©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Jb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 151 | Heft 1+2 | S. 17–60 | Wien, Dezember 2011

Geotechnische und kinematische Analyse des Talzuschubes Gradenbach (Kärnten/Österreich)

STEFAN WEIDNER[1], MICHAEL MOSER[2] & ERICH LANG[3]

40 Abbildungen, 12 Tabellen

Bewegungsanalyse
Massenbewegung
Eggerwiesenkopf
Gradenbach
Talzuschub
Döllach
Kärnten

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 154 Rauris
Blatt 180 Winklern

Inhalt

Zusammenfassung . . . 18
Abstract . . . 18
Einführung . . . 18
Historischer Rückblick und die Niederschlagskatastrophe 1966 . . . 19
Geographischer und geologischer Überblick . . . 20
Geotechnische Verhältnisse und Hangbewegungen . . . 21
  Zusammenfassung der Ergebnisse der Refraktionsseismik . . . 21
  Verteilung und Art der Festgesteine . . . 22
  Verteilung und Art der Lockergesteine . . . 22
  Struktur- und hydrogeologische Einheiten . . . 23
  Sekundäre Hangbewegungen infolge der tief greifenden Hangdeformation . . . 24
Klimatische Situation . . . 25
Niederschlagsverhältnisse . . . 26
Bergwasserbeschaffenheit und -zirkulation . . . 27
Bergwasserspiegelverhältnisse . . . 28
  Einleitung . . . 28
  Die Kennzeichen der Bergwasserspiegelverhältnisse . . . 28
  Zeitlicher Verlauf des Bergwasserspiegels . . . 32
  Zeitreihenanalyse . . . 34
Kinematik der Talzuschubsmasse . . . 34
  Methodik und Fehlerbetrachtung . . . 34
  Betrag und Richtung der Hangbewegung . . . 37
  Bewegungsverlauf über die Zeit an der Talzuschubsstirn . . . 44
  Kinematik von Teilkörpern innerhalb der Hangdeformation . . . 47
Der Einfluss der Hydrologie auf Betrag und zeitlichen Verlauf der Hangbewegung . . . 50
  Die Abhängigkeit der Deformation von den Niederschlägen . . . 50
  Die Abhängigkeit der Deformation von den Bergwasserspiegel-Schwankungen . . . 52
Die aktiven Maßnahmen nach der Katastrophe 1966 . . . 52
Diskussion der Kinematik hinsichtlich Bewegungsmechanismus und Gleitkörpergeometrie . . . 53
  Bewegungsmechanismus . . . 53
  Gleitkörpergeometrie . . . 54
  Progressiver Bruch . . . 57
  Numerische Modellierung . . . 58
Dank . . . 58
Literatur . . . 58

1 STEFAN WEIDNER: Cognitas GmbH, Alte Landstraße 6, 85521 Ottobrunn. stefan.weidner@cognitas.de
2 MICHAEL MOSER: Universität Erlangen-Nürnberg, Lehrstuhl für Angewandte Geologie, Schloßgarten 5, 91054 Erlangen. moser@geol.uni-erlangen.de
3 ERICH LANG: Institut für Naturgefahren und Waldgrenzregionen, Hauptstraße 7, 1140 Wien. erich.lang@bfw.gv.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Zusammenfassung

Talzuschübe sind tiefgreifende, großflächige Hangbewegungen, die im alpinen Raum oft gesamte Talflanken erfassen. Aufgrund ihrer Ausdehnung ist die Untersuchung aufwendig und nur über lange Perioden zielführend. Zur Klärung der Kinematik und des Bewegungsmechanismus sind neben allgemeingeologischen Aufnahmen besonders hydrologische und geodätische Untersuchungen der verschiedensten Art notwendig.
Der Talzuschub Gradenbach umfasst eine Fläche von mehr als 2 km² und wurde aufgrund von verheerenden Murenkatastrophen 1965 und 1966 in den letzten 40 Jahren eingehend untersucht. Neben einer umfassenden geologisch-geotechnischen Beschreibung des Objektes werden umfangreiche Ergebnisse aus Zeitreihenuntersuchungen präsentiert. Außerdem wird auf die klimatischen Verhältnisse, besonders das Niederschlagsgeschehen eingegangen. Die Aktivität der Hangbewegungen steht in sehr engem Zusammenhang mit der Höhe des Bergwasserspiegels und lässt sich gut mittels multipler Regression abschätzen. Von großem Vorteil bei der Untersuchung der gegenseitigen Beziehungen erweisen sich die fast lückenlosen, langjährigen und in kurzen Intervallen aufgezeichneten Messdaten. Die Auswertungen am Talzuschub Gradenbach zeigen aber auch auf, wie schwierig es ist, zuverlässige Prognosen für die Hangbewegung trotz der vorliegenden Messreihen zu formulieren.
Das Bewegungsverhalten wird außerdem mit 15 weiteren tiefgreifenden Hangdeformationen in den Alpen verglichen. In einer umfassenden Übersicht werden dafür qualitative und quantitative Parameter, wie z.B. die Geometrie, die Exposition und Hangneigung, die hauptsächlichen geologischen Einheiten, die dominierenden Trennflächenscharen sowie die Bewegungsraten über unterschiedlich lange Intervalle zusammengestellt.

Geotechnical and Kinematical Analysis of the Sagging Slope Gradenbach – Carinthia/Austria

Abstract

Sagging of mountain slopes are deep-seated gravitational slope deformations. Owing to their large aerial extent and their destructive impact on torrent regulation dams, reservoirs, road cuttings, tunnels and settlements it is important to understand the kinematics and the mechanism of motions. This data can only be obtained from long time series studies. The results of precipitation, snow melt, run-off, slope water and mass movement are discussed in terms of comprehensive statistical analyses. Time series analysis provides indications of the trends and cyclic parts of the observed data. In more than twentyfive years of study, results have been obtained showing the dimensions and the range of the data, the movement over time and the causes. In addition to morphological, geological and geotechnical parameters as well as geophysical properties of the sagging of the mountain slope "Gradenbach", several aspects of the time-dependence and the relationship to external factors can also be explained.
The activity of the mass movement is in very close relationship with the height of the ground water table and can be well estimated by multiple regressions. The complete data in short intervals over a long period are favourable for the investigations of the connexions between the mutual relations.
Additionally, the movement behaviour is compared with 15 further examples of deep-seated slope deformations in the Alps. For that reason a comprehensive dataset is built up consisting of qualitative and quantitative parameters e.g. geometry, exposition, slope inclination, main geological units, predominant discontinuity sets as well as the surface displacement rates over varying intervals.

Einführung

Talzuschübe sind großflächige (z.T. mehrere km²) und tiefgreifende (z.T. >100 m Tiefgang) Hangbewegungen. Hierdurch wird eine tiefreichende Deformation der Gebirgshänge bewirkt, wobei es aber nicht zu einem Bruch kommt wie bei Bergstürzen, wo die zumeist nischenförmige Anbruchsfläche und die daran anschließende Gleit- und Sturzbahn ausgeprägt sind. Zu beobachten sind diese tief in den Gebirgskörper eingreifenden Massenbewegungen vor allem in Glimmerschiefern, Gneisen und Phylliten. Bei der Betrachtung der verformten Masse als Ganzes bleibt der Zusammenhang gewahrt, doch kann im Maßstab von Felsaufschlüssen eine Auflösung der kontinuierlich erscheinenden Verformung beobachtet werden (ZISCHINSKY, 1969b).

Seit STINY (1942) und AMPFERER (1940) in den 40er Jahren die Probleme der tiefgreifenden Deformation von Gebirgshängen in Form der Bergzerreißung („mountain splitting") und des Talzuschubes („sagging of mountain slopes") zum ersten Mal im Alpenbereich vertieft aufgegriffen haben, sind diese Phänomene vor allem unter geologischen, geomechanischen und kinematischen Aspekten behandelt worden. Schon Stiny wies darauf hin, dass je nach Aktivität im oberen Abschnitt einer tiefgreifenden Deformation Phänomene der Bergzerreißung mit Zugspalten, hangparallelen Mulden, im unteren Teil das Phänomen Talzuschub mit konvex gewölbter Hanggeometrie zu beobachten sind. In diesem Sinne ist in Abb. 1 eine schematisierte Darstellung morphologischer Phänomene solcher tiefgreifend in Bewegung befindlicher Gebirgshänge gegeben.

In den Untersuchungen der 1960er und 1970er Jahre wurden vor allem geomorphologische Phänomene tiefreichender Kriechhänge erarbeitet und aufgrund dieser Geländebefunde Aussagen zu Geometrie und den Mechanismen vorgelegt. In jüngerer Zeit wurden an instabilen Talflanken zunehmend geotechnische Teilaspekte untersucht, die u. a. geodätische Vermessungen, geophysikalische Untersuchungen, boden- und felsmechanische und hydrogeologische Kennwerte umfassen. Dies geschah auch häufig infolge der Tatsache, dass die direkten und indirekten Auswirkungen der tiefgreifenden Hangdeformationen auf die alpine Umwelt beträchtlich sind. Durch die andauernde, langsame und tiefgreifende Hangdeformation werden unmittelbar Gebäude, Verkehrswege, (Druck-)Stollen und Tunnel sowie Wildbachverbauungen und Stauwerksanlagen beschädigt oder gar zerstört. Indirekt sind auch die unterhalb gelegenen Siedlungen, z.B. an den Talausgängen und an den Hauptvorflutern durch Vermurung oder Überflutung gefährdet (NEUHAUSER & SCHOBER, 1970; BONZANIGO, 1988; LEOBACHER & LIEGLER, 1998; TENTSCHERT, 1998; MOSER & WEIDNER, 1998).

In dieser Arbeit sollen die über 20-jährigen Untersuchungsergebnisse des Talzuschubes Gradenbach/Kärnten mitgeteilt werden, die ein breites Spektrum signifikanter geotechnischer Aspekte umfassen, um besonders die Kinematik einer solchen tiefgreifenden Deformation abzuklären. Dabei wird besonders die zeitliche Variation des Bergwasserspiegels innerhalb des instabilen Terrains und dessen Auswirkung auf die Kinematik beleuchtet.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

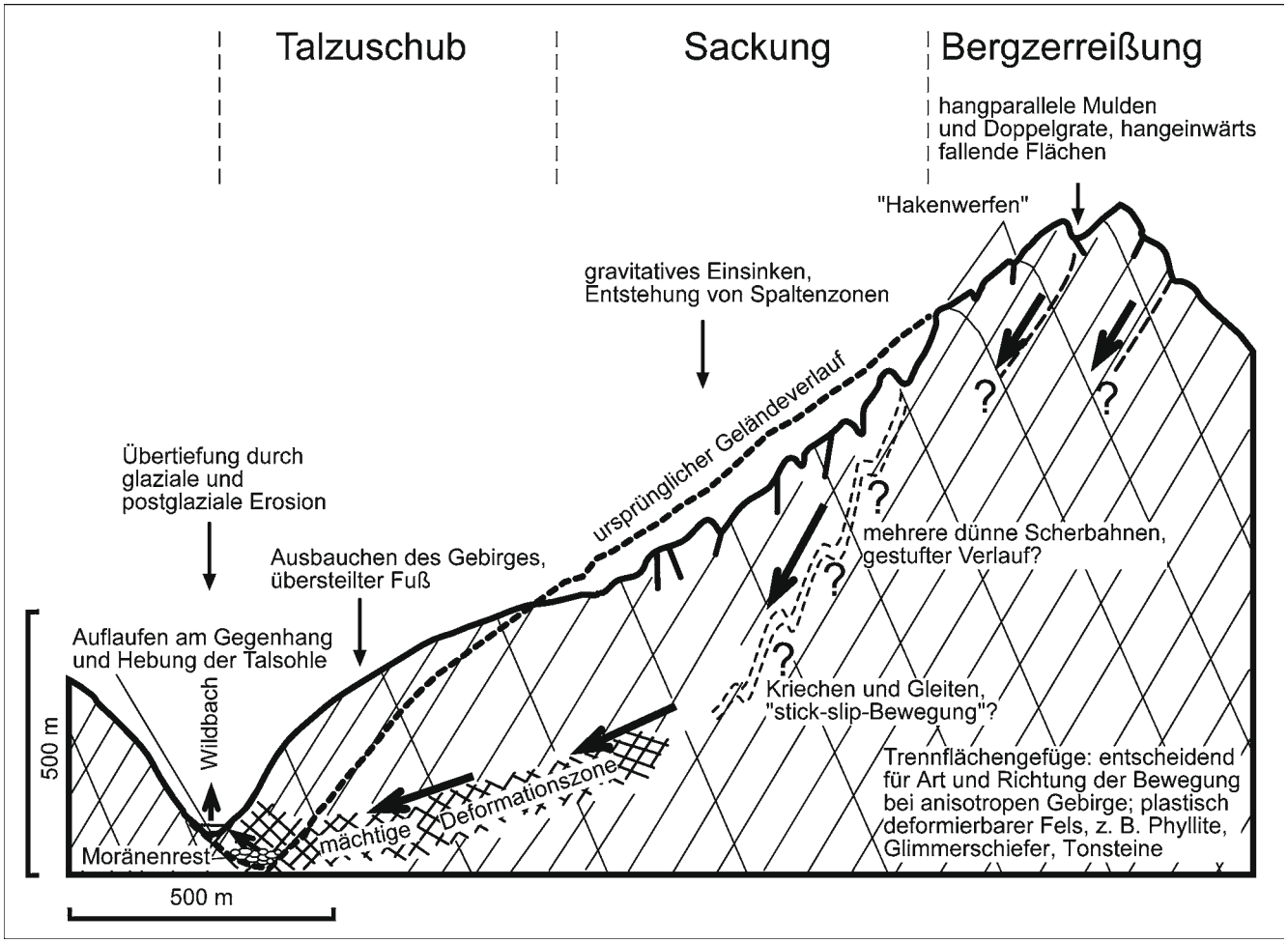

Abb. 1.
Schematische Darstellung morphologischer Phänomene und Kennzeichen einer großflächigen, tiefgreifenden Hangdeformation im Finalstadium bei überwiegend einheitlich kompetentem, anisotropem Gebirge.
Die morphologischen Veränderungen sind überhöht dargestellt.

Historischer Rückblick und die Niederschlagskatastrophe 1966

Nach den Ausführungen von STRITZL (1971) erfolgte die bäuerliche Besiedlung des Rutschhanges um die Mitte des 18. Jahrhunderts, weshalb mit Sicherheit angenommen werden kann, dass zum damaligen Zeitpunkt keine Bewegungssymptome zu erkennen waren. Andererseits jedoch war unmittelbar nach dem Hochwasser von 1966 am frisch abgeschliffenen Ufer eine Stelle erkennbar, wo eine Felspartie unter Wahrung des Schichtverbandes auf einer Moräne oder einem altem Murenschutt auflagerte. SUDA (1884) berichtet über „bedeutende Verheerungen an Feldern, Wiesen, Uferversicherungen und auch an der am linken Ufer der Möll führenden Landesstraße“ oberhalb von Döllach. Die Möll wurde durch den von rechts einmündenden Gradenbach an das linke Ufer gedrängt, aufgestaut und floss anschließend über höher gelegene Bereiche des linken Ufers. Es dürften nach seiner Ansicht wohl nicht die letzten Verheerungen gewesen sein. Auch künftig würden sie sich wiederholen, sogar in noch stärkerem Ausmaß, wenn keine Gegenmaßnahmen (Bachregulierung, Aufforstung) getroffen würden.

Die ersten überlieferten Rutschbewegungen der SE-Flanke des Eggerwiesenkopfes sollen 1917 nach einem sehr schneereichen Winter aufgetreten sein, und seither datiert diese jüngste Bewegungsperiode an (STRITZL, 1971). Dagegen beschreiben Bilddokumente schon Bewegungen aus den Jahren 1870 und ca. 1880 bis 1885. Im Jahre 1870 sind z.B. im Bereich des Berchtoldgrabens umfangreiche Grabenanrisse sichtbar. In der Schluchtstrecke des Gradenbaches sind Verheerungen bis hinauf zum Waldrand dokumentiert.

