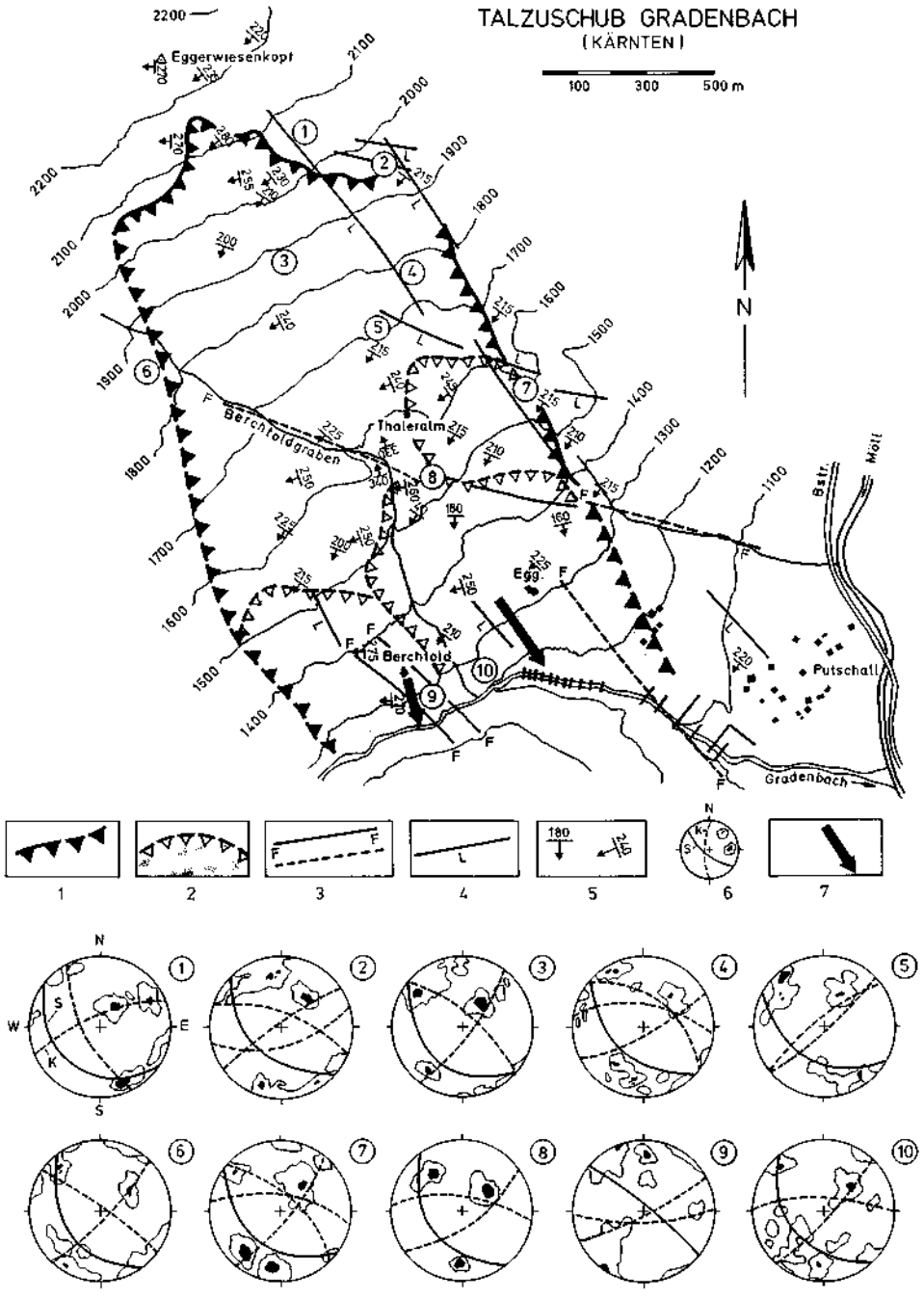

TALZUSCHUB GRADENBACH
(KÄRNTEN)
100 300 500 m
N
Eggerwiesenkopf
Berchtoldgraben
Thaleratm
Berchtold
Egg.
Putschall
Gradenbach
Bstr.
Molt
2200
2100
2000
1900
1800
1700
1600
1500
1400
1300
1200
1100
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
N
W
E
S
K

Abb. 7: Blick vom Gipfelbereich des Eggerwiesenkopfes auf die Hangzonen oberhalb der Hauptabrißkante in 1950–2100 m Sh. Deutlich sind kleinere Spaltenzonen (dunkel) ausgeprägt, die den ESE streichenden Scherklüften parallel verlaufen.

auch SIJING (1981) bei der mechanischen Deutung von Böschungsbewegungen in einem Tagebau von Jinchuan/China, indem er von einem "structure creeping" spricht.

Das Deformationsverhalten dieser Zone läßt sich mit Kriechprozessen in Gesteinen bei niedrigen Drücken vergleichen. Auch hier werden beim Mechanismus des Kriechens Bruchvorgänge beobachtet, die zeigen, daß das Volumen des Gesteines sich während des Kriechens erhöht, d. h. dilatant verhält. Besonders SCHOLZ (1968) konnte nachweisen, daß die beobachtete Dilatanz beim Gesteinskriechen zur Gänze durch Microfrakturen zu erklären ist.

6.3. Die Hauptabrißkante an der oberen Umrandung der Talzuschubsmasse (Zone II)

Der Bewegungsablauf an der Hauptabrißkante unterscheidet sich nicht signifikant von den nach oben anschließenden Bereichen der Bergzerreißungszone. Größere Spaltenzonen unmittelbar bergwärts anschließend legen aber die Vermutung nahe, daß ein Zurückverlegen der Hauptabrißkante erfolgt, das aber mechanisch bis jetzt noch nicht erfaßt werden konnte.

Der Bewegungsablauf an der Hauptabrißkante wird durch 3 wirksame Trennflächenscharen bestimmt und kann folgendermaßen charakterisiert werden (Abb. 9, 10):

- Nachsinken und Vorrücken der obersten, stark in Bewegung befindlichen Bereiche der Talzuschubsmasse (Zone III) unterhalb der 30 bis 40 m hohen Anbruchskante
- Entfernen des Widerlagers für die Bergzerreißungszone
- Öffnen des Felsverbandes nach Kluftscharen (40–0/90–70), die spitzwinkelig zu der Hauptanbruchsfläche ausstreichen.