Abb. 2.
Blick vom Fuß der Talzuschubsstirn auf den Schwemmfächer und der durch die Murenkatastrophe von 1966 zerstörten Ortschaft Putschall.
Im Vordergrund sind die nach der Katastrophe neu errichteten Betonsperren.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 3.
Die z.T. bis zum Giebel eingemurten Häuser von Putschall.
Aufnahme 1968.

Abb. 4.
Blick auf die hohen Uferanbrüche in stark bewegten Serizit- und Chloritphylliten unterhalb des Berchtold-Gehöftes.
Aufnahme 1969.

Auf einer Postkarte von ca. 1880 bis 1885 und einer Landschaftsfotografie um 1880 (im Gasthaus „Zur Post“ in Döllach) lassen sich umfangreiche Massenbewegungen bis zum Bereich des Siedlungs- und Wirtschaftsgebietes hinauf erkennen. Außerdem sind Zerstörungen im Bereich des Schwemmkegels bis nach Döllach und Erosionsschäden am Berchtoldgraben erkennbar. Der Vergleich der Katasterkarte aus dem Jahre 1826 mit einem Luftbild von 1967 von KRONFELLNER-KRAUS (1974) zeigt, dass sich in diesen 141 Jahren einige Punkte bis zu 60 m verschoben haben, was bei Annahme einer kontinuierlichen Bewegung einer Bewegungsrate von ca. 40 cm/a entspricht.

Die ersten Verbauungen wurden in den 30er Jahren vorgenommen. Aus den Jahren 1957, 1965 und 1966 sind Hochwässer überliefert, von denen die beiden letzten zur Zerstörung oder derart schweren Beschädigungen von 15 Häusern der Ortschaft Putschall führten, dass diese aufgegeben werden mussten (Abb. 2, 3). Die Großglockner-Bundesstraße wurde ebenfalls zweimal auf ca. 300 m Länge zerstört. Mindestens eine Million Kubikmeter Murmaterial wurde teils am Schwemmkegel abgelagert, teils in die Möll verfrachtet. Der Schwemmkegel wurde bis zu 18 m über das frühere Niveau aufgebaut (STRITZL, 1971).

In der an den Schwemmkegel anschließenden Schluchtstrecke ergaben sich durch Unterschneidungsprozesse Uferanbrüche mit einer Tieferlegung des Bachbettes um teilweise mehr als 10 m (Abb. 4).

Geographischer und geologischer Überblick

Die kritische Strecke des Talzuschubes Gradenbach liegt am Ausgang des Gradenbaches in das Mölltal, ca. 5 km südlich von Heiligenblut. Das Ausmaß der Hangbewegung umfasst den gesamten Hang von der Grabensohle bis zum Kamm auf einer Breite von ca. 1000 m und einer Fläche von insgesamt über 2 km² (Abb. 5 und 6).

Im Bereich der Schluchtstrecke ergibt sich eine ausgesprochene Asymmetrie der Talflanken. Die rechte Talflanke in der Schluchtstrecke ist sehr steil und weist oberhalb der eigentlichen Steilstufe ein sehr gleichmäßiges Relief von 35° bis 40° auf. Die linke Grabenseite in der Schluchtstrecke ist zunächst durch die aktiven Felsanbrüche übersteilt (z.T. über 50°), weiter hangaufwärts aber nur durchschnittlich ca. 25° geneigt. Das Relief ist sehr unruhig und es wechseln sich immer wieder steile und flache Zonen ab. Auf der Ostseite der Hangbewegung ist ab 1400 m Sh deutlich die Hauptabrisskante ausgeprägt, die sich bis ca. 1950 m Sh in NNW-Richtung und dann ab 1950 m Sh in NW-Richtung bis in eine Höhenlage von 2150 m Sh hinzieht. Im obersten Bereich weist die Abbruchkante

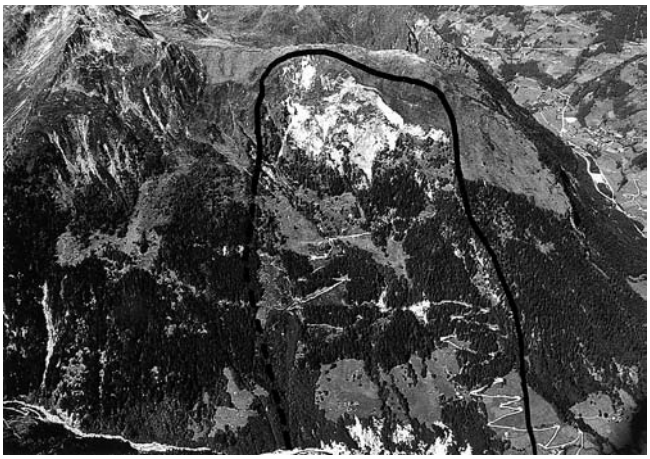

Abb. 5.
Blick auf den Talzuschub Gradenbach (umrandet). Aufnahme Jakob, F., freigegeben vom BMLV mit ZL13088/362-1.6/86, Aufnahmedatum: 22.09.1986, Flughöhe: 3000 m, Blick nach Norden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

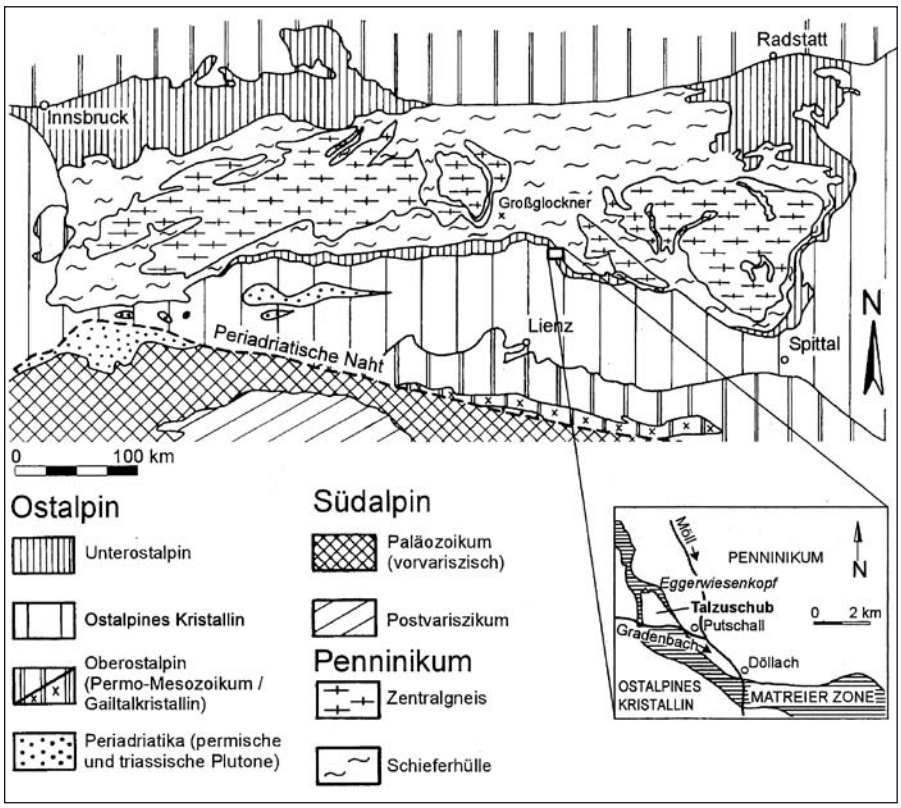

Abb. 6.
Geologisch-tektonische Übersichtskarte (mod. nach BECK-MANNAGETTA & MATURA, 1980).

eine Höhe von ca. 40 m auf. Damit unterscheidet sich der Talzuschub Gradenbach sehr deutlich von anderen weniger aktiven Hangbewegungen, bei denen 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 Felssturz- und Moränenmaterial nur mit Hilfe der Überwachung eines Polygonzuges festgestellt worden (KRONFELLNER-KRAUS, 1974).

Der kritische Bereich liegt zur Gänze in den Gesteinsserien der Matreier Zone. An der häufig wechselnden Folge von Phylliten sind vor allem Kalk-Glimmer-Phyllite, Chlorit-Phyllite, Muskowit- und Serizit-Phyllite, Graphit-Phyllite und Quarz-Schiefer beteiligt.

Die Lagerung entspricht in weiten Bereichen des Talzuschubes mit einem Streichen Richtung SE bis ESE und einem Fallen von 30° bis 50° nach SW bzw. SSW der umgebenden Lagerung des ungestörten Gesteinsverbandes der Matreier Zone.

Geotechnische Verhältnisse und Hangbewegungen

Zusammenfassung der Ergebnisse der Refraktionsseismik

Geophysikalische Modelle konnten im Bereich der Talzuschubsmasse schon in den 1980er Jahren vorgelegt werden (BRÜCKL, 1984). Verfeinerte und mit detaillierten geotechnischen Analysen versehene Arbeiten erfolgten ab Ende der 1990er Jahre wiederum von BRÜCKL & BRÜCKL (2006) und BRÜCKL et al. (2006).

Das Ergebnis der Messungen 1984 ist ein seismisches Vierschichtenmodell. Die beiden Querprofile zeigen die Tiefenerstreckung der bewegten Masse, die durchschnittlich bei ca. 100 m liegt. An der östlichen Begrenzung des Talzuschubes tritt kompakter Fels bis auf wenige Meter an die Oberfläche. Die westliche Begrenzung ist weniger deutlich ausgeprägt, da die Auflockerungsschicht hier immer noch ca. 30 m beträgt. Im unteren Teil des Längsprofils und im westlichen Teil des unteren Querprofils wird unbewegtes Gebirge sogar erst in einer Tiefe von 160 bis 170 m erreicht (Abb. 7).

Das geophysikalische Untersuchungsprogramm ab 1998 sah zwei weitere geophysikalische Profile vor. Ein Querprofil wurde im oberen westlichen Bereich in einer Höhenlage von 1800 m Sh, ein weiteres bei 1500 m Sh ebenso im westlichen Bereich der Talzuschubsmasse angelegt.

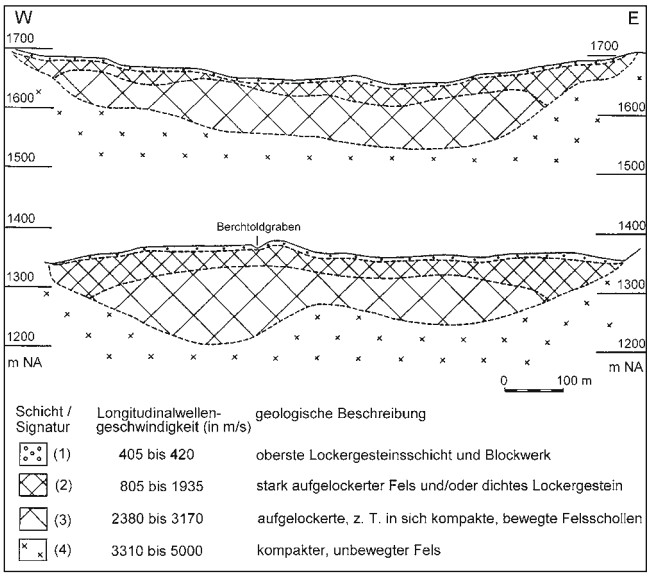

Abb. 7.
Refraktionsseismische Querprofile über den Bereich des Talzuschubes (mod. nach BRÜCKL, 1984).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Durch die seismischen Untersuchungen und durch Kenntnis der Tiefenlage der Gleitzone in den Bohrungen Egg 2 (mindestens 130 m) und Gradenbach in der Grabensohle (ca. 30 m) konnte flächendeckend für die Talzuschubsmasse eine Angabe zu Tiefenlage der Gleitzone und zu Fläche und Volumen der bewegten Masse gemacht werden.

Das Modell ergab aufgrund der seismischen Messungen und der beiden Resultate aus den Bohrungen (Egg 2 und Gradenbach) eine Fläche von ca. 1,7 * 10^6 m^2 und ein Volumen von ca. 121 * 10^6 m^3 für die bewegte Masse. Dies ergibt eine durchschnittliche Mächtigkeit von 70 m mit teilweise mehr als 120 m, die in den unteren und mittleren Bereichen erreicht wird. Die Genauigkeit der Volumen- und Mächtigkeitsangaben wird mit ±15 % angegeben (BRÜCKL & BRÜCKL, 2006).

Verteilung und Art der Festgesteine

Der Ostteil der Talzuschubsmasse wird von dunkelgrauen Kalk-Glimmer-Phylliten beherrscht, im Gegensatz zum mittleren und westlichen Teil, in dem vorwiegend karbonatfreie Metasedimente der Matreier Zone (Chlorit-Phyllite, Quarzite und Serizit-Phyllite) vorkommen. Je nach petrologischer Beschaffenheit und Durchtrennungsgrad liegen die Phyllite in einer blätterig-kleinschuppigen bis quaderig-bankigen oder großplattigen technischen Gebirgsfazies vor (Klassifizierung nach MÜLLER, 1963). Untergeordnet sind schmale Marmorzüge in die karbonatführenden Metasedimente eingelagert sowie Späne und Schuppen von Arkosegneis in die karbonatfreien Metasedimente (Abb. 8). Vereinzelt finden sich Serpentin-Talkschiefer, Dolomitbrekzien und gelbliche Rauwacken, die zu sandigem Grus zerfallen. Die östliche Begrenzung der Talzuschubsmasse besteht zum großen Teil aus Gesteinen des oberen Glockner-Deckensystems mit Karbonatglimmerschiefern. Westlich des Talzuschubes liegt die Deckengrenze zum ostalpinen Schober-Kristallin mit dem Petzeck-Rotenkogel-Komplex, der vorwiegend im Bereich des Fleckenkopfes von Granat-Glimmerschiefern und Paragneisen aufgebaut wird (PESTAL et al., 2009). Die Abfolge zeigt überwiegend eine höhere Verbandsfestigkeit als die Phyllite der Matreier Schuppenzone.

Verteilung und Art der Lockergesteine

Die Festgesteine werden z.T. mit einer Mächtigkeit von mehr als 5 m von Felssturzmaterial, Moränen und fluvioglazialen Sedimenten überlagert. Grobblockiges Felssturzmaterial findet sich bevorzugt an der westlichen Begrenzung der Talzuschubsmasse und stammt aus dem Petzeck-Rotenkogel-Komplex des Fleckenkopfes. Weitere, wesentlich geringmächtigere Felssturzmassen sind an Steilabsätze innerhalb der Phyllitverbände gebunden. Eine großflächige und teils mehr als 5 m mächtige Moränenüberdeckung erstreckt sich mit bis zu 400 m Breite entlang der westlichen Begrenzung des Talzuschubes von der Grabensohle bis ca. 1900 m Sh. Ein schmaler Moränenstreifen findet sich auch zwischen 1400 und 1900 m Sh entlang der östlichen Begrenzung der Talzuschubsmasse. Die Verwitterungs- bzw. Hangschuttauflage ist mit vorwiegend weniger als 1 m Mächtigkeit als gering einzustufen.