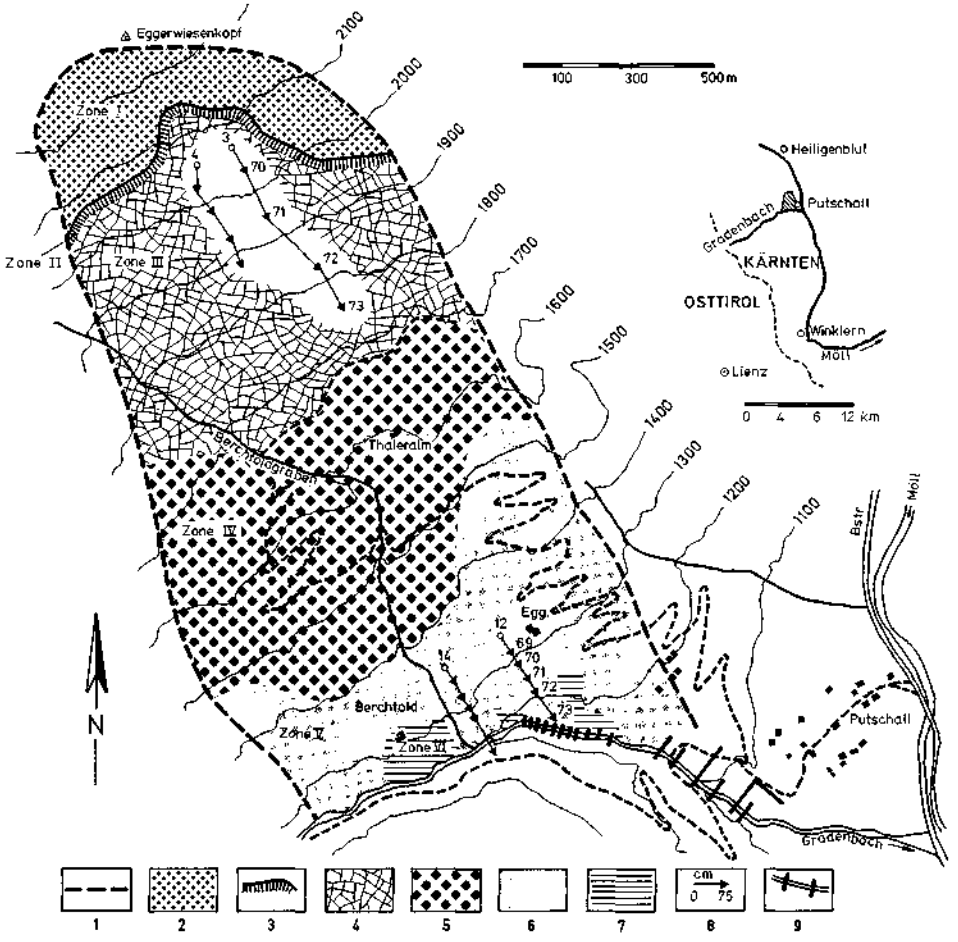
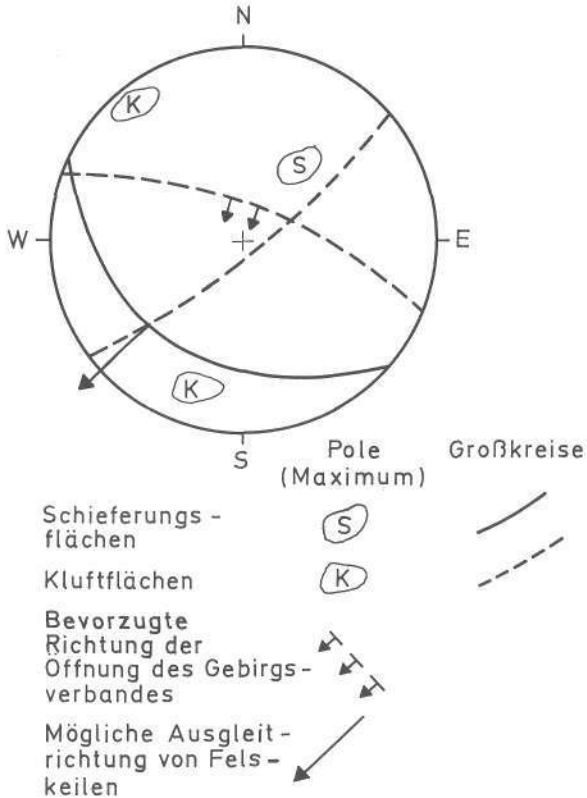


Abb. 8: Kinematik einer Talzuschubsmasse und ihre Beziehungen zu strukturgeologischen Einheiten.

1) Talzuschubsbereich, 2) Gebirge im Verband, Ausstriche von Bewegungsbahnen; nur sehr geringe Hangbewegungen (Zone I), 3) obere Hauptabrißkante (Zone II), 4) Gebirge zum großen Teil nicht mehr im Verband; vorwiegend schollenartige sehr große Hangbewegungen mit Scherbrüchen, vorwiegend gleitend (Zone III), 5) Gebirge zum großen Teil im Verband; schollenartige, große Hangbewegungen, gleitend und diskontinuierlich kriechend (Zone IV), 6) Gebrige zum großen Teil nicht mehr im Verband; mittelgroße Hangbewegungen, diskontinuierlich kriechend (Zone V), 7) Bereich der z. T. übersteilten Talzuschubsstirn mit Felsstürzen im 10-m-Bereich; mittelgroße Hangbewegungen, diskontinuierlich kriechend und z. T. gleitend (Zone VI), 8) Richtung und Größe der Hangbewegung für einzelne Jahre (n. KRONFELLNER-KRAUS, 1974), 9) Verbauungsmaßnahmen (Querwerke).



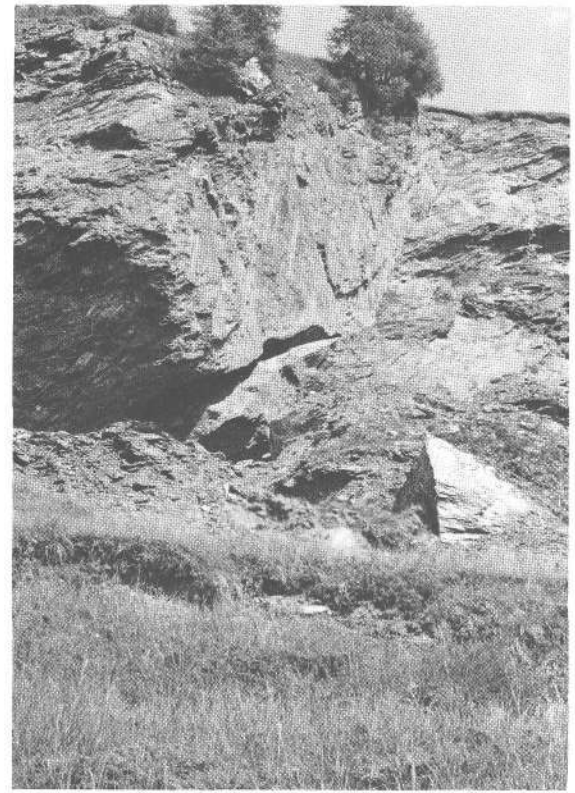


Abb. 9, 10: An der Abrißkante können drei mechanisch wirksame Trennflächen beobachtet werden. Deutlich lassen sich zwei Hauptkluftscharen 40–0/90–70° (dunkel im Bild) unten 120–140/70–90° (hell im Bild) und die Schieferungsflächen 200–230/60–30° unterscheiden. Nach diesen Trennflächen zerlegt sich die Abrißkante im 10 bis 20-m-Bereich. Die Klüfte 120–140/70–90°, die teilweise als über 5 m durchhaltende Großklüfte ausgebildet sind, können innerhalb des Beanspruchungsplanes als ac-Klüfte gedeutet werden. Die Ablösung vollzieht sich nach den Scherklüften (40–0/90–70°), die auch für den nach oben anschließenden Bereich deutlich als Bewegungsbahnen zu identifizieren sind.

– Abgleiten größerer Felskeile nach der Verschnittlinie (225/40°) von Schieferungsflächen und einer Großkluftschar bzw. direkt auf den Schieferungsflächen.

Solche Gleitbewegungen werden durch die Tatsache begünstigt, daß der Reibungswinkel auf den Schieferungsflächen von Kalkphylliten mit erheblichem Serizitgehalt (bis zu 40%) nur Werte von 10 bis 17° aufweist. Wie aus der Abb. 11 zu entnehmen ist, werden hier Werte erreicht, die mit denen von Kalksteinen mit Tonfüllungen auf den Schichtflächen verglichen werden können.

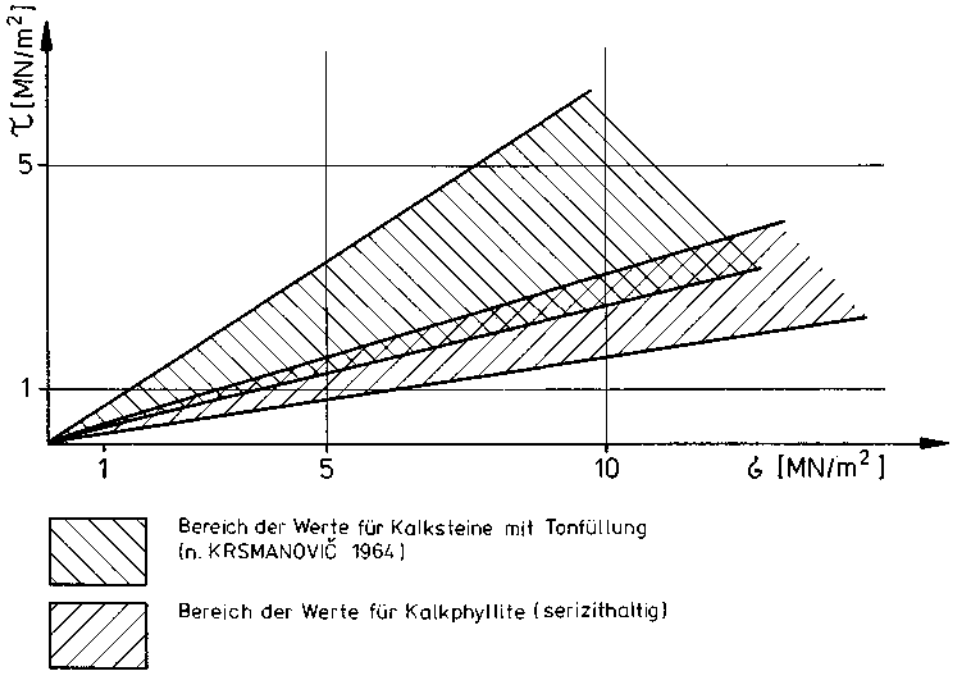


Abb. 11: Scherfestigkeiten von Kalksteinen mit Tonfüllungen (n. KRSMANOVIC, 1964) und von serizithaltigen Kalkphylliten.