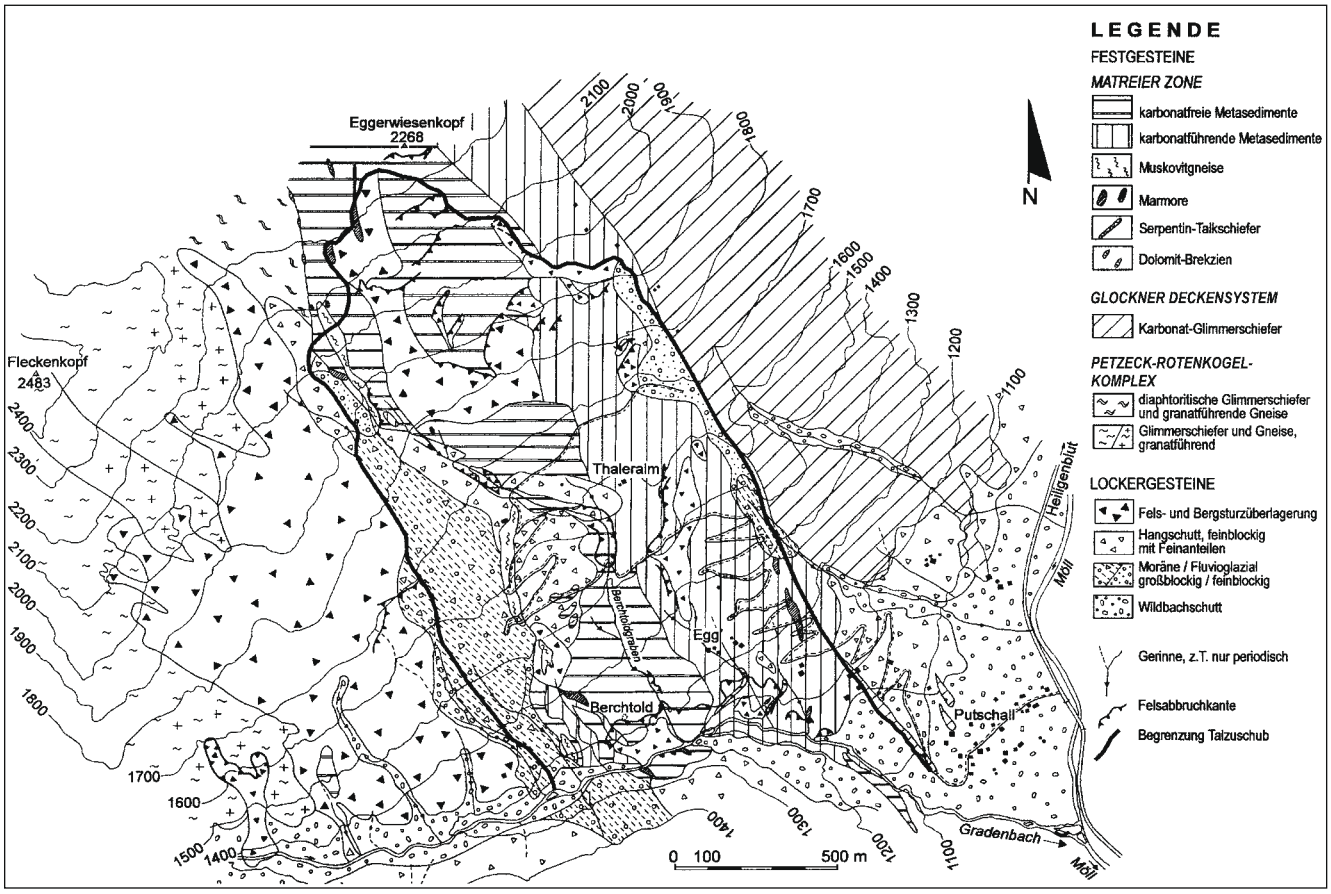

Abb. 8.
Geologisch-geotechnische Karte der SE-Flanke des Eggerwiesenkopfes.
Zusammengestellt aus den unveröffentlichten Dipl.-Arbeiten von STOLL (1981) und MAZUR (1982).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Struktur- und hydrogeologische Einheiten

Vorbemerkung

Besonders durch die Untersuchungen von ZISCHINSKY (1969a, b) 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. Innerhalb eines potentiell einheitlich teilbeweglichen Gebirgskörpers können Bereiche verschiedener effektiver Teilbeweglichkeit unterschieden werden. Diese effektive Teilbeweglichkeit äußert sich sehr signifikant in einer unterschiedlichen Ausbildung der Kluftkörperform und -größe. Hierdurch werden strukturgeologische Einheiten geschaffen, die auch hydrogeologisch wirksam sind (Abb. 9).

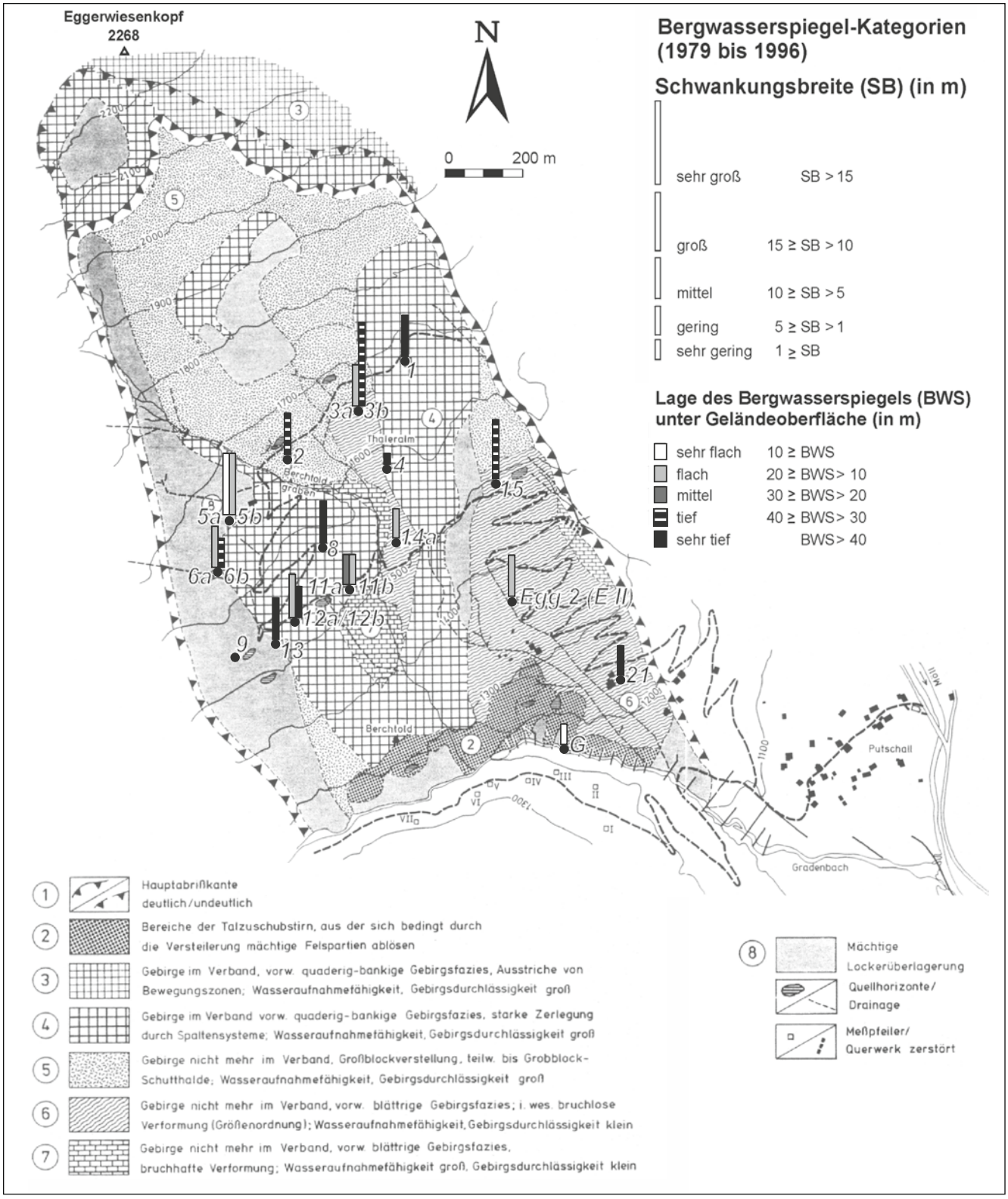

Abb. 9.
Strukturgeologische und hydrogeologische Einheiten im Bereich des Talzuschubes.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Zonen oberhalb der Hauptabrisskante

Durch Ausstriche von Bewegungsbahnen liegt ein teilweise sehr stark zerlegter, aber noch im Verband befindlicher Felskörper in quaderig-bankiger Gebirgsfazies vor. Das Öffnen des Gebirgsverbandes äußert sich durch Muldenzonen und kleinere Spaltenzonen, die Ausstriche von Bewegungsbahnen markieren (struktur- und hydrogeologische Einheit 3). Das sich entwickelnde Bruchmuster paust das Trennflächengefüge durch, wobei die Scherklüfte und Störungssysteme (ESE-streichend) des Phyllit-Verbandes für die Auflockerung und die Öffnung des Gebirgsverbandes besonders verantwortlich sind (s. auch Abb. 33). Entsprechend den geotechnischen Verhältnissen ist der Bergwasserspiegel in diesen Zonen sehr tief liegend (mehr als 50 m unter Gelände).

Die Hauptabrisskante

Je nach Intensität der kinematischen Prozesse können hier von steilen Abbrüchen mit lang durchhaltenden Abrisskanten (Bsp. Schuders/Prätigau) über hangparallele Flächen als treppenartige Absätze (Bsp.: Glunzerberg – Bretterwandbach, Matrei/Osttirol) bis hin zu kaum wahrnehmbaren muldenförmigen Depressionen (Bsp.: Schlanitzenalm-Gleitung, Reppwand-Gleitung/Kärnten) alle Erscheinungsformen beobachtet werden. Im Falle des Talzuschubes Gradenbach liegt ein deutliches Absetzen des eigentlichen Sackungskörpers mit hohen Anbruchswänden (teilweise bis 30 m) von dem sich nur geringfügig bewegenden anschließenden Gebirgskörper der Kammregion vor (Abb. 10).

Abb. 10.
Blick auf den z.T. in ein Schollenmosaik zerlegten obersten Bereich der Talzuschubsmasse unterhalb der deutlich ausgeprägten Hauptabrisskante.

Zonen innerhalb der aktiven Talzuschubsmasse

Besonders unterhalb der Hauptabrisskante kann ein Gebirgskörper beobachtet werden, der durch die Vorgänge der Hangtektonik weitgehend nicht mehr im Verband ist und Großblockverstellung mit großen Spaltenzonen zeigt, wo ein schnelles Versitzen und Abführen der Niederschläge erfolgt (struktur- und hydrogeologische Einheit 5; Abb. 9). Im Mittelteil herrscht ein stark grobblockiger, zerlegter und Spaltenzonen mit mehr als 5 m Breite aufweisender Gebirgskörper vor (struktur- und hydrogeologische Einheit 4). Hier erfolgt ein schnelles Eindringen aber auch einen sofortiger Abtransport der Wässer. Ein deutliches Verdrehen des regionalen Trennflächengefüges ist nicht zu beobachten. Eine Abtrennung von Großschollen erfolgt nach steil stehenden ac-Klüften (120-140/70-90°) und mittelsteil einfallenden Schieferungsflächen (200-230/60-30°), die teilweise als Störungsflächen ausgebildet sind.

Der im Jahre 1981 durchgeführte Markierungsversuch hat gezeigt, dass die hydraulische Wirksamkeit der Zone 4 in größerer Tiefe der Talzuschubsmasse sehr schwer abzuschätzen ist. Durch die hangtektonischen Prozesse wird durch die Mylonitisierung ein erheblicher Feinanteil im Phyllit-Material bereitgestellt, der auch in den stark durch Spalten aufgelockerten Hangpartien zu weniger durchlässigen Zonen in den tieferen Bereichen der Talzuschubsmasse führt. Die Folge davon ist, dass bei Starkniederschlägen oder sehr raschen Schneeschmelzvorgängen (z.B. wie bei den Witterungsverhältnissen vom Jahre 1975) auch in dieser Zone der Aufbau eines hydrostatischen Kluftwasserschubes möglich ist.

Neben den Bereichen mit großer Wasseraufnahmefähigkeit und großer Gebirgsdurchlässigkeit finden sich auch Zonen mit kleiner Wasseraufnahmefähigkeit und kleiner Gebirgsdurchlässigkeit. Diese Zonen sind durch eine feinblättrige Gebirgsfazies mit sehr viel Feinanteil und geringer Spaltenbildung gekennzeichnet. Bevorzugt sind solche Gebirgspartien im unteren Teil der Talflanke zu finden (struktur- und hydrogeologische Einheit 6). Kleinere, derartig ausgebildete und weniger durchlässige Bereiche finden sich auch im Mittelteil der Talzuschubsmasse, die für das Entstehen größerer Quellhorizonte und ebenso für Zonen mit starken Bergwasserspiegelschwankungen verantwortlich sind (s. auch Abb. 14).

Die Talzuschubsstirn

Die morphologische Ausbildung der Stirn ist besonders geprägt worden durch die Hochwasserereignisse der Jahre 1965 und 1966. Es erfolgte nicht nur eine Tieferlegung des Bachbettes in 10-m-Dimension, sondern es bildeten sich auch durch Unterschneidungsvorgänge steile, mit Neigungen von teilweise mehr als 50° höchst anfällige Felshänge. Diese Instabilität äußert sich in immer wiederkehrenden Felsbewegungen der verschiedensten Art (Felsablösungen entsprechend dem Trennflächengefüge, Bildung von z.T. rotationsförmigen Gleitkörpern).

Sekundäre Hangbewegungen infolge der tief greifenden Hangdeformation

Aufgrund der petrographisch-strukturellen Beschaffenheit des Gebirges, der morphologischen Situation und der andauernd wirksamen hangtektonischen Prozesse innerhalb der bewegten Gebirgsmasse lassen sich signifikante se-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

kundäre Hangbewegungen feststellen. Besonders davon betroffen sind die Talzuschubsstirn und die Abrissbereiche, sowohl entlang der Hauptabrisskante als auch entlang untergeordneter Gebirgs-Teilkörper. In der geologisch-geotechnischen Karte sind von den nachfolgend aufgeführten Hangbewegungen nur die größeren Felsanbruchbereiche eingetragen (Abb. 8).

Östlicher Bereich der Talzuschubsstirn

Die Kalkphyllite im östlichen Bereich der Talzuschubsstirn sind nicht mehr im Verband und liegen in einer blätterig-kleinschuppigen technischen Gebirgsfazies vor. Die weiter westlich ausgeprägte Versteilung der Stirn des Talzuschubes ist in diesem Bereich durch einen fast vollständig erfolgten Böschungsausgleich nicht vorhanden. Die Folgen von Kriechbewegungen des hochteilbeweglichen Phyllitverbandes zeigen sich in der z.T. sehr unruhigen Morphologie, wobei sich Oberflächenkriechen und das Gleiten entlang tiefer liegender Bewegungsbahnen überlagern.

Mittlerer Bereich der Talzuschubsstirn

Der zumeist übersteilte Abschnitt der Talzuschubsstirn vom eigentlichen Beginn der Schluchtstrecke bis zur Mündung des Berchtoldbaches in den Gradenbach zeigt linksufrig überwiegend noch das regionale Trennflächenmuster der Matreier Zone, mit einer quaderig-bankigen bis großplattigen Gebirgsfazies. Entsprechend der Stellung der Böschung und der Trennflächenscharen sind Ausgleitungen größerer Felskeile mit einem Volumen von bis zu 100 m³ möglich. Es liegen aber auch hier Gebirgsstrukturen vor, die auf der völligen Auflösung und Entfestigung des Phyllitverbandes aufgrund hangtektonischer Prozesse beruhen. Bei den möglichen Massenbewegungen in solchen entfestigten und beanspruchten Phyllitverbänden treten deutlich deren mechanische Eigenschaften eines schwach bindigen Lockergesteins hervor. Es entwickeln sich rotationsförmige Bruchmuscheln, die, ausgehend von lang durchhaltenden Rissen, durchaus mit den bekannten rotationsförmigen Bruchmuscheln in Lockergesteinen verglichen werden können.

Westlicher Bereich der Talzuschubsstirn

Westlich des Berchtoldbaches, unterhalb des ehemaligen Berchtoldgehöftes, schließt sich eine Zone an, in welcher der Felsverband besonders stark durch die Auswirkungen der Hangtektonik verstellt wurde. Die Veränderungen des Gebirgsverbandes reichen von bruchhaften Deformationen in Form von Knickungen einzelner Schichtstöße des Phyllitverbandes bis hin zu quasi-plastischen Verformungen des hochteilbeweglichen Phyllitverbandes. Zusätzlich entstanden breite Mylonitzonen, die Ausstriche von Bewegungszonen markieren.

Hauptabrissbereich

Besonders unterhalb der übersteilten Partien der Hauptabrisskante sind Bereiche mit erheblichen Felssturzablagerungen entwickelt. Die Ablösung von Felskeilen an der Hauptabrisskante wird durch drei wirksame Trennflächenscharen bestimmt und kann folgendermaßen charakterisiert werden:

- Nachsinken und Vorrücken der obersten, stark in Bewegung befindlichen Bereiche der Talzuschubsmasse entlang der 30 bis 40 m hohen Abrisskante
- Sukzessive Entfernung des Widerlagers der oberhalb befindlichen Bergzerreißungszone
- Öffnen des Felsverbandes entlang der Kluftscharen (K_1 0/70 bis 40/90), die spitzwinkelig zu der Hauptanbruchsfläche ausstreichen
- Abgleiten größerer Felskeile in Richtung der Verschnittlinie (225/40) der Schieferungsflächen mit einer Großkluftschar bzw. direkt auf den Schieferungsflächen.

Die Gleitbewegungen werden durch die Tatsache begünstigt, dass der Reibungswinkel φ_S auf den Schieferungsflächen von serizithaltigen Kalkphylliten nur noch Werte von 9 bis 17 Grad aufweist (MOSER & GLUMAC, 1982). Quarzarme Phyllite mit ausgeprägt graphitischem Charakter weisen nach PÖCHHACKER (1974) einen Reibungswinkel von weniger als 20 Grad auf. Auch die Trennflächen phyllitischer Glimmerschiefer besitzen nach CZECH & HUBER (1990) nur noch ein φ_S von 16 Grad. Bei mylonitisierten oder zerscherten Phylliten, so wie sie auch an der Talzuschubsstirn vorkommen, kann der Reibungswinkel φ_G des (Locker-)Gesteins auch teilweise nur noch 12 bis 14 Grad betragen. Oberhalb der Hauptabrisskante sind durch die rückschreitenden Auflockerungsprozesse ausgeprägte Spaltenzonen entstanden. Sie sind als Schwächezonen der Ansatzpunkt für die künftige Rückverlagerung der Abrisskante durch weitere Felsgleitungen.

Klimatische Situation

Das Klima des oberen Mölltales und somit auch des Arbeitsgebietes wird stark durch die topographischen Gegebenheiten geprägt, insbesondere durch die hohen Gebirgsstöcke, welche die Täler umrahmen. In den Tallagen wird ein kontinental geprägtes Klima vorgefunden, in den höheren Regionen bis zu den Gipfeln herrschen ausgeglichenere klimatische Verhältnisse vor.

Die durchschnittlichen Tagestemperaturen aus dem Zeitraum 1971 bis 1994 liegen im arithmetischen Mittel zwischen Ende November und Anfang März unter 0 °C. In der ersten Februarhälfte ist jedoch ein kurzer Exkurs über diese Marke zu verzeichnen, gefolgt von Kaltluftvorstößen, die zu einer Abnahme der durchschnittlichen Temperatur um 5 °C führen. Von Mitte Februar bis Ende März steigt die Temperatur kontinuierlich von ca. -4 °C auf +5 °C an. In den ersten beiden Aprilwochen ist eine Stagnation zu beobachten. Mitte Mai, eigentlich in der Zeit der sog. Eisheiligen, führt dafür ein besonders rascher und steiler Anstieg von ca. 4 °C auf eine durchschnittliche Tagestemperatur von über 10 °C. Dies ist auch meistens der Zeitraum, ab dem die S-SE-exponierte Bergflanke aper ist. Ein Kälterückfall (Schafskälte) Mitte Juni wird durch NW-Kaltluftvorstöße verursacht. Der Zeitraum mit den höchsten Temperaturen erstreckt sich über etwa 1½ Monate von Anfang Juli bis Mitte August. Die durchschnittlichen Tagestemperaturen liegen in dieser Zeit über 15 bis 18 °C.

Die mittlere langjährige Temperatur zwischen 1971 und 1994 an der Basisstation Egg/Fleißner (Kote 1210 m) liegt bei +6,4 °C. Die höchste mittlere Tagestemperatur wurde am 09.07.1982 mit +29,7 °C gemessen und die niedrigste am 07. 01. 1985 mit -17,5 °C. Zwischen 1971 und 1994

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

zeigt die Messreihe der mittleren Jahrestemperaturen einen schwachen positiven linearen Trend.

Als besonders warm erwiesen sich die Jahre 1982, 1983, 1989, und 1994 und als besonders kalt die Jahre 1978 und 1980 mit mehr als einem Grad über bzw. unter dem Durchschnitt von +6,4 °C. Die warmen Jahre 1982 und 1983 fallen in den Zeitraum mit der zweithöchsten Sonnenflecken-Relativzahl zwischen 1900 und 1990 (Relativzahlen aus FOUKAL, 1996). Mitte der 1970er Jahre beträgt diese Zahl nur etwa 60 % von der in den Jahren 1982 und 1983, weshalb zwar 1975/1976 eine leichte Erhöhung der mittleren Tagestemperatur festzustellen ist, aber kein ausgeprägtes Maximum vorliegt.

Niederschlagsverhältnisse

Nach FLIRI (1975) weisen Aufzeichnungen der in 1011 m Sh gelegenen Station Döllach, die unweit der Einmündung des Gradenbaches in die Möll liegt, im Januar im Schnitt 39 mm, im Juli dagegen 128 mm Niederschlag aus. Die vergleichbare, durchschnittliche Niederschlagsmenge an der Station Palik, die in einer Höhe von 1950 m Sh etwas oberhalb von Heiligenblut liegt, beträgt im Januar 140 mm und unterscheidet sich damit kaum von der Monatssumme im Juli mit 149 mm. Die Normalzahl des Niederschlags der Station Döllach beträgt nach oben genannter Literatur 873 mm. Angaben zu den langfristigen Niederschlagsverhältnissen in der Region Heiligenblut – Döllach zwischen 1900 und 1972 wurden auch von KRONFELLNER-KRAUS (1974) veröffentlicht. Im (hydrogeologischen) Jahr 1917 (Nov. 1916 bis Okt. 1917) wurden bei beiden Stationen von Nov. 1916 bis Jan. 1917 ca. 600 mm registriert, mehr als drei Mal so viel wie im langjährigen Niederschlagsmittel von 1901 bis 1950. 1917 war das Jahr mit außergewöhnlich ergiebigen Schneefällen im Winter, und es war das Jahr, aus dem nach STRITZL (1971) die ersten Rutschbewegungen an der Eggerwiesenkopf-SE-Flanke überliefert worden sind.

Einen Überblick über die maximalen, die mittleren und die minimalen monatlichen Niederschlagssummen sowie deren Häufigkeit an der Basisstation Egg/Fleißner (auf Kote 1210 m, an der östlichen Begrenzung des Talzuschubes) gibt Abb. 11. Die durchschnittliche Jahresniederschlagssumme (1969 bis 1996) ist höher als die vom Döllach und beträgt 925 mm, mit der größten mittleren Monatssumme im Juli (123 mm) und der größten Monatssumme im Oktober 1993 (305 mm). Das Tagesmaximum betrug 115 mm (25. 11. 1990; Schneefall bis ins Tal). Das Histogramm der Niederschlagshäufigkeiten (Monatssummen) ist linksteil, das heißt, die Häufigkeiten sind zu niedrigen Niederschlagssummen hin verschoben. 50 % der monatlichen Niederschlagssummen sind geringer als 65 mm und 90 % geringer als 155 mm. Die größte Besetzungszahl wurde für die Klasse 35 bis 55 mm mit 14,3 % ermittelt, der Mittelwert liegt bei 78 mm/Monat und die Standardabweichung beträgt 53 mm.

Über die gesamte Talflanke zeigt sich eine Zunahme der Niederschläge mit steigender Höhenlage. So werden nach KRONFELLNER-KRAUS (1974) und KIEFER (1983) bei den auf 1500 m Sh und 1650 m Sh gelegenen Stationen Berchtold und Wirt-Maraun etwa die 1,1- bis 1,2-fachen und bei der Station Illenalm auf 1890 m Sh ca. die 1,6-fachen Niederschlagssummen der Station Egg gemessen (aus Mittelwerten der Jahre 1970 bis 1972). Eine weitere, sehr detaillierte Auswertung der Niederschlagsverhältnisse, der Methodik und Messgenauigkeit geben LANG & HAGEN (1999). In ihre Auswertungen einbezogen sind auch die vier Sommer-Messstationen Berchtoldgraben (1500 m Sh), Wirth-Maraun (1660 m Sh), Gradenalm Kasern (1720 m Sh) und Eggerwiesenkopf (2150 m Sh). Mit diesen Messstellen ließ sich die Höhenabhängigkeit der Niederschlagssummen – jedoch nur für die Sommermonate – feststellen. Bis zu einer Monatssumme von ca. 200 mm Niederschlag ist eine Zunahme mit der Höhe zu verzeichnen und darüber eine Abnahme. Unter Beachtung der ermittelten Häufigkeiten der Monatsniederschlagssummen für das Sommerhalbjahr (Mai bis Oktober) der Jahre 1969 bis 1996 werden an der Basisstation somit für rund 96 % der gefallenen Niederschlagssummen zu geringe Werte aufgezeichnet. Für Niederschlagssummen bis 50 mm (15 % der Sommerniederschläge) in 1210 m Sh ist eine Zunahme um mehr als den Faktor 1,3 in 2150 m Sh festzustellen. Für Niederschlagssummen bis 100 mm (rund 60 % der Sommerniederschläge) bedeutet dies noch eine Zunahme um mehr als den Faktor 1,1. Neben den zu geringen Niederschlagssummen bei Schneefall, die gerätebedingt im Winter am Regensammler der Basisstation gemessen werden, wirkt sich somit auch die Höhenabhängigkeit der Niederschläge nachteilig auf

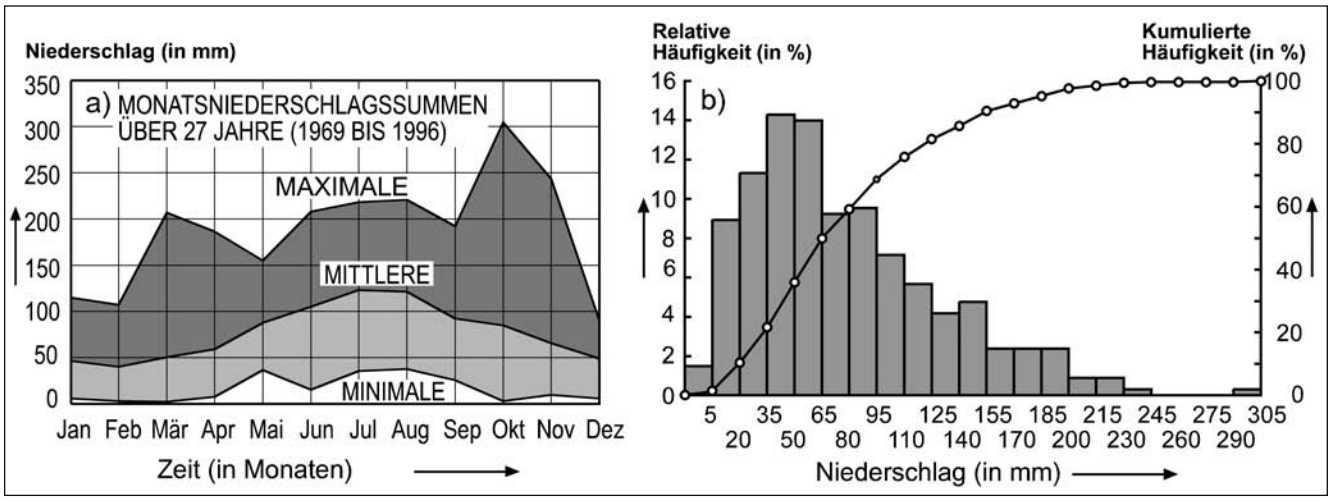

Abb. 11.
a) Jahresgang der monatlichen Niederschlagssummen sowie b) deren Histogramm und Summenhäufigkeit an der Station Egg/Fleißner zwischen 1969 und 1996. Die Lage der Messstelle kann Abb. 13 entnommen werden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

die Auswertung zur Ermittlung des Zusammenhanges zwischen den Niederschlägen und der Hangbewegung aus.

Die Ergebnisse der ausführlichen Untersuchungen der Niederschlags- und Abflussverhältnisse im Bereich des Talzuschubes wurden von GAO (1997), GAO et al. (1997) und LANG & HAGEN (1999) vorgelegt.

Bergwasserbeschaffenheit und -zirkulation

Im Rahmen der hydrogeologischen Untersuchungen wurden in den Jahren 1981 bis 1982 die physikalische und hydrochemische Beschaffenheit (pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Temperatur sowie Gesamthärte, Chlorid, Sulfat, SiO_2) der Quellwässer untersucht. Ergänzend wurde ein