6.4. Der oberste Bereich der aktiven Talzuschubsmasse (Zone III)

Wie aus den Messungen (s. Kap. 5.3.2.) und dem Längsschnitt (Abb. 12) zu entnehmen ist, weist der oberste Bereich zum Unterschied von den übrigen Bereichen der aktiven Talzuschubsmasse hinsichtlich der Größe der Bewegung, der Bewegungsgeschwindigkeit und der horizontalen und räumlichen Bewegungsrichtung ein abweichendes Verhalten auf.

Auffällig sind besonders:

– Die großen Bewegungsbeträge, die doppelt bis dreimal so groß sind, wie in vergleichbaren Zeiten an der Talzuschubsstirn.
– Die Bewegungsrichtungen in der Horizontalen unterscheiden sich sowohl zeitlich als auch örtlich sehr stark (s. auch Abb. 8).
– Die Neigung des räumlichen Bewegungsvektors ist steiler als die vorgegebene Hangneigung des Bereiches.

Ein steilerer als die durchschnittlich vorgegebene Hangneigung ausgebildeter räumlicher Bewegungsvektor scheint für instabile sich stark bewegende Gebirgskörper in ihrem oberen Bereich kennzeichnend zu sein (z. B. NEUHAUSER & SCHOBER, 1970; HUDER, 1976). Die Ergebnisse der Felsgleitung Vajont (MÜLLER, 1967) können hier nicht als relevant angesehen werden, da die Bewegungsvektoren die

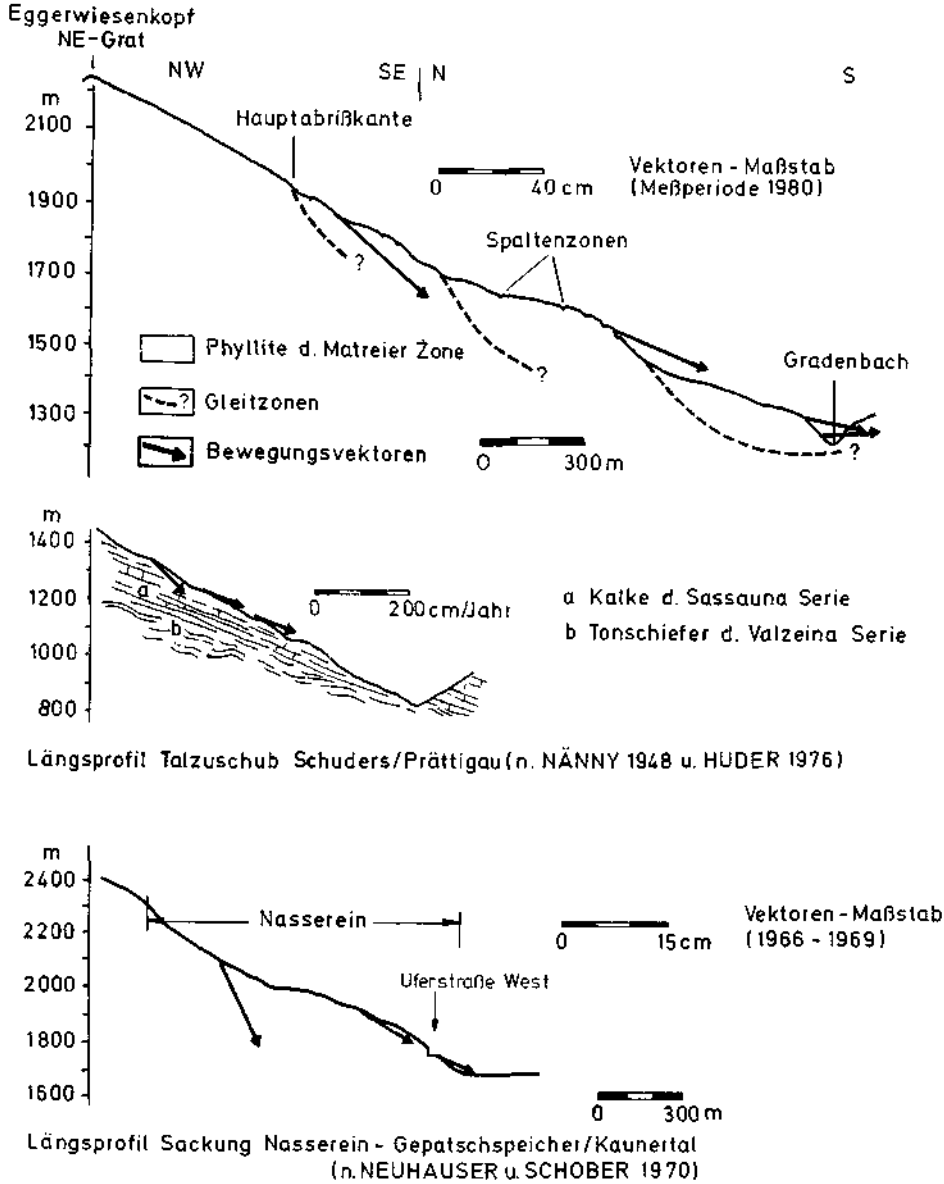


Abb. 12: Verschiedene Talzuschubsprofile mit Angabe der Bewegungsraten und der Neigung des räumlichen Bewegungsvektors und möglicher Gleitzonen (Talzuschub Gradenbach).

ausgeprägte Gleitfläche in Form der hangauswärtsfallenden Schichtflächen nachzeichneten. Der steile räumliche Bewegungsvektor kann vielleicht mit den Kriech- und langsamen Gleitvorgängen einer geneigten zusammendrückbaren Lockergesteinsschicht in Zusammenhang gebracht werden. Auch hier ist der Kriechwinkel (Winkel, den der Kriechvektor mit der Fallinie des Hanges einschließt) um so größer, je poröser das Material ist (HAEFELI, 1967).

Die starke Schwankung der horizontalen Bewegungsrichtung und des Bewegungsbetrages in verschiedenen Bereichen der obersten aktiven Talzuschubsmasse weist auf eine fortgeschrittene Auflockerung und Hohlraumbildung hin. Entsprechend der starken Bewegung finden sich neben Gebirgspartien, die die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse aufweisen, besonders Zonen, die durch die Zergleitung einzelner Großschollen eine Auflösung des Gebirgsverbandes in ein geregeltes Blockwerk zeigen. Die Prozesse der Hangtektonik sind soweit fortgeschritten, daß durch Aufblättern und Zerbrechen das Schollenmosaik sich in ein ungeregeltes Blockwerk auflöst und als Endstadium eine feinblättrige Schutthalde ergibt (Abb. 13, 14).

Abb. 13: Blick von der Hauptabrißkante in 2000 m Sh auf den oberen Teil der Talzuschubsmasse, der sich bedingt durch die starke Hangbewegung in ein Schollenmosaik aufgelöst hat.

Durch die weitgehende Zerlegung in ein Schollenmosaik aufgrund des starken Einflußes des Trennflächengefüges liegt eine sicher instationäre und diskontinuierlich ablaufende Blockschollenbewegung vor, die sich in verschieden großen Verschiebungs- und Richtungsbeträgen kundtut. Der Ablauf der Bewegung kann vielleicht am besten mit dem Begriff „Bruchkriechen" belegt werden.

Abb. 14: Teilweise ist ein Zerbrechen und Zergleiten des hochteilbeweglichen Phyllitverbandes in eine Schutthalde zu beobachten.

6.5. Die mittlere Zone der aktiven Talzuschubsmasse (Zone IV)

Obwohl die Aussagen aufgrund der bis jetzt zur Verfügung stehenden kurzen Beobachtungszeit und der kleinen Fläche, die meßtechnisch erfaßt werden konnte, noch nicht insgesamt als repräsentativ angesehen werden können, läßt sich doch schon eine gewisse Tendenz ablesen.