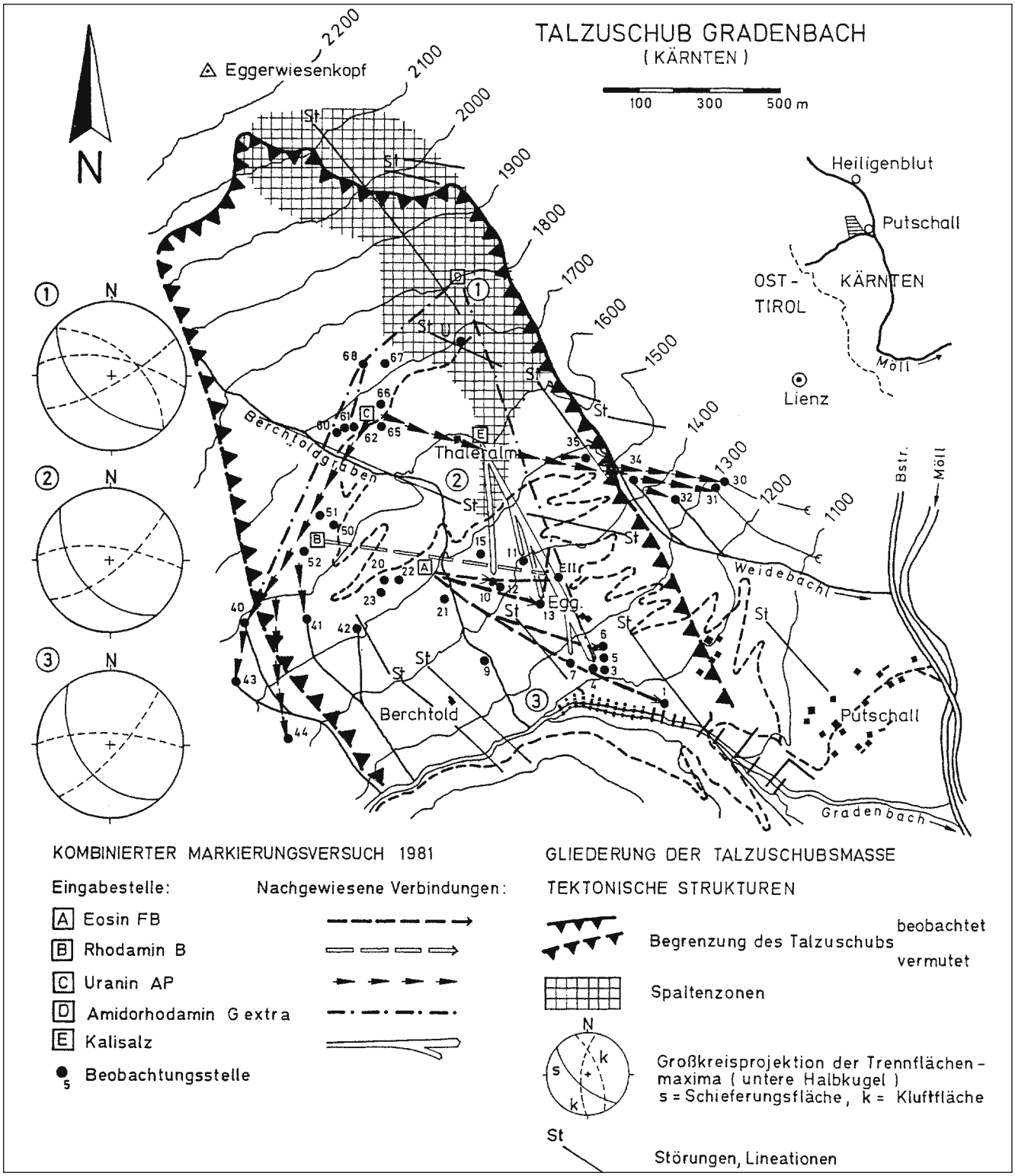

Abb. 12.
Bergwasser-Abzugsbahnen innerhalb der tiefgreifenden Hangdeformation.
Ergebnisse des kombinierten Markierungsversuches von 1981 (aus MOSER & KIEFER, 1988). Die Hauptentwässerungsbahnen orientieren sich an den vorgegebenen tektonischen Trennflächenscharen und verlaufen Richtung SW und ESE sowie nach S-SE entlang von Trennfugen in der Hauptverschiebungsrichtung, welche durch den Talzuschub geschaffen wurden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

umfassender Multi-Tracer-Versuch (Färbe- und Salzungsversuche) durchgeführt, um Angaben über die Verweilzeit der Niederschlagswässer und benutzte Abzugsbahnen innerhalb des bewegten Massenkörpers zu erhalten. Außerdem sollten gesicherte Anhaltspunkte zu den Auswirkungen auf die Kinematik gewonnen werden. Insbesondere sollte der hydraulischen Wirksamkeit der einzelnen Bewegungsflächen und der durch Gebirgszerreißung entstandenen Spaltenzonen nachgegangen werden. Aufgrund der Bergwasserbeschaffenheit konnten vier Bezirke mit unterschiedlichen Lösungsinhalten bestimmt werden. Die Grenzen zwischen diesen hydrochemisch ermittelten Bereichen konnten zum Teil auf engstem Raum gezogen werden, in einzelnen Fällen existiert eine Überlappung zweier Bezirke. Die maximale Gesamtmineralisation der Quellwässer liegt zwischen 3 und 22 mmol(eq)/L. In allen Bezirken ist das Calciumion das vorherrschende Kation und das Hydrogencarbonat- und das Sulfation sind die vorherrschenden Anionen (MOSER & KIEFER, 1988).

Die aufgrund der hydrochemischen und -physikalischen Untersuchungen vermutete Verbindung der hydrochemischen Bezirke II (im zentralen Bereich des Talzuschubes) und IV (östlicher äußerer Randbereich) wurde durch die Ergebnisse des Markierungsversuchs bestätigt, ebenso die unterschiedliche Orientierung der Entwässerung der beiden Wasserstockwerke im östlichen Teil des Talzuschubes. Für das tiefere Stockwerk zeigt dieser Bereich eine ESE-ausgerichtete Entwässerung entlang von Störungen und Klüften mit geringer Öffnungsweite und einer Abstandsgeschwindigkeit von bis zu 10 m/d. Oberflächennah konnte die Entwässerung innerhalb der stark zerlegten Kalkphyllite nach Süden mit Geschwindigkeiten von über 60 m/d nachgewiesen werden.

Eine weitere nachgewiesene Richtung für den Abzug der Tracer verläuft etwa parallel zu einer zweiten Trennflächenschar, die NE–SW streicht. Die Geschwindigkeiten aus den Hauptdurchgängen ergaben einheitlich für die an Trennflächen gebundenen Wasserbahnen einen Wert zwischen 2 und 10 m/d sowohl im mittleren als auch im unteren Teil des Talzuschubes.

Die zurückgewonnene Menge der eingesetzten Tracer war gering und wird zum einen darauf zurückgeführt, dass jeweils nur ein Teil des eingedrungenen Wassers in den Quellen der Talzuschubsmasse wieder zutage tritt. Zum anderen wurde auch eine Verweilzeit des Bergwassers im Gebirge von bis zu mehreren Jahren durch Tritiummessungen belegt (ZOJER & ZÖTL, 1975). Als hydrogeologisch wirksamste Parameter innerhalb der Talzuschubsmasse erwiesen sich die Haupttrennflächenscharen in ESE–WNW-streichender Richtung zusammen mit Störungssystemen, die ebenfalls den Abzug der Tracer nach Osten ermöglichen und über den gesamten beobachteten Bereich hinweg den Verlauf der subterranen Entwässerung beeinflussen (Abb. 12).

Bergwasserspiegelverhältnisse

Einleitung

Im Talzuschubsbereich wurden in den Jahren 1979 und 1980 für die Erkundung der Bergwasserverhältnisse insgesamt 16 Pegelbohrungen abgeteuft. Sechs der Pegel wurden für die Beobachtung unterschiedlicher Bergwasserstockwerke als sog. Stufenpegel ausgebaut. Aufgrund der bedingten Zugänglichkeit des Geländes und der zu erwartenden Teufenlage des Bergwasserspiegels wurden die Pegel nur bis zur Mitte des Talzuschubes errichtet (ca. 1230 m Sh bis 1680 m Sh). Die genaue Lage und Bezeichnung wird aus Abb. 13 ersichtlich. Von den ursprünglich vorhandenen 22 Beobachtungspegeln konnten Ende der 1990er Jahre nur noch 15 als „beprobbar“ bezeichnet werden. Die Gründe dafür sind die seit Beginn der Messreihe trockenen Pegel 9 und 14b, mutwillige Zerstörung der Pegel 5a und 5b durch Dritte, ein Hochwasserereignis im Juli 1981, bei dem die Messstelle „Gradenbach“ zerstört wurde, und die Hangdeformation (Pegel Egg 2 und Pegel 21). Die größte Teufe mit rd. 130 m erreichte die primär als Inklinometermessstelle vorgesehene Bohrung Egg 2. Für alle weiteren Messstellen lag die Aufschlussteufe zwischen -28 m und -50 m.

Genaue Angaben über Höhenlage, Endteufe der Bohrung, Filterstrecke und statistische Maßzahlen für die einzelnen Messstellen können der Tab. 1 entnommen werden. Nach der rund 16-jährigen Messdauer liegen etwa 7300 Messwerte von allen Pegeln für den Parameter Bergwasserspiegel (im Folgenden auch als BWS bezeichnet) vor. Die Messungen erfolgten in Intervallen von etwa zwei Wochen und liefern somit einen sehr detaillierten Einblick in die Bergwasserverhältnisse besonders im unteren Bereich des Talzuschubes (WEIDNER, 2000).

Im Bereich von Talzuschüben wird das Gebirge großräumig durch die andauernden hangtektonischen Prozesse bewegt und verstellt. Von bevorzugten Spaltenströmungen, wie sie vor allem in den oberen Anrissbereichen der Talzuschübe, aber auch parallel an unterschiedlich tief greifenden Bewegungsbahnen beobachtet werden können, bis hin zu Porenströmungen in den stark aufgelösten Gesteinsbereichen, können alle Übergänge der Wasserzirkulation beobachtet werden (HÖTZL & MOSER, 1992). Die Verteilung durchlässiger und undurchlässiger Bereiche trägt nach MÜLLER-SALZBURG (1992) wesentlich zur Unstetigkeit von Bergwasserspiegellagen bei, wodurch wasserführende Bereiche an trockene Bereiche grenzen können. Für die zuverlässige Beurteilung der Bergwasserverhältnisse sind neben den Bergwasserspiegelmessungen auch Tracerversuche unerlässlich, die zusätzlich zu den ortsgebundenen Daten nach HÖTZL & MOSER (1992) Kenntnisse über Folgendes liefern:

- Herkunft der Wässer im Gleitkörper,
- Tiefgang der Wasserzirkulation,
- Durchgängigkeit der Drainfunktion einzelner Spaltensysteme,
- Unterirdische Rückstaubereiche und hydraulischen Zusammenhang der einzelnen Tiefenbereiche.

Die Kennzeichen der Bergwasserspiegelverhältnisse

Vorbemerkung

Durch das aus finanziellen Gründen limitierte Messintervall von mehr als zwei Wochen ergibt sich eine nicht genau quantifizierbare Unschärfe. Besonders Bergwasserspiegel-Maxima wurden hierdurch oftmals nicht genau erfasst (sowohl der Zeitpunkt als auch der Wert), da der BWS besonders im Frühjahr z.B. in den Messstellen 3b und 15 sprunghaft ansteigt. In den Wintermonaten macht sich

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

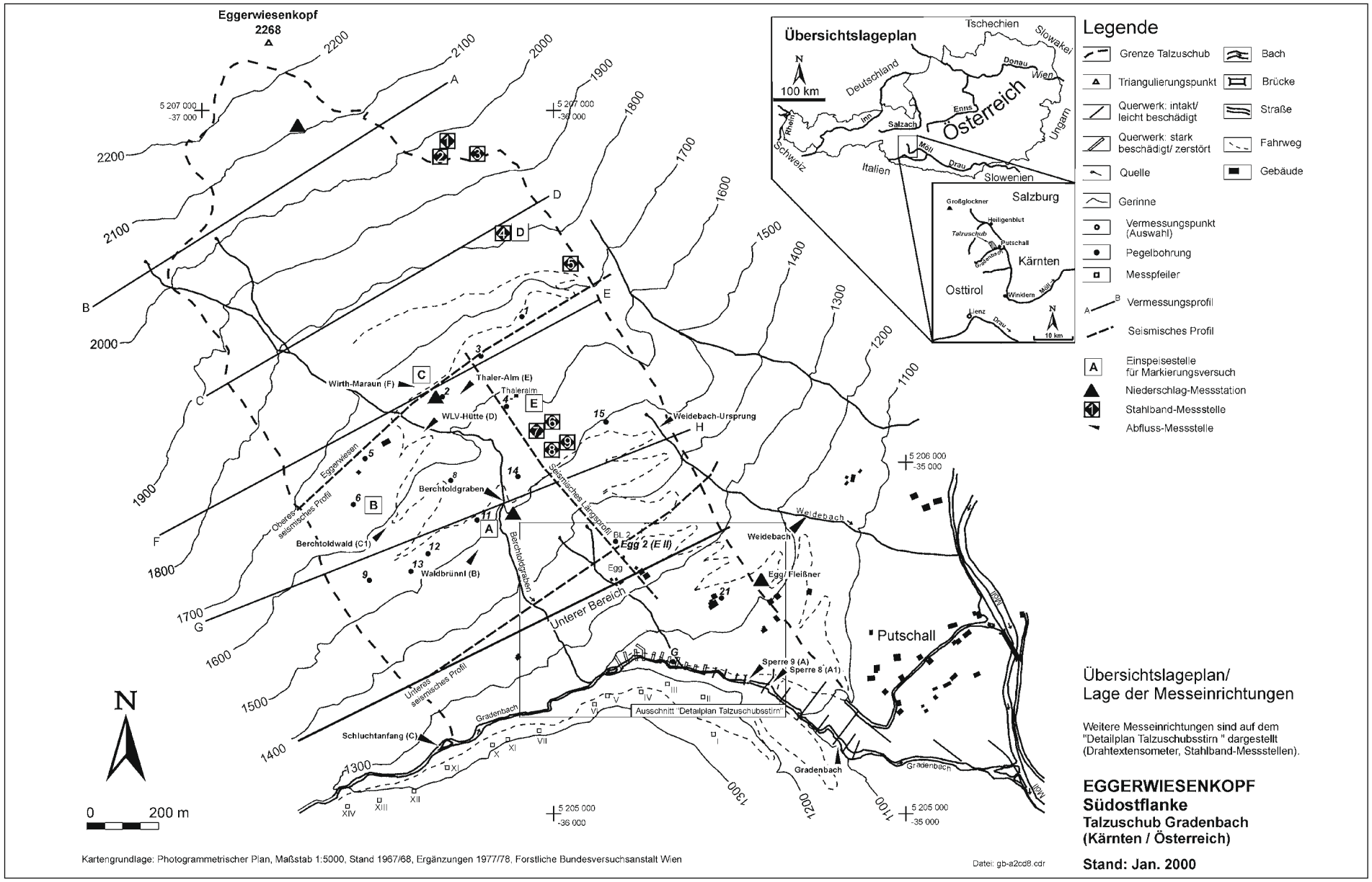

Abb. 13.
Übersichtslageplan.
Lage der geodätischen Messbereiche, der seismischen Profile, der Einspeisestellen für den Multi-Tracer-Versuch, der Niederschlags- und Abflussmessstellen sowie der Stahlband-Messstellen.
Die Messeinrichtungen an der Talzuschubsstirn sind in Abb. 18 dargestellt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Messst. Nr.	H m Sh	ET m	FB m	FE m	Mess-beginn	Mess-ende	Max. m	Min. m	V m	$\bar{x}$ m	S m	n
1	1680	-50	-38	-50	1979	1996	-40,04	-48,89	8,85	-47,50	1,0446	422
2	1650	-50	-26	-38	1979	1996	-27,59	-35,23	7,64	-31,87	1,3481	423
3a	1630	-45	-11	-21	1979	1996	-7,82	-16,70	8,88	-13,41	1,8163	396
3b	1630	-45	-35	-45	1979	1996	-18,62	-38,54	19,92	-33,99	2,9843	418
4	1580	-50	-40	-50	1979	1996	-48,97	-49,43	0,46	-49,14	0,0630	409
5a	1640	-28	-12	-17	1979	1986	-5,12	-15,17	10,05	-9,45	3,0038	165
5b	1640	-28	-20	-28	1979	1986	-5,67	-16,61	10,94	-12,23	2,9984	165
6a	1630	-46	-6	-16	1980	1996	-9,37	-14,42	5,05	-13,26	0,5040	404
6b	1630	-46	-36	-46	1980	1996	-31,63	-36,05	4,42	-34,56	0,4832	411
8	1570	-48	-38	-48	1980	1996	-38,22	-43,67	5,45	-40,74	0,8014	417
11a	1520	-32	-22	-32	1980	1996	-19,99	-22,07	2,08	-21,26	0,3057	418
11b	1520	-32	-7	-17	1980	1996	-10,80	-15,47	4,67	-14,00	1,4369	407
12a	1520	-48	-13	-23	1980	1996	-16,00	-22,54	6,54	-19,19	1,3047	417
12b	1520	-48	-38	-48	1980	1996	-43,30	-47,89	4,59	-46,34	1,0721	414
13	1510	-50	-39	-49	1980	1996	-38,04	-45,91	7,87	-41,62	1,6550	419
14a	1530	-50	-21	-31	1979	1996	-13,90	-16,07	2,17	-15,30	0,3500	424
15	1490	-50	-39	-49	1979	1996	-25,03	-36,61	11,58	-33,44	2,1335	421
21	1220	-50	-40	-50	1979	1992	-42,65	-46,07	3,42	-44,47	0,9315	310
Egg 2	1365	-129	k.A.	k.A.	1980	1996	-6,98	-15,85	8,87	-11,02	1,5047	395
G.	1230	-50	k.A.	k.A.	1980	1981	-3,57	-4,29	0,72	-3,89	0,2142	34

Tabelle 1.
Messstellenübersicht für den Bereich „Talzuschub Gradenbach“ und charakteristische Werte der Bergwasserspiegellage.
Die Tiefenangaben beziehen sich auf das Geländeniveau.

H	Höhenlage Ansatzpunkt der Bohrung	$\bar{x}$	Arithmetischer Mittelwert	ET	Endtiefe
S	Standardabweichung	FB	Tiefe Filterbeginn	n	Anzahl der Messwerte
FE	Tiefe Filterende	G.	Messstelle Gradenbach	V	Variationsbreite
k.A.	keine Angabe verfügbar	Die Messstellen 9 und 14b sind „trocken“.			

dieser negative Einfluss des dafür zu langen Messintervalls wesentlich weniger bemerkbar, da ab November bis März bei geringer Schwankungsbreite meistens ein langsames, stetiges Abfallen des BWS zu beobachten ist.

Für die Kennzeichnung der Bergwasserspiegelverhältnisse an den 20 Messstellen wurden jeweils über den gesamten Beobachtungszeitraum der arithmetische Mittelwert $\bar{x}$, das Minimum und das Maximum, die Variationsbreite *V*, die Standardabweichung *S* und die Anzahl *n* der Messwerte berechnet (Tab. 1). Die Datengrundlage bilden 7289 BWS-Messwerte der Jahre 1979 bis 1996. An den Messstellen 5a, 5b, 21 und Gradenbach (G.) liegen deutlich kürzere Messreihen vor als an den verbleibenden 16 Messstellen.

Der Mittelwert

Der Mittelwert für die Bergwasserspiegellage ist für den betrachteten Gebirgsausschnitt erwartungsgemäß sehr unterschiedlich und liegt zwischen -3,89 m bei der Messstelle Gradenbach und -49,14 m bei M 4. Im Bereich von M 9 wird bis -50 m kein Bergwasser angetroffen. Eine Ausnahme bezüglich des Bergwasserspiegels ist beim Stufenpegel 14 vorzufinden: der tiefere Pegel ist „trocken“, der flachere Pegel dagegen erschließt Bergwasser. Bei der Mehrzahl aller Messstellen liegt der mittlere Bergwasserspiegel tiefer als 30 m unter Geländeniveau (s. auch Abb. 14).

Die Variationsbreite und die Standardabweichung

Die Bergwasserspiegelschwankungen, charakterisiert durch die Variationsbreite V und die Standardabweichung S, lassen im untersuchten Zeitraum ebenso sehr starke räumliche Unterschiede erkennen.

Die größte Variationsbreite mit 19,92 m wurde bei M 3b gemessen, gefolgt von M 15 mit 11,58 m. Extrem geringe Schwankungen wurden mit V = 0,46 m bei M 4 festgestellt. Bei 14 der 20 Messstellen schwankt der Bergwasserspiegel im Beobachtungszeitraum zwischen 1 und 10 m.

Die Standardabweichung ist ein genaueres Maß für die Streuung um den Mittelwert und liegt zwischen 0,06 m bei M 4 und 3 m bei M 5a und M 5b. Am häufigsten liegen für die Standardabweichung des Bergwasserspiegels Werte unter 2 m vor.

Die Stärke der Bergwasserspiegelschwankungen ist sowohl von der Wasseraufnahmefähigkeit als auch der Gebirgsdurchlässigkeit abhängig. Aufgrund der lang andauernden hangtektonischen Prozesse am Talzuschub Gradenbach entwickelten sich unterschiedliche strukturgeologische Einheiten mit entsprechenden hydraulischen Eigenschaften, die ihrerseits wiederum starken Einfluss auf das Bewegungsverhalten und die Hangstabilität besitzen (Näheres s. Kap. „Struktur- und hydrogeologische Einheiten“).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

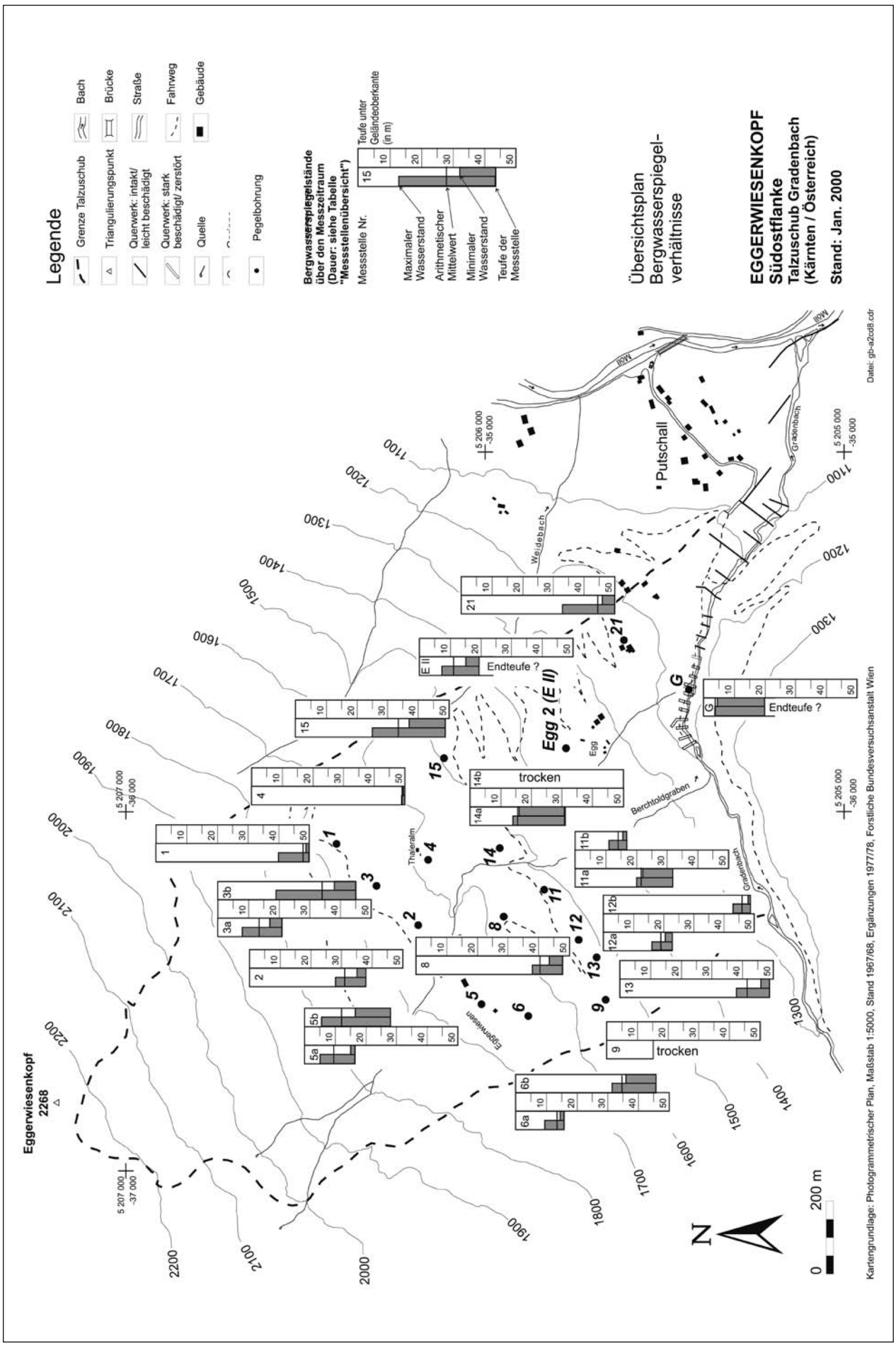

Abb. 14.
Übersichtsplan der Bergwasserspiegel-Verhältnisse.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

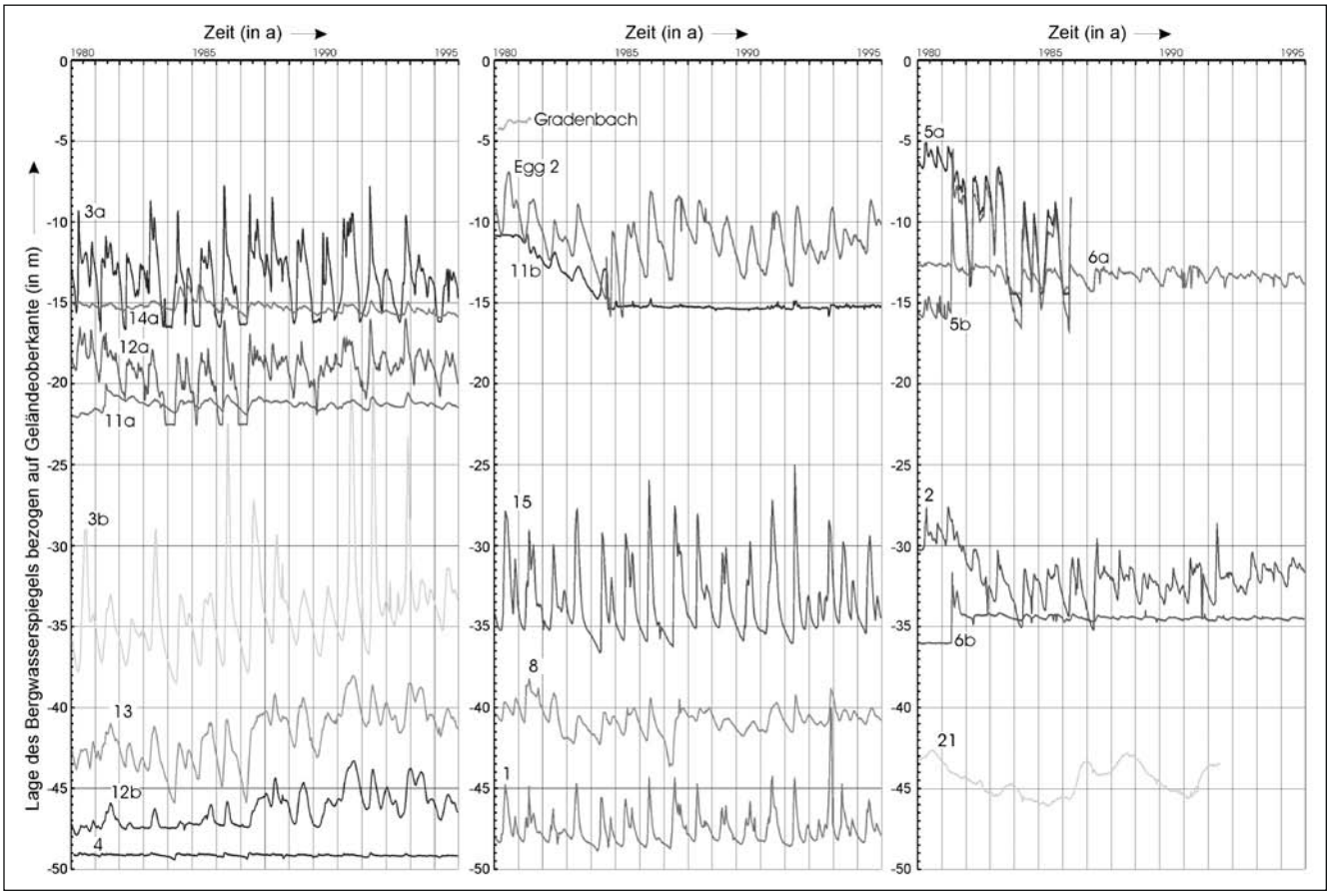

Abb. 15.
Bergwasserspiegel-Ganglinien zwischen 1980 und 1995 in allen 20 Pegeln.

Zeitlicher Verlauf des Bergwasserspiegels

Anhand der vorliegenden Zeitreihen lässt sich die Bergwasserspiegel-Lage hinsichtlich jahreszeitlichem Verlauf (saisonale Schwankungen), langfristigem Trend, periodischem Anteil und Zufallsanteilen charakterisieren. Diese Größen werden maßgeblich durch die Art, Verteilung und Höhe der Niederschläge, deren Möglichkeit, in den Untergrund einzudringen und die Gebirgsdurchlässigkeit bestimmt (WEIDNER, 2000).

Der tatsächliche Verlauf des Bergwasserspiegels (Abb. 15) für die Jahre 1980 bis 1995 lässt Jahre geringerer und stärkerer Variationsbreite erkennen. So sind bei einer überwiegenden Anzahl von Messstellen besonders niedrige Bergwasserspiegelstände in den Jahren 1982, 1984, 1985, 1989 und 1990 zu erkennen. Auffällig ist außerdem das besonders ausgeprägte und tiefe Absinken im Herbst 1983 bis Frühling 1984 und im Herbst 1986 bis Frühling 1987. Letzteres ist jedoch nicht so stark ausgeprägt.

Überdurchschnittlich hohe Bergwasserstände sind in den Jahren 1980, 1981, 1983, 1986, 1987, 1991, 1992 und 1993 zu beobachten.

Die Auswirkungen solcher Maximal- bzw. Minimal-Bergwasserstände auf Einsetzen, Intensität und Verlauf der Hangbewegung werden in Kap. „Der Einfluss der Hydrologie auf Betrag und zeitlichen Verlauf der Hangbewegung“ beschrieben.

Durch „Stapelung“ der Messwerte der Jahre 1980 bis 1995 und Projektion auf ein Kalenderjahr können sowohl Extremwerte als auch die Variationsbreite der BWS-Schwan-

Monat	Mittlerer BWS-Höchststand Anzahl	Mittlerer BWS-Tiefststand Anzahl	Bezeichnung der zugehörigen Messstelle Nr. [1)]
März	-	14	1, 2, 3a, 4, 5a, 5b, 6a, 8, 11a, 12a, 12b, 13, 14, 15
April	-	4	3b, 6b, 21, Egg 2
Mai	6	-	2, 3a, 4, 5a, 6a, 12a
Juni	8	-	1, 5b, 6b, 8, 11a, 12b, 13, 15
Juli	4	-	3 b, 14, 21, Egg 2

Tabelle 2.
Jahreszeitliches Auftreten mittlerer Bergwasser-Höchst- und -Tiefststände an den unterschiedlichen Messstellen. Beobachtungszeitraum: 1980 bis 1995.
[1)] Die Messstelle Gradenbach ist wegen der kurzen Messdauer nicht enthalten, ebenso nicht Messstelle 11b, bei der seit 1985 ein nahezu konstanter BWS ohne saisonale Schwankungen gemessen wurde.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

kungen verdeutlicht werden. Auf jeden Monat entfällt eine entsprechende Anzahl von Werten, deren arithmetisches Mittel als „Monatsmittelwert“ für die Charakterisierung saisonaler Schwankungen (Minimum und Maximum) verwendet wird (Abb. 16). Der jahreszeitliche Verlauf des Bergwasserspiegels ist im Bereich des Talzuschubes i. d. R. durch das Auftreten eines Minimums im März oder April, gefolgt von einem frühsommerlichen Maximum in den Monaten Mai bis Juli, gekennzeichnet.