Besonders auffällig ist die geringere Neigung des räumlichen Bewegungsvektors mit knapp 25° (s. auch Abb. 12), und die geringeren Bewegungsbeträge als in der Zone III in vergleichbaren Zeiten.

Aufgrund der Deformationseigenschaften sind zwei Gebirgstypen herauszuheben:

a) Das Gebirge ist im Verband, zeigt aber eine starke Zerlegung entsprechend dem Trennflächengefüge mit Spaltenbildung (Öffnungsweite bis >5 m). Die technische Gebirgsfazies ist zum großen Teil noch als quaderig-bankig anzusprechen. Ein deutliches Verdrehen des regionalen Trennflächengefüges ist nicht zu beobachten. Eine Abtrennung von Großschollen erfolgt nach steil stehenden ac-Klüften und mittelsteil einfallenden Scherklüften, die teilweise als Störungsflächen ausgebildet sind (s. auch Abb. 6 und Abb. 19).
b) Das Gebirge ist durch die Hangtektonik extrem stark durchbewegt und zeigt feinblätterig-kleinschuppige Gebirgsfazies mit einer sehr starken Streuung des Trennflächengefüges. Zum Teil weisen diese Phyllite durchwegs schon Eigen-

schaften von schwach bindigen Lockergesteinen auf. In der Größenordnung des betrachteten Bereiches herrscht bruchlose Verformung vor, sofern nicht tief eingeschnittene Gerinne lokal eine Störung des Phyllitverbandes hervorrufen.

Die gemessenen Bewegungsraten und auch das stark wechselnde Deformations- und Gefügebild lassen es als fragwürdig erscheinen, diese Zone als modellhaft für das kontinuierliche Massenkriechen in Festgesteinen heranzuziehen, wie es BRÜCKL & SCHEIDEGGER (1972) versucht haben.

6.6. Die Talzuschubsstirn und die anschließenden Bereiche (Zone V und VI)

Im Bereich der Talzuschubsstirn lassen sich deutlich aufgrund der Gefügeprägungen drei Homogenbereiche unterscheiden, die sich auch kinematisch verschieden verhalten.

a) Der östliche Bereich

Die Kalkphyllite sind nicht mehr im Verband und liegen in einer feinblätterig-kleinschuppigen technischen Gebirgsfazies vor. Die sonst zu beobachtende Versteilerung an der Talzuschubsstirn ist hier durch einen fast vollständigen Böschungsausgleich nicht mehr feststellbar. Deutlich sind aber Kriecherscheinungen des hochteilbeweglichen Phyllitverbandes zu beobachten, wobei sich sicher Einflüsse des Oberflächenkriechens mit noch andauernden tiefergreifenden Hangbewegungen überlagern.

b) Der mittlere Bereich

Hierunter soll der ca. 500 m lange, zumeist übersteilte Abschnitt der Talzuschubsstirn verstanden werden, der vom eigentlichen Beginn der Schluchtstrecke bis zur Mündung des Berchtoldbaches reicht. Petrographisch wird hiervon der östliche Teil von Kalkphylliten, der westliche von Serizit-Quarzphylliten bestimmt. In großen Abschnitten dieses Bereiches ist noch das regionale Trennflächenmuster mit einer quaderig-bankigen Gebirgsfazies erhalten (Abb. 15).

Aufgrund der Stellung der Böschung und der Trennflächenscharen sind Gleitungen größerer Felskeile (10m³-Bereich) vorzugsweise an übersteilten Partien möglich (Abb. 16). Als Felsstürze bedrohen sie immer wieder die Sohlenabstaffelung des Gradenbaches. Wie schon im oberen Teil der Talzuschubsmasse können aber auch hier Gebirgsstrukturen beobachtet werden, die auf eine völlige Auflösung und Entfestigung des Phyllitverbandes aufgrund hangtektonischer Prozesse zurückzuführen sind.

Nach bodenmechanischen Untersuchungen sind solche sehr stark entfestigte Phyllite vorwiegend als schluffig sandige Kiese mit sehr großem Ungleichförmigkeitsgrad U anzusprechen. Mit einer Fließgrenze von 24 bis 17% und einer Ausrollgrenze von 17 bis 13% können die Proben nach dem Casagrande-Diagramm als CL-Material eingestuft werden.

Auch die auftretenden Massenbewegungen in solchen entfestigten und beanspruchten Phyllitverbänden lassen deutlich Hinweise auf ein schwach bindiges Lockergestein erkennen. Es entwickeln sich, ausgehend von großen Rissen, Bruchmuscheln (Abb. 17), die durchaus mit den bekannten z. T. rotationsförmigen Rutschungen „normaler" Lockergesteine verglichen werden können.

c) Der westliche Bereich

Diese Zone schließt sich westlich des Berchtoldbaches unterhalb des ehemaligen Berchtoldgehöftes an. Der Felsverband ist im Bereich der Talzuschubsstirn besonders durch die Auswirkungen der Hangtektonik gekennzeichnet. Die beob-

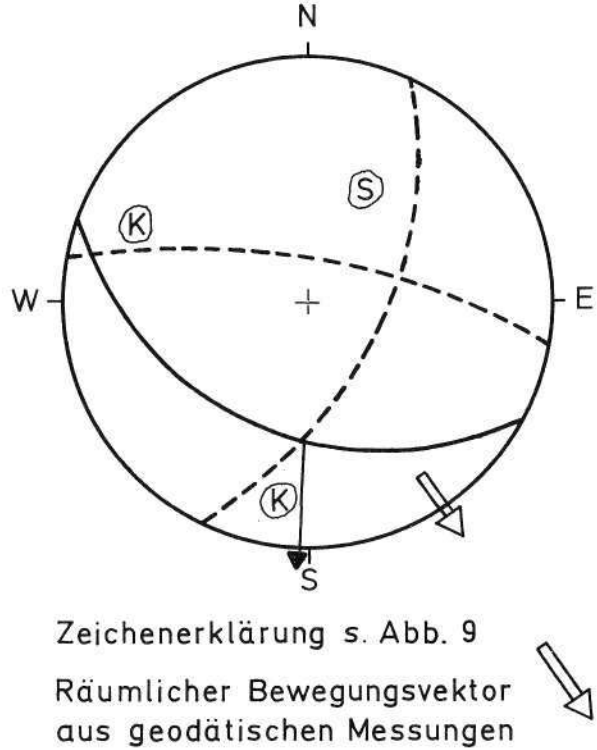


Abb. 15, 16: Quarzphyllite und untergeordnet Chloritphyllite in quaderig-bankiger Gebirgsfazies im mittleren Bereich der Talzuschubsstirn. Als mechanisch wirksame Trennflächen sind deutlich die Schieferungsflächen 200–220/60–80° und zwei Kluftflächenscharen 100–140/80–60° und 10–40/60–80° ausgeprägt. Letztgenannte sind als Scherklüfte anzusprechen und können teilweise über 20 m durchhalten. Die geodätisch gemessene Verschiebungsrichtung in diesem Bereich (ca. 150/25°) steht in etwa senkrecht auf den Klüften 100–140/80–60°.

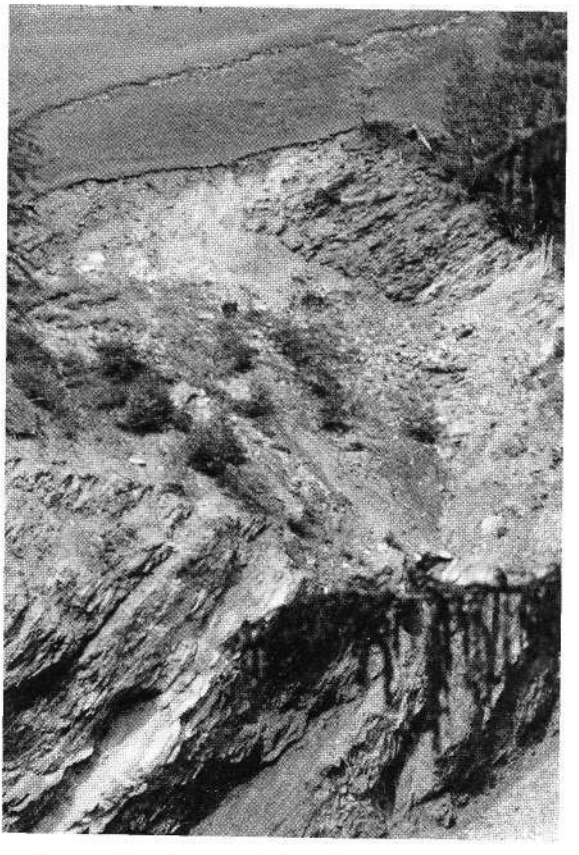


Abb. 17: *Blick auf die übersteilte* Talzuschubsstirn im mittleren östlichen Bereich der Talzuschubsmasse; zum Unterschied zu den westlich anschließenden Zonen (s. Abb. 16) liegen die Karbonatphyllite einschließlich der eingelagerten Chlorit-Karbonatphyllite in einer schiefrigen Gebirgsfazies vor. Ein Abgleiten einer größeren Bruchmuschel im 100-m-Bereich deutet sich bereits durch einen größeren Riß oberhalb der derzeitigen Abrißkante an.

achteten Strukturen reichen hier von bruchhaften Deformationen in Form von Knikkungen einzelner Schichtstöße des Phyllitverbandes bis hin zu quasiplastischen Verformungen des hochteilbeweglichen Phyllitverbandes. Zusätzlich wurden breite Mylonitzonen angetroffen, die Ausstriche von Bewegungszonen markieren. Die hangtektonischen Verhältnisse spiegeln sich auch in einer großen Streuung der Stellung der Trennflächenscharen wieder (s. auch Abb. 6).

Sowohl über den zeitlichen als auch räumlichen Bewegungsablauf können im Bereich der Talzuschubsstirn aufgrund der absoluten geodätischen und der relativen geodätischen Messungen (Extensometermessungen) Aussagen getroffen werden.

6.6.1. Die Einordnung des Bewegungsablaufes im Raum

Durch die bisherigen Messungen scheint sich eine Auflösung der Talzuschubsstirn in mehrere Großschollen anzudeuten, die sich auch aufgrund der Gefügeprägungen als Homogenbereiche ausscheiden lassen. Der Verlauf der Bewegungen in den zwei eingemessenen Bereichen ist sowohl in Bezug auf die Bewegungsintensität der Hauptbewegungsachse (Juni bis November), als auch in Bezug auf Verteilung der Ruhezeiten und Perioden mit starker Bewegung verschieden. Auch die gemittelten Richtungswinkel der Bewegungsfaktoren lassen eine Gliederung der Talzuschubsstirn in einzelne sich verschieden bewegende Teilschollen erkennen

Abb. 18: Die in gewissen Bereichen sehr stark entfestigten und nur mehr als Lockergestein anzusprechenden Phyllite reagieren beim Instabilwerden mit Rotationsrutschungen.

(s. auch Abb. 6). Die bevorzugten Richtungswinkel von 145–150° sind wohl auf eine Einlenkung des Massenkörpers auf die ESE-Richtung des Gradentales zurückzuführen.

Nicht nur für die räumliche Gliederung einer Talzuschubsstirn und der angrenzenden Bereiche im Querprofil lassen sich Anhaltspunkte gewinnen, sondern auch für die Gliederung im Längsprofil (in Fallrichtung des Hanges).

Die höchsten an der Talzuschubsstirn und den angrenzenden Bereichen eingemessenen Punkte (bis ca. 150 m oberhalb der Grabensohle) zeigen die stärksten Neigungen mit ca. −20 bis −25 gon (−18 bis −20°), die sich dann in den unteren Felswänden der Talzuschubsstirn auf ca. 0 bis −3 gon verringern. Die tiefsten eingemessenen Punkte der räumlichen Bewegungsfaktoren zeigen bereits eine Heraushebung des Massenkörpers an (+1 gon, s. auch Abb. 12). Diese Tatsache spricht für eine z. T. rotationsförmige, tiefliegende Gleitzone im Bereich der unteren Talzuschubsmasse (s. auch Kap. 6.7.).

6.6.2. Die Einordnung des Bewegungsablaufes in der Zeit

Wie aus der Abb. 4 (s. Kap. 5.2.) hervorgeht, stellen die Zeitverformungskurven durchwegs unstetige Funktionen dar und entsprechen einem instationären Bewegungsprozeß, der periodisch und ruckhaft verläuft. Nach Stadien der Ruhe ergeben sich über Phasen der Bewegung wieder Ruhestände, wobei man zwischen

kurzperiodischen (Stunden bis Tage) und langperiodischen (Monate) Bewegungsphasen unterscheiden kann.

Einen solchen Bewegungsablauf vermutet auch HAEFELI (1967) bei der Untersuchung von sich langsam in Bewegung befindlichen Talflanken in Bündner Schiefern in Graubünden/Schweiz. Er kommt zu dem Schluß, daß stationäre Vorgänge in der Natur eine seltene Ausnahme sind und daß höchstens von quasistationärem Charakter gesprochen werden sollte.

Auch MÜLLER & LÖGTERS (1974) nehmen bei größeren Hangbewegungen einen diskontinuierlichen Bewegungsablauf an, der in einem Wechsel zwischen Gleiten und Steckenbleiben (stick-slip) besteht.

Alle Angaben von Mittelwerten in der Literatur für die Bewegungsraten von instabilen Talflanken (vgl. z. B. 22 cm pro Jahr aus einem Gesamtbewegungsbetrag von 15 m in 67 Jahren für das Kriechgebiet von Peiden/Graubünden) täuschen eine Konstanz der Bewegung vor, die es in Wirklichkeit nicht gibt.

Der Bewegungsablauf muß an der Talzuschubsstirn – bei Einordnung der Kriechvorgänge in der Zeit – als ein instationärer und teilweise kurzperiodischer angesehen werden, der sich jährlich zyklisch wiederholt. Für die anderen Bereiche der aktiven Talzuschubsmasse läßt sich aufgrund der bisher nur absoluten geodätischen Messungen ein instationärer langperiodischer Bewegungsablauf angeben.

Bei Betrachtung eines größeren Zeitraumes und bei Verringerung der Beobachtungsgenauigkeit können die Zeitverformungskurven mit den bekannten Kriechkurven fester Körper verglichen werden (s. auch Abb. 5, Kap. 6.1.). Beim Vergleich beider Kurven fällt auf, daß die gemessene Zeitverformungskurve nur z. T. dem ersten Ast dieser bekannten Kriechkurven entspricht. Die Zeitverformungskurve zeigt vielmehr über eine relativ kurze Zeit eine zunehmende Deformation mit sich steigernder Bewegungsrate. Die Verformung hat exponentiellen Charakter. Der weitere Verlauf ist gekennzeichnet durch eine hohe Verformungsrate mit abnehmender Tendenz (abklingender Verformung), die mit dem sogenannten primären Kriechen fester Körper verglichen werden kann. Wir befinden uns bei den im Frühsommer, Sommer und Herbst wirkenden äußeren Kräften unter einer Grenzbeanspruchung, die nicht zu gleichbleibenden Verformungen und stationärem Fließen (sekundäres Kriechen) führt. Ob der Fall eintritt, daß über einer bestimmten Beanspruchung bei konstanter Dauerlast letzten Endes doch das sekundäre und tertiäre Kriechen oder der Bruch erfolgt, wird von der Höhe des Bergwasserspiegels und der zeitlichen Erstreckung des Bergwasserspiegelhöchststandes abhängen (s. auch Kap. 6.8.).

Einen solchen kinematischen Ablauf vermutet auch ZISCHINSKY (1969) ohne meßtechnische Erfassung bei der Untersuchung verschiedener Sackungen.

6.7. Lage und Form der Gleitzone

Wie sich gezeigt hat, sind für die Standsicherheit einer labilen Talflanke neben den geotechnischen Eigenschaften des Substrates Lage und Form der Gleitfläche bzw. der Gleitzone maßgebend (MÜLLER, 1967). Über Lage und Form der Gleitzone können aufgrund morphologischer Beobachtungen, geotechnischer Eigenschaften und kinematischer Überlegungen, d. h. mit Hilfe des Deformationsplanes Vermutungen angestellt werden. Im Falle der Hangbewegung Gradenbach ist zum Unterschied von anderen labilen Talflanken im Alpenraum eine aktive Hauptabrißkante mit einem Versatz von ca. 40 m (Höchstwert) deutlich ausgeprägt. Weiterhin konnte eine deutliche Gleitzone im Bereich der Grabensohle in der Bohrung Gra-

denbach in ca. 30 m Tiefe erkannt werden. Es erhebt sich nun die Frage, ob für eine mögliche Gleitzone eine Verbindung zwischen der Hauptabrißkante und dem in der Grabensohle sicher angetroffenen Gleithorizont hergestellt werden kann. Eine solche Annahme läßt sich z. B. aus den Ausführungen von KRONFELLNER-KRAUS (1980) und HORNINGER & WEISS (1980) herauslesen.