Aus Tab. 2 wird ersichtlich, dass bei den meisten Messstellen (14 von 20) der Tiefststand im März erreicht wird und der Höchststand im Juni (8 von 20 Messstellen). Außerdem ist der Zeitraum, in dem die Bergwassertiefstände erreicht werden, kürzer und einheitlicher als der für die

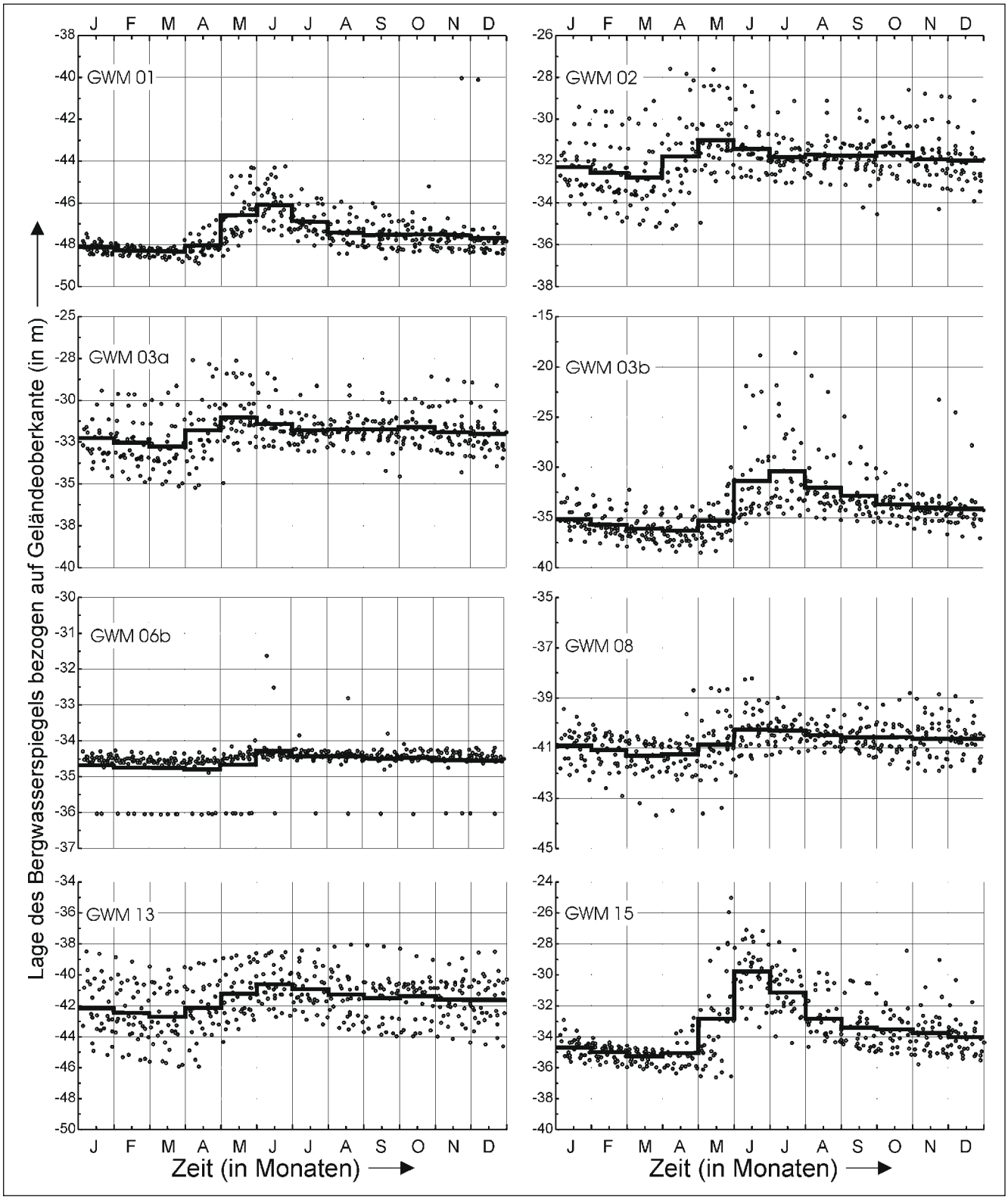

Abb. 16.
Saisonaler Verlauf des Bergwasserspiegels an ausgewählten Messstellen.
Dargestellt sind die einzelnen Messwerte (Kreise) und das jeweilige Monatsmittel (Linie). Datengrundlage: Bergwasserspiegelstände der Jahre 1980 und 1995.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

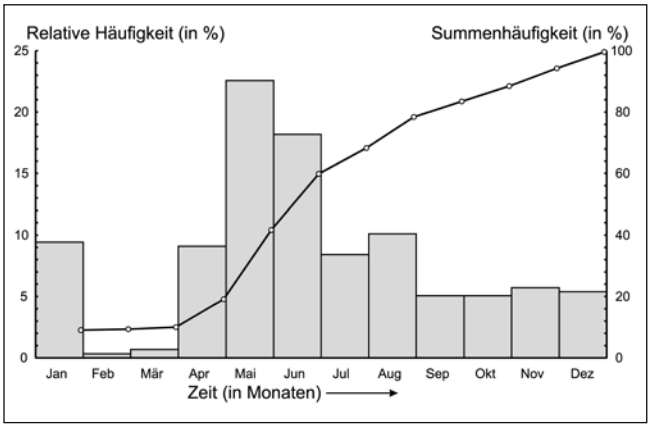

Abb. 17.
Histogramm und Summenhäufigkeit der gemessenen Bergwasserspiegel-Maxima zwischen 1980 bis 1995.

Bergwasserhöchststände. Diese Beobachtungen lassen sich auf die klimatischen Verhältnisse (Frost in den Wintermonaten) zurückführen, nämlich die Fixierung der Niederschläge als Schnee und Eis (siehe Kap. „Der Einfluss der Hydrologie auf Betrag und zeitlichen Verlauf der Hangbewegung“).

Zwischen dem Monat mit mittlerem BWS-Minimum und dem mit mittlerem BWS-Maximum liegen somit höchstens ein bis drei Monate, in denen der Bergwasserspiegel entsprechend ansteigt, und sieben bis neun Monate, in denen er wieder auf den mittleren Tiefststand abfällt. Bei etwa der Hälfte der Messstellen kann anhand der Monatsmittelwerte ein zweites relatives Maximum im Oktober beobachtet werden, das jedoch wesentlich schwächer ausgeprägt ist als das Maximum im Frühsommer. Einen detaillierten Überblick über den saisonalen Verlauf des Bergwasserspiegels für ausgewählte Messstellen gibt Abb. 16.

Eine weitere Möglichkeit, saisonale Charakteristiken aufzuzeigen, bietet die Auswertung der BWS-Maxima. Dazu wurden die jährlich gemessenen BWS-Maxima aller Messstellen (ohne Messstelle Gradenbach) hinsichtlich des zeitlichen Auftretens ausgewertet (Abb. 17). Für den betrachteten Zeitraum von 1980 bis einschließlich 1995 liegen für jeden Monat nahezu gleich viele Messungen vor. Am häufigsten wurden BWS-Maxima im Mai gemessen, gefolgt von den Monaten Juni und August. Auf die Monate Februar und März entfallen zusammen nur 3 der insgesamt 297 gemessenen Maxima. Das Histogramm für die Bergwassermaxima besitzt neben dem absoluten Maximum im Mai ein relatives Maximum im August, welches aus den höchsten mittleren Monatsniederschlagssummen, gemessen im Juli, herrührt.

Zeitreihenanalyse

Durch die mathematisch-analytische Zerlegung der vorliegenden BWS-Zeitreihen, deren einzelne Anteile Funktionen der Zeit darstellen, lassen sich Trend, periodischer Anteil und Zufallsanteile berechnen.

Nach LANGGUTH & VOIGT (1980) können daraus wichtige Informationen gewonnen werden, die vor allem die Ermittlung des langfristigen, periodischen und stochastischen Verhaltens einer Zeitreihe und den Vergleich der Zeitreihenkomponenten unterschiedlicher Zeitreihen betreffen.

Bei den Zeitreihen kommen danach sowohl positive als auch negative lineare Trends vor, die jedoch überwiegend gering ausgeprägt sind. Über den Zeitraum von ca. 15 Jahren werden dabei Veränderungen des BWS-Mittelwertes bis zu 3,9 m (M 13) registriert (Tab. 3).

Messstelle Nr.	Veränderung des BWS-Mittelwertes m	Zeitintervall a
1	+0,3	16,1
2	-1,5	16,3
3b	+3,2	16,3
8	-0,2	15,9
13	+3,9	15,9
14	-0,6	15,9
15	<0,01	15,9

Tabelle 3.
Veränderungen der mittleren Bergwasserspiegel-Höhenlage im angegebenen Zeitintervall. Ermittlung der Werte aus der Trendgleichung (linearer Trend).

Kinematik der Talzuschubsmasse

Methodik und Fehlerbetrachtung

Am Talzuschub Gradenbach wurden für die Erfassung der Verschiebung des Gebirges über die Zeit sowohl geodätische Messungen, photogrammetrische Auswertungen, GPS-Messungen, Stahlbandmessungen als auch Drahtextensometermessungen durchgeführt. Die unterschiedlichen Methoden weisen die nachfolgend beschriebenen Charakteristika auf.

Messbereich	Höhenlage m Sh	Messzeitraum a	Messbeginn	Messende	Anzahl der Messpunkte
PGZ A–B	2050 bis 2100	22,16	21.05.1969	19.07.1991	12
PGZ C–D	1760 bis 1910	22,27	21.05.1969	27.08.1991	18
PGZ E–F	1650 bis 1850	14,84	14.09.1976	17.07.1991	26
PGZ G–H	1470 bis 1770	7,76	14.10.1976	18.07.1984	28
PGZ SP[1)]	1130 bis 1200	9,72	22.10.1974	10.07.1984	16
Unterer Bereich	1210 bis 1500	23,02	15.07.1968	23.07.1991	46
KP[2)] Unterer Bereich	1160 bis 1410	18,96	28.10.1972	15.10.1991	20

Tabelle 4.
Übersicht über die Messbereiche, die längsten Messintervalle und die Anzahl der Messpunkte.
1) PGZ SP: Polygonzug über Sperren im Bachbett
2) Kontrollpunkte: die Kontrollpunkte entsprechen ausgewählten Punkten im Unteren Bereich.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Geodäsie

Das Bewegungsverhalten des Talzuschubes wurde flächenhaft mittels Geodäsie untersucht. Zu diesem Zweck wurden von der Forstlichen Bundesversuchsanstalt, Wien fünf Vermessungsprofile (Polygonzüge, PGZ) in verschiedenen Höhenlagen und ein Objektpunktnetz im unteren Bereich angelegt, welche zusammen rd. 150 vermarkte Einzelpunkte umfassen. Die ersten Messungen erfolgten vor allem aus Überwachungszwecken bereits im Jahre 1968. In den Folgejahren wurde das Messnetz erweitert und zu den anfänglich gemessenen Horizontalverschiebungen ab 1974 auch Vertikalverschiebungen gemessen. Aus dem 23-jährigen Messzeitraum zwischen 1968 und 1991 liegen mehr als 2600 Datensätze vor. Die Lage der Vermessungsbereiche wird aus Abb. 13 ersichtlich. Eine Zusammenstellung über Höhenlage, Messzeitraum und Anzahl der Messpunkte gibt Tab. 4.

Die Messungen erfolgten überwiegend in einem Intervall von einem Jahr. Der Polygonzug A-B wurde jedoch 1984 aus dem jährlichen Messprogramm genommen und danach nur noch einmal im Jahr 1991 gemessen. Die Kontrollpunkte im unteren Bereich wurden bis 1984 etwa fünf- bis neunmal und bis zum Ende des Messprogramms zwei- bis dreimal jährlich gemessen.

Über die Messunsicherheit lassen sich keine exakten Angaben machen. Aufgrund von Erfahrungswerten liegt die erreichbare Punktgenauigkeit im günstigsten Fall bei ±0,5 bis ±1 cm. Diese Werte können jedoch im hochalpinen Bereich meistens nicht erreicht werden. Aus den Vermessungsunterlagen lassen sich weitere Hinweise auf den Betrag der Messunsicherheit entnehmen. Danach dürfte sie für die Mehrzahl der Werte ±1 bis ±2 cm betragen, jedoch wurde in Einzelfällen auch auf Abweichungen von mehreren Zentimetern hingewiesen.

Photogrammetrischen Messungen

Durch Vergleich der DTM (digital terrain model) herrührend von den Orthophotos von 1962 und 1996 konnten Aussagen zu den räumlichen Bewegungsvektoren und zu den Höhenunterschieden der Geländeoberfläche gemacht werden. Wie hervorgehoben wird, liegt die Genauigkeit im Falle des Talzuschubes Gradenbach nur im m-Bereich. Die geostatistische Analyse der Bewegungsvektoren innerhalb der Talzuschubsmasse ergab einen stochastischen Anteil von 2,9 m für die horizontale und 2,1 m für die vertikale Komponente (BRÜCKL et al., 2006).

GPS-Messungen

Die GPS-Messungen erfolgten im Zeitraum von 1999–2004. Das GPS-Netz bestand aus 2 Referenzstationen und 4 Überwachungspunkten auf der Talzuschubsmasse in verschiedenen Höhenlagen (Bereich A bis D), wobei im Zeitraum von 5 Jahren 11 Messkampagnen durchgeführt wurden (BRÜCKL et al., 2006).

Bei einer Standardabweichung von 2 bis 3 mm erlaubte dies auch kontinuierliche Messungen über kürzere Zeiträume.

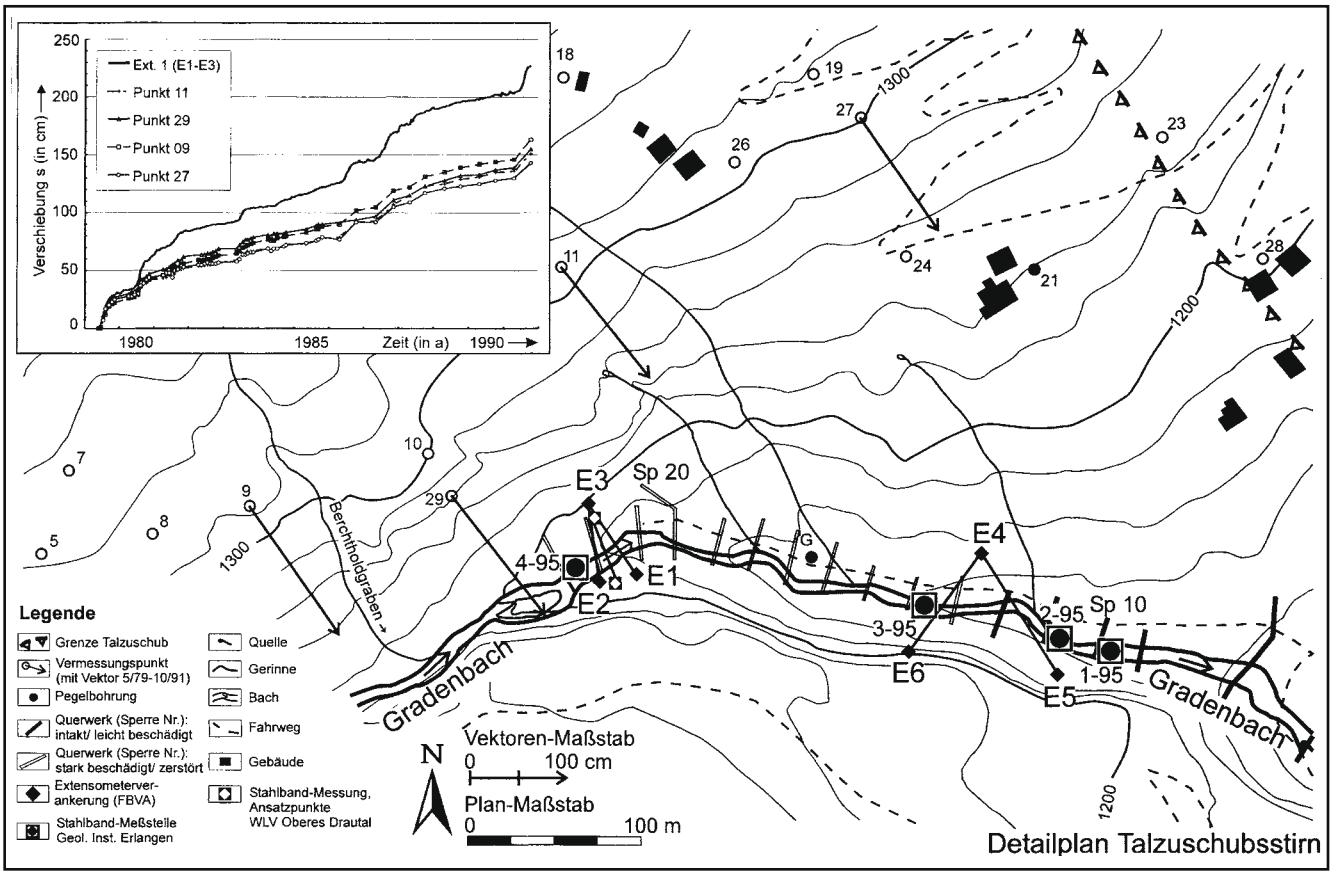

Abb. 18.
Detailplan der Talzuschubsstirn mit der Lage der Messpunkte zwischen östlicher Talzuschubsbegrenzung und Berchtoldbach sowie kumulative Verschiebungen geodätischer Messpunkte und des Drahtextensometers E1 (E1–E3).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