Der starke Zerlegunsgrad und die geringe Festigkeit könnten eine annähernd kreiszylindrische Gleitfläche bzw. Gleitzone von der Hauptabrißkante bis zur Grabensohle nahelegen. Die Deformationsbilder der Zone I und der Zone III zeigen aber, daß hier die Festigkeitsanisotropien des Gebirgsverbandes Art und Ausbildung der Bewegungsbahnen und damit den Charakter der Bruchflächen bestimmen. Die Bruchflächen der Hauptabrißkante dürften im Gebirgskörper enden (s. Abb. 3).

Besonders MÜLLER (1967) hat gewarnt, bei Felsböschungen kritiklos und ohne Prüfung der strukturellen Gegebenheiten eine kreisförmige Gleitfläche anzunehmen.

Für den unteren Bereich legen dagegen morphologische und geologische Beobachtungen sowie die Auswertung der Drahtextensometermessungen den Schluß nahe, daß eine Gliederung in mehrere Teilschollen vorliegt, wobei eine Bewegung auf einer z. T. rotationsförmigen Gleitzone möglich ist. Diese Verhältnisse treffen besonders für die Großscholle II zu (s. auch Abb. 6). Der steile Ansatz (bei ca. 1500 m, also 350 Höhenmeter über der Grabensohle) der Gleitzone ist durch steilstehende Scherklüfte gegeben. Der weitere Verlauf wird aber nur untergeordnet durch das Trennflächengefüge, sondern vielmehr durch die Tatsache bestimmt, daß wir in weiten Bereichen ein sehr stark entfestigtes Phyllitgebirge haben, das durchaus die Eigenschaften und den Charakter eines schwach bindigen Lockergesteines aufweisen kann. Das Gebirge reagiert durch die Scherbeanspruchung kontraktant mit der Entwicklung mächtiger Scherzonen, wie auch die Bohrung Eggerberg bewiesen hat. Aufgrund der geringen Festigkeit des Phyllitgebirges werden die Gleitzonen selbst einfache, kinematisch mögliche Bruchfiguren darstellen und nicht die Form einer Bruchnische annehmen, die durch das Trennflächengefüge bestimmt ist.

Die Standsicherheitsuntersuchungen für einen Homogenbereich innerhalb der unteren Talzuschubsmasse erfolgten nach DIN 4084, Teil 2, nach dem Lamellenverfahren von KREY.

Bestimmung der Festigkeitsparameter:

Zur Ermittlung der Reibungswerte wurden stark mylonitisierte Phyllit-Proben (weitere bodenphysikalische Kennwerte s. Kap. 6.6.) nach dem Schergesetz von KREY–TIEDEMANN untersucht. Die Proben wurden an der Fließgrenze w_l eingebaut und bei einer Vertikalspannung σ_v = 0.354 MN/m² vorkonsolidiert. Danach wurden sie bei Vertikalspannungen von σ_v = 0.354, 0.177 und 0.07 MN/m² bei einer Schergeschwindigkeit v = 0.12 mm/min. abgeschert.

Folgende Kennziffern wurden ermittelt:

φ' = 29.5°
φ_c = 4.0°
γ = 23 KN/m³
γ_d = 19.4 KN/m³
φ' und φ_c wurden zum auflastabhängigen Reibungswinkel φ_0 zusammengefaßt.

Für die Sicherheit η = 1 waren bei den einzelnen Gleitkreisen folgende Reibungswinkel erforderlich:

Gleitkreis Nr.	Sicherheit η	Reibungswinkel
1	1,05	33°
2	1,01	33°
3	0,98	33°
4	0,99	33°

Die Gleitkreise 1 und 3 mit der Lage der Bergwasserspiegel können Abb. 19 entnommen werden.

Die Ergebnisse erlauben folgende Schlüsse: Nur Gleitkreis 3 weicht bei $\varphi_0 = 33°$ stärker von $\eta = 1{,}0$ ab. Die übrigen Sicherheiten unterscheiden sich wenig; bei homogenem Aufbau des Gebirges befindet sich also eine sehr breite Zone im Bruchzustand. Die rechnerisch am stärksten beanspruchte Zone ist die von Gleitkreis 3.

Das die Bewegung auslösende Moment ist die Bergwasserströmung, wie aus der kleinen Tabelle der Abb. 19 entnommen werden kann. So beträgt für den Gleitkreis 3 die Sicherheit η bei einem Reibungswinkel von 33° ohne Sickerströmung 1.30, mit Sickerströmung nur 0,98.

6.8. Die Deutung der Hangbewegung und ihre Beziehung zu den Bergwasserverhältnissen

Besonders seit der Katastrophe von Vajont im Jahre 1963 (MÜLLER, 1967) ist es klar geworden, daß die Bergwasserverhältnisse eine instabile Talflanke sehr stark beeinflussen. Gerade dieses Beispiel hat aber auch gezeigt, wie schwierig es ist, die einzelnen Einflußfaktoren im Hinblick auf die Stabilität eines kriechenden Gebirgskörpers abzuschätzen.

Wie aus dem Abschnitt 6.6. zu entnehmen ist, haben wir aufgrund der bisherigen Ergebnisse eine diskontinuierliche und instationäre Kriechbewegung oder langsame Gleitbewegung in dem in Kap. 6.1. definierten Sinne. Diese zeitliche Inkonstanz äußert sich sowohl in kurzperiodischen (Stunden, Tagen) dauernden als auch in langperiodischen Bewegungsphasen. Besonders bei den langperiodischen liegt es nahe, die beobachteten Bewegungen nicht nur mit den Eigenschaften des Gebirges selbst, sondern mit externen Faktoren in Beziehung zu bringen. Bei Betrachtung des Einsetzens und dem zeitlichen Verlauf der Hangbewegung wird deutlich, daß solche Faktoren herangezogen werden können, die sich zyklisch ändern und auch einen wesentlichen Einfluß auf die Stabilität eines kriechenden Gebirgskörpers ausüben.

Auch KRONFELLNER-KRAUS (1980) folgerte einen Zusammenhang zwischen externen Faktoren und der Rate der Hangbewegungen. Im speziellen konnte er nachweisen, daß besonders ein enger Zusammenhang zwischen der vorhergehenden zehnmonatigen Niederschlagssumme (November bis August) mit den Hangbewegungswerten besteht. Weiterhin wird hervorgehoben, daß der Hang erst ab einer Niederschlagssumme von 500 mm in Bewegung gerät, die erst durch Rücklage besonders nach Abschmelzen der winterlichen Schneedecke erreicht wird.

Um die Wirkungen der Niederschläge und der Abschmelzvorgänge der Schneedecke auf die Bergwasserverhältnisse zu prüfen, wurden im Jahre 1979 im Bereich der unteren und mittleren Talzuschubsmasse 15 Bohrungen niedergebracht. Die Auswertungen der Hangwasserspiegelmessungen der Jahre 1979 und 1980 lassen vermuten, daß besonders der hydraulische Kluftwasserschub zu berücksichtigen sein wird, der sich offenbar in bestimmten Zonen des Gebirgskörpers ab Anfang

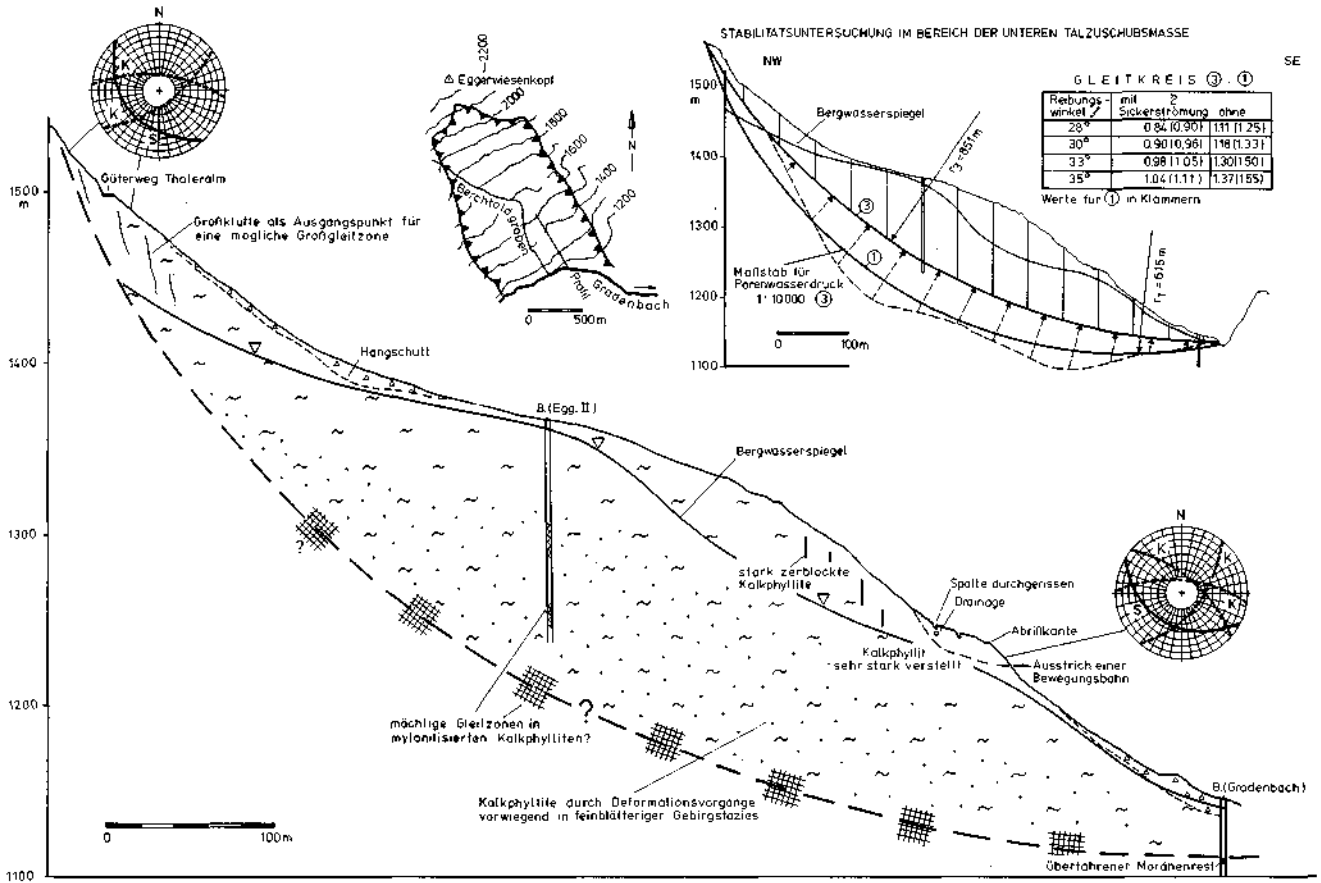


Abb. 19: Längsschnitt im Bereich der unteren Talzuschubsmasse.

Mai aufzubauen beginnt. Es sind dies besonders die Bereiche an der Grenze zwischen sehr stark blockartig zerlegtem Gebirge und sehr feinblätterigen mit erheblichem Feinanteil versehenen Gebirgszonen. Solche feinblätterigen Zonen finden sich bevorzugt als kontraktante Gebirgszonen im mittleren und unteren Teil der aktiven Talzuschubsmasse, wo die deutlich beobachtete Dilatanz der oberen Zone durch eine Verkleinerung des Kluftvolumens abgelöst wird. Hierdurch wird ein nicht erheblicher zusätzlicher Kluftwasserschub aufgebaut. Wie von Kriechverformungskurven bekannt ist, ist der Verlauf einer Kriechkurve sehr stark auflastabhängig, so daß durch eine geringe Auflasänderung ein anderes Kriechstadium (z. B. sekundäres Kriechen) innerhalb eines Zeitverformungsdiagramms entsteht. Umgekehrt verhält es sich natürlich mit einer geringen prozentualen Abnahme der Auflast.

Wie aus dem Vergleich der Bergwasserspiegelmessungen mit der Zeitverformungskurve entnommen werden kann (s. Abb. 20), setzt eine beschleunigte Bewegung dann ein, wenn in gewissen Bereichen der hydrostatische Kluftwasserschub eine bestimmte Höhe erreicht hat. Die Zeitverformungskurve des Gebirgskörpers korrespondiert sehr gut mit einer gewissen Verzögerung mit der Kurve des Bergwasserspiegelstandes.

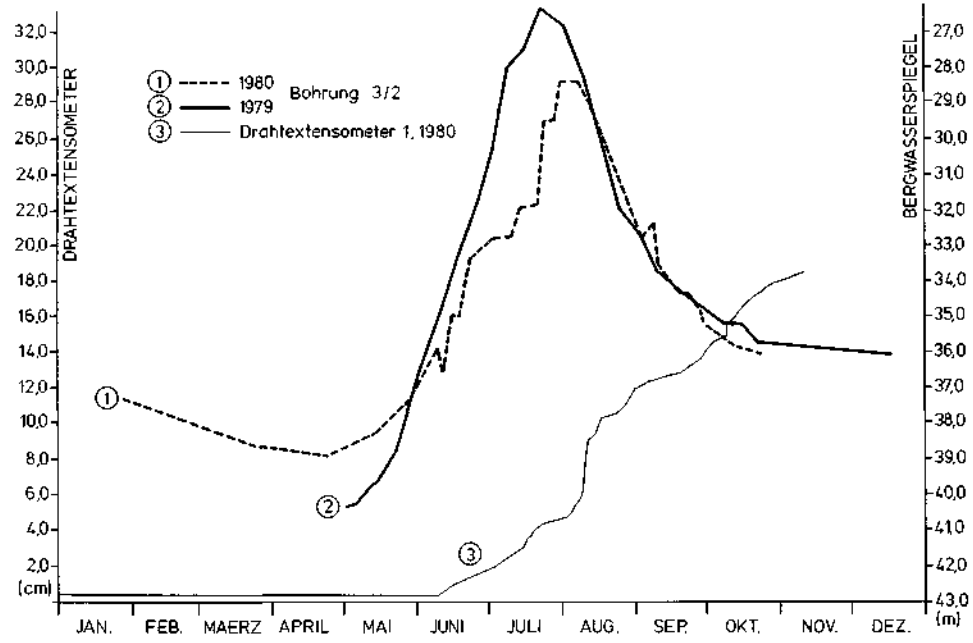


Abb. 20: Korrelation zwischen dem Ansteigen des Bergwasserspiegels und dem Verlauf der Hangbewegung; deutlich ist das Einsetzen der Bewegung nach einem Höchststand des Bergwasserspiegels zu erkennen.

Da sich gezeigt hat, daß der Bergwasserspiegel unter normalen Verhältnissen im Laufe des Sommers absinkt, nimmt die Bewegungsrate wieder ab, d. h. es wird unter diesen Bedingungen nicht der Zustand des stationären bzw. sekundären Kriechens erreicht.

Ohne hier schon abschließende Schlußfolgerungen ziehen zu können, wird offenbar der zeitliche Einsatz und Verlauf der Zeitverformungskurve sehr stark vom Anstieg des Bergwasserspiegels in gewissen Bereichen und von der zeitlichen Erstreckung eines kritischen Höchststandes abhängig sein.

7. Abschließende Betrachtungen und Ausblick

Es hat nicht an Versuchen gefehlt, das Verhalten von hohen instabilen Talflanken als rheologischen Prozeß aufzufassen und auch mit rheologischen Modellen zu vergleichen (z. B. ZISCHINSKY, 1966; BRÜCKL & SCHEIDEGGER, 1972). Die am Talzuschub Gradenbach gewonnenen Erkenntnisse hinsichtlich des Bewegungsablaufes und der Deformation lassen die Schwierigkeiten einer solchen mechanischen Interpretation deutlich erkennen. Besonders muß hervorgehoben werden, daß die Deformation des gesamten kriechenden Bereiches zum großen Teil nicht kontinuierlich, sondern eine Gleitschollenbewegung ist. Die zeitabhängigen Deformationen sind in weiten Teilen einer instabilen Talflanke durch diskontinuierliche und instationäre Kriechvorgänge an Gleitzonen gebunden, die durch das Trennflächengefüge vorgegeben sind. Außerdem werden sich durch die Hangbewegungen die Spannungszustände fortlaufend ändern, und ebenso erfahren die Festigkeitsbedingungen eine zeitabhängige Veränderung. Auch das von BRÜCKL & SCHEIDEGGER (1972) vorgestellte Modell des logarithmischen Kriechens scheint nach den bisherigen Messungen den Bewegungs- und Deformationsablauf einer in Bewegung befindlichen Talflanke nur unzureichend zu beschreiben.

Da der Bewegungsmechanismus von instabilen Talflanken weitgehend von externen Faktoren gesteuert wird, sollten sich die weiteren Untersuchungen zur Erfassung der Dynamik besonders den Zusammenhängen Niederschlag – Bergwasserspiegel – Art und Größe der Hangbewegung zuwenden.

Dank

Für die finanzielle Unterstützung gilt unser Dank der Deutschen Forschungsgemeinschaft und dem Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Wien. Insbesondere sind wir Herrn Prof. Dr. O. NATAU, Institut für Boden- und Felsmechanik der Universität Karlsruhe, Herrn Dipl.-Ing. Dr. G. KRONFELLNER-KRAUS, Institut für Wildbach- und Lawinenverbauung der Forstlichen Bundesversuchsanstalt, Wien, und Herrn Dr. J. STRITZL, Forsttechnische Abteilung für Wildbach- und Lawinenverbauung, Villach, für die Überlassung von Untersuchungsergebnissen zu Dank verpflichtet.

Literatur

AMPFERER, O.: Über einige Formen der Bergzerreißung. – Sitzber. Akad. Wiss., Mathem.-naturwiss. Kl., **1**, 1–14, Wien 1939.

ANKE, G., HABETHA, E., LANGER, M. & MEISTER, D.: Bauen am Hang. Neue Wege zum Erkennen oder Erfassen des Kriechverhaltens von Gesteinen an Hängen und Vorschläge für Gegenmaßnahmen. – Ber. a. d. Bauforsch., H. **100**, 5–96, Berlin 1975.

BRÜCKL, E. & SCHEIDEGGER, A. E.: The rheology of spatially continuous mass creep in rock. – Rock mechanics, **4**, 237–250, Wien 1972.

CARNIEL, P., HAUSWIRTH, E. K., ROCH, K. H. & SCHEIDEGGER, A. E.: Geomechanische Untersuchungen in einem Rutschungsgebiet im Felbertal in Österreich. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 305–330, Wien 1975.

CLAR, E. & WEISS, P.: Erfahrungen im Talzuschub des Magnesitbergbaues auf der Millstätter Alpe. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **110**, 447–460, Wien 1965.

FÜRLINGER, W.: Böschungsverhalten in zweischarig geklüftetem Material. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **22**, 233–242, Wien 1973.

HAEFELI, R.: Kriechen und progressiver Bruch in Schnee, Boden, Fels und Eis. – Schweiz. Bauzeitg., **85**, H. 1, Zürich 1967.

HAUSWIRTH, E. K., PIRKL, H., ROCH, K. H. & SCHEIDEGGER, A. E.: Untersuchung eines Talzuschubes bei Lesach (Kals, Osttirol). – Verh. Geol. B.-A., **1979**, 51–76, Wien 1979.

HORNINGER, G.: Einiges über Talzuschübe und deren Vorzeichnung. – Geol. u. Bauwesen, **24**, 37–45, Wien 1958.

HORNINGER, G. & WEISS, E. H.: Engeneering Geology in Mountainous Regions. – Abh. Geol. B.-A., 26e C. G. I., **34**, 257–286, Wien 1980.

HUBER, J.: Creep in Bündner Schist. – L. Bjerrum Memorial Vol., 125–153, Oslo 1976.

KÖRNER, H. J.: Kinematische Betrachtungen zum Rankine'schen Spannungszustand in der kriechenden Schicht. – Felsmech. u. Ingenieurgeol., Suppl. **V**, 33–54, Wien 1968.

KRONFELLNER-KRAUS, G.: Die Wildbacherosion im allgemeinen und der Talzuschub im besonderen. – In: 100 Jahre Forstliche Bundesversuchsanstalt, Wien 1974.

KRONFELLNER-KRAUS, G.: Neue Untersuchungsergebnisse in Wildbächen – Der Talzuschub in Abhängigkeit von Niederschlägen. – Int. Symposion „Interpraevent 1980", **1**, 149–157, Bad Ischl 1980.

LANGER, M.: Rheologisches Verhalten von Gesteinen und Fels. – Proc. 4, Int. Congr. Rock Mech., 1–34, Montreux 1979.

MAHR, T. & BALIAK, F.: Regional investigation of slope deformations in the high mountain area of the West Carpathians. – Proc. 10th Congr. CB6A, Sect. V, 169–178, Bratislava 1973.

MAHR, T.: Deep-reaching gravitational, deformations of high mountain slopes. – Bull. Int. Ass. Eng. Geol., **16**, 121–127, Krefeld 1977.

MAHR, T. & NEMCOK, A.: Deep seated creep-deformations in the crystalline cores of the Tatra Mountains. – Bull. Int. Ass. Eng. Geol., **16**, 104–106, Krefeld 1977.

MOSER, M., LEICHNITZ, W., GLUMAC, S. & NATAU O.: First results of investigations to stabilize a 1000 m high creeping slope in phyllitical rock masses. – Proc. Int. Symp. Landslides, Vol. **6**, 349–353, New Delhi 1980.

MOSER, M. & GLUMAC, S.: Zur Kinematik von Talzuschüben, dargestellt am Beispiel des Talzuschubes Gradenbach/Kärnten. – Allgemeine Vermessungsnachrichten (AVN), Jg. **89**, H. 5, 174–189, Karlsruhe 1982.

MÜLLER, L.: Der Felsbau. – Bd. I, 624 S., Stuttgart (Enke) 1963.

MÜLLER, L.: New considerations on the Vajont Slide. – Felsmech. u. Ingenieurgeol., **6**, 1–91, Wien 1967.

MÜLLER, L. & LÖGTERS, G.: Eine Rutschung am Rand eines geologischen Grabens. – Rock Mech., Suppl. **3**, 53–67, Wien 1974.

MÜLLER, H.: Dreidimensionale Netzausgleichung in einem Kartesischen Koordinatensystem. – AVN, Jg. **89**, H. 5, 207–223, Karlsruhe 1982.

NEUHAUSER, . & SCHOBER, W.: Das Kriechen der Talhänge und elastische Hebungen beim Speicher Gepatsch. – 2. Kongreß Int. Ges. f. Felsmech., Th. **8**, 447–458, Belgrad 1970.

SCHLEMMER, H.: Drahtextensometer zur Registrierung von horizontalen Bodenbewegungen über größere Entfernungen. – AVN, Jg. **89**, H. 5, 189–192, Karlsruhe 1982.

SCHOLZ, C. H.: Mechanism of Creep in Brittle Rock. – J. Geophys. Res., Vol. **73**, 3295–3301, 1968.

SIJING, W.: On the Mechanism and Process of Slope Deformation in an Open Pit Mine. – Rock Mech., Vol. **13**, 145–156, Wien 1981.

STINY, J.: Unsere Täler wachsen zu. – Geol. u. Bauwes., Nr. **13**, 71–79, Wien 1941.

STOLL, R.: Geologisch-Petrographische Kartierung im Bereich des unteren Gradentales und geotechnische Charakteristik des Talzuschubs Gradenbach (Kärnten/Österreich). – Masch.-schriftl. Dipl. Arbeit, 155 S., Univ. Karlsruhe, Karlsruhe 1982.

TERZAGHI, K.: Stability of steep slopes on hard unweathered rock. – Geotechnique, **12**, 251–270, London 1962.

ZISCHINSKY, U.: On the deformation of high slopes. – Congr. Int. Soc. Rock. Mech., Vol. **2**, 179–185, Lisboa 1966.

ZISCHINSKY, U.: Über Sackungen. – Rock Mech., Vol. **1**, 30–52, Wien 1969.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 25. Mai 1982.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1982

Band/Volume: 1982

Autor(en)/Author(s): Glumac Sima, Moser Michael

Artikel/Article: Geotechnische Untersuchungen zum Massenkriechen in Fels am Beispiel des Talzuschubes Gradenbach (Kärnten) 209-241