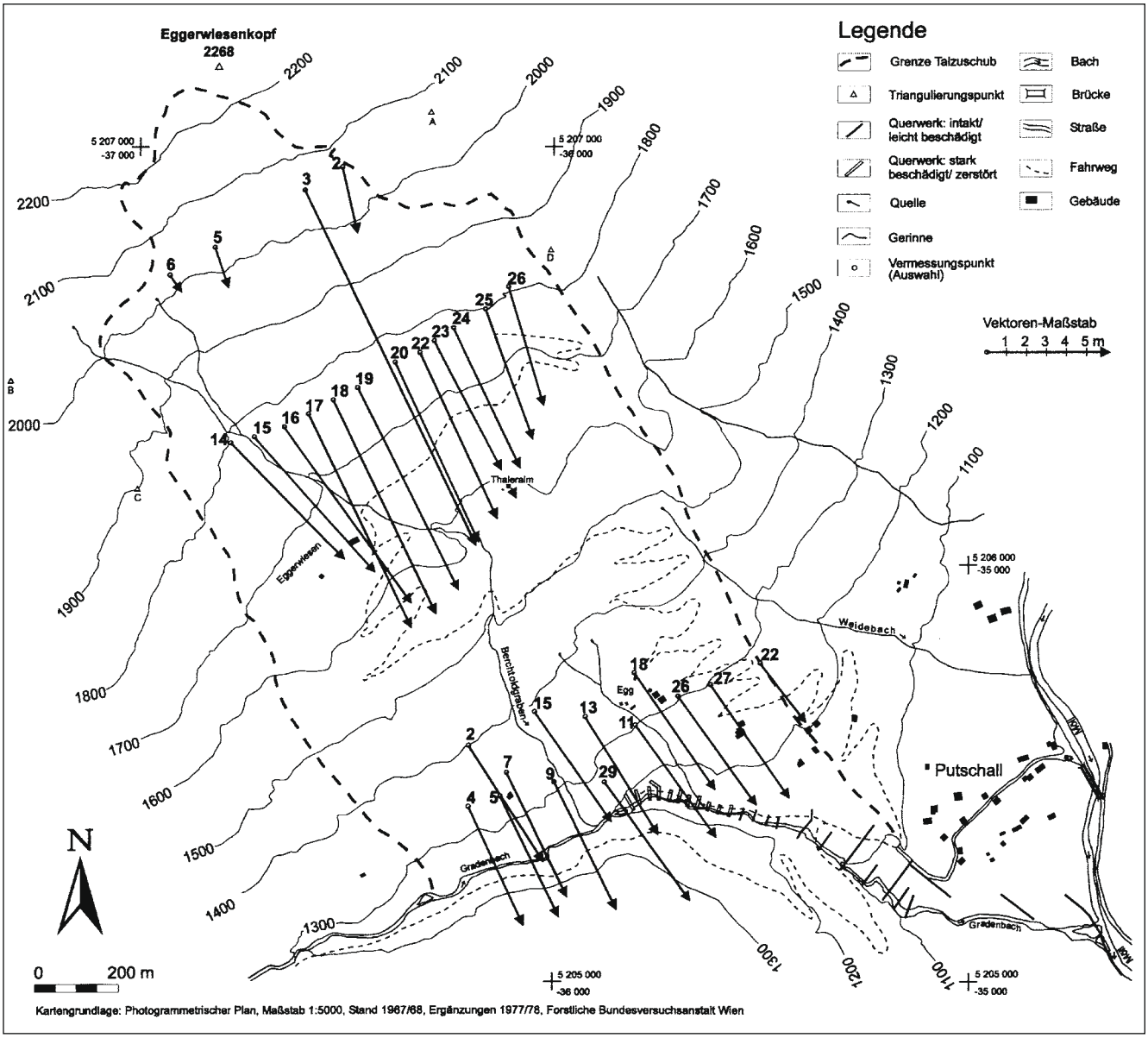

Abb. 19.
Ebene Verschiebungsvektoren (Summenvektor von 1969 bis 1991) für ausgewählte Punkte der unterschiedlichen Vermessungsbereiche.
Oben: Polygonalzug A–B, Mitte: Polygonalzug C–D, unten: Unterer Bereich.

Stahlbandmessungen

Mit dem Stahlbandmaß können in kurzen Intervallen Relativverschiebungen zwischen einzelnen Punkten in verschiedenen Bereichen der Talzuschubsmasse gemessen werden, vor allem an Spaltenzonen und an der Talzuschubsstirn. Die Wildbach- und Lawinenverbauung, Gebietsbauleitung Oberes Drau- und Mölltal, führt seit 1972 solche Messungen an der Talzuschubsstirn durch. Dazu wird ein Stahlbandmaß mit konstanter Vorspannung verwendet. Die Messunsicherheit liegt bei entsprechender Berücksichtigung der Temperatur unter ±1 cm (Lage der Messstelle, siehe Abb. 18). Sowohl an der Talzuschubsstirn als auch in weiteren Teilbereichen des Talzuschubes (Spaltenzonen im mittleren und oberen Bereich) werden seit 1987 vom Lehrstuhl für Angewandte Geologie in Erlangen Verschiebungsmessungen mittels Präzisions-Stahlbandmaß (Soil Instruments, Typ MKII) durchgeführt. Damit können auch sehr geringe Verschiebungen mit einer Messunsicherheit von weniger als ±1 mm aufgezeichnet werden (Lage: siehe Abb. 13 und Abb. 18).

Drahtextensometermessungen

Für die Aufzeichnung des Zeit-Verschiebungs-Verhaltens des Gebirges an der Talzuschubsstirn wurden 1979/1980 von der Forstlichen Bundesversuchsanstalt, Wien, zwei Drahtextensometermessstellen mit insgesamt vier Invardrähten zwischen der orographisch linken instabilen Talflanke und der orographisch rechten „stabilen" Talflanke eingerichtet. Bei zwei in Richtung der Hangbewegung angebrachten Messstrecken wurden die Bewegungen kontinuierlich mittels SEBA-Bandschreiber aufgezeichnet. Die Lage der Messeinrichtungen (E1 bis E6) ist auf Abb. 18 ersichtlich. Da bei diesem Messverfahren, ebenso wie bei den Stahlbandmessungen, keine absoluten, sondern nur relative Verschiebungsbeträge aufgezeichnet werden, sind diese Beträge meistens geringer als die tatsächlichen.
Die Drähte für die kontinuierliche Aufzeichnung wurden etwa in Richtung 150 Grad, entsprechend der Hauptverschiebungsrichtung des Talzuschubes, über das Gradental geführt. Da die Hangbewegung zu einer einseitig gerichte-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

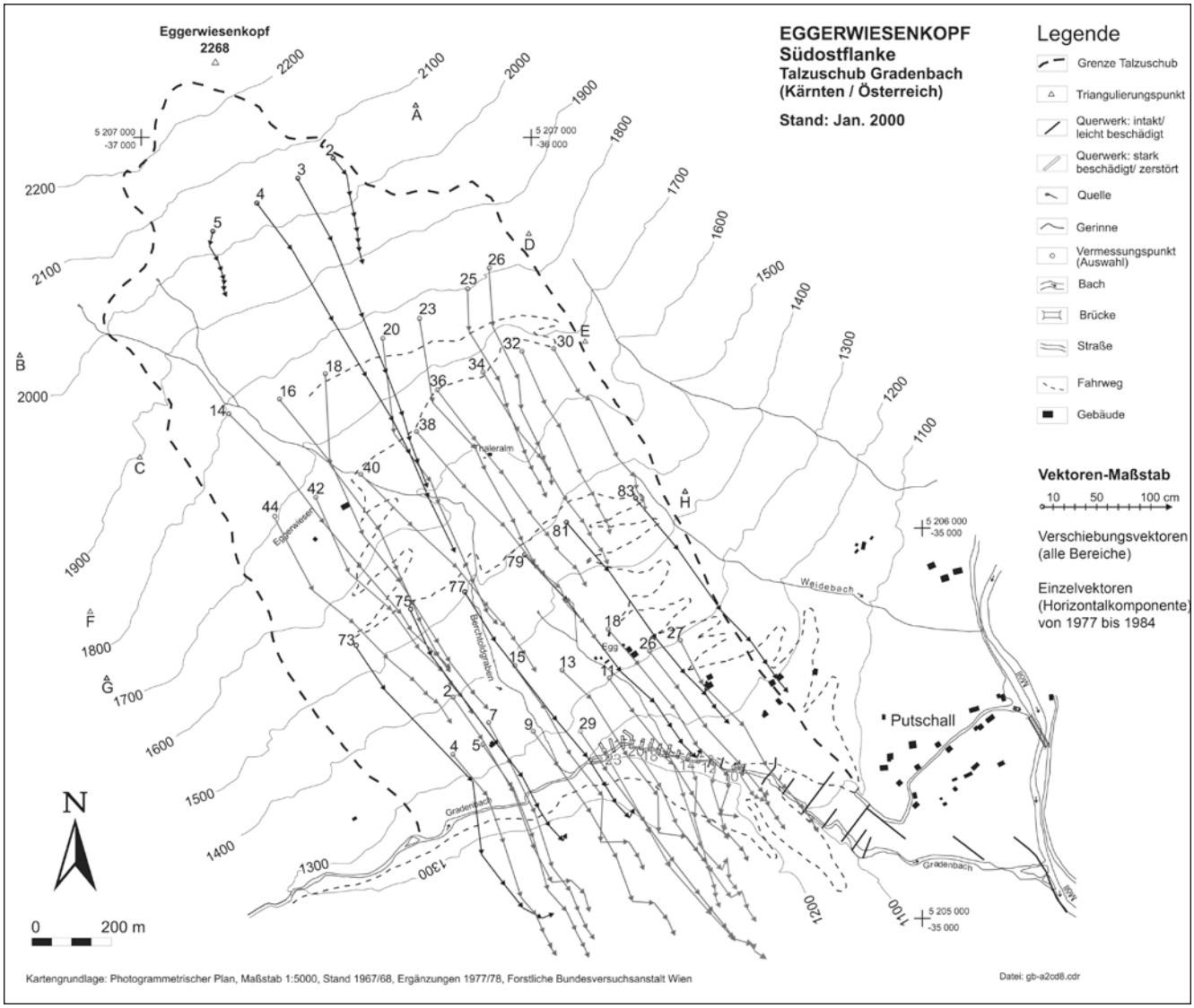

Abb. 20.
Bewegungsvektoren (Horizontalkomponente) zwischen 1977 und 1984.
Dargestellt sind die zusammengesetzten Einzelvektoren der jährlichen Vermessungen. Bei den Punkten 81 und 83 lag die Verschiebung zwischen 1983 und 1984 unterhalb 5 cm und ist deshalb nicht dargestellt.

ten Verschiebung in diese Richtung führt, lassen sich eventuelle Störungen in der Registrierung – verursacht durch äußere Einflüsse wie Wind, Regen oder Eis am Draht – leicht erkennen, da die Richtung der durch diese Einflüsse hervorgerufenen Drahtbewegung der Hangbewegung immer entgegengesetzt ist. Durch eine Zunahme der Lufttemperatur kann durch die Ausdehnung des Drahtes trotzdem eine Verschiebung vorgetäuscht werden. Dieser Effekt wurde jedoch durch die Verwendung eines Invardrahtes und durch Ablesung der Drei-Uhr-Werte minimiert.

Für einen Draht der Länge 50 m und eine Temperaturdifferenz von 25 K berechnet sich für Extensometer 1 eine Längenänderung von ca. 1,1 mm. Dieser Wert liegt damit in der Größenordnung der Ablesegenauigkeit der Bandschreiber-Aufzeichnungen.

Die kontinuierlichen Aufzeichnungen mittels Drahtextensometer erfordern einen hohen personellen Einsatz, um Ausfälle, bedingt durch Steinschlag, Sturm oder Lawinen so gering wie möglich zu halten. Stillstandzeiten lassen sich aber nicht gänzlich ausschließen, was wiederum zu insgesamt geringeren gemessenen als tatsächlich stattgefundenen Verschiebungsbeträgen führen kann.

Über einen Zeitraum von zehn Jahren (Juli 1979 bis Oktober 1989) zeigt sich zwischen geodätisch gemessener räumlicher Verschiebung des Verankerungspunktes E 3 von 174 cm und der mittels Extensometer 1 aufgezeichneten Verschiebung von 179 cm eine nur im Bereich der Messunsicherheit liegende Differenz von 5 cm. Die Übereinstimmung des Gesamtverschiebungsbetrages der beiden Messverfahren unterstreicht die Genauigkeit der Messergebnisse.

Betrag und Richtung der Hangbewegung

Für die Auswertung des Betrages und der Richtung der Hangbewegung und für die Angabe der Geschwindigkeitsverhältnisse standen geodätische Vermessungen der Forstlichen Bundesversuchsanstalt, Wien, photogrammetrische Messungen und GPS-Messungen zur Verfügung (Brückl et al., 2006).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Messbereich	Punkt Nr.	Intervall	DS cm	DZ cm	DR cm	Richtung Grad	Neigung Grad
PGZ A–B	3	1969 bis 1977	1484	--[a)]	--[a)]	154	--[a)]
PGZ A–B	4	1969 bis 1977	886	--[a)]	--[a)]	152	--[a)]
PGZ C–D	17	1969 bis 1977	905	--[a)]	--[a)]	150	--[a)]
PGZ C–D	18	1969 bis 1977	918	--[a)]	--[a)]	154	--[a)]
UB	29	1969 bis 1977	547	--[a)]	--[a)]	144	--[a)]
PGZ A–B	3	1977 bis 1984	310	-214	376	157	-35
PGZ A–B	4	1977 bis 1984	372	-267	458	150	-36
PGZ C–D	17	1977 bis 1984	178	-114	217	152	-35
PGZ E–F	43	1977 bis 1984	124	-80	148	140	-33
PGZ E–F	45	1977 bis 1984	132	-63	146	135	-25
PGZ G–H	73	1977 bis 1984	151	-73	168	145	-26
UB	44	1977 bis 1984	224	-114	252	155	-27
UB	2	1977 bis 1984	116	-57	130	147	-26
UB	29	1977 bis 1984	119	-24	121	144	-11
PGZ SP	SP 23	1977 bis 1984	123	+80	16	142	+33
PGZ A–B	3	1977 bis 1991	497	-332	598	158	-34
PGZ C–D	17	1977 bis 1991	287	-195	347	152	-34
PGZ E–F	38	1977 bis 1991	206	-92	229	140	-24
UB	2	1977 bis 1991	187	-88	207	147	-25
UB	29	1977 bis 1991	193	-39	197	143	-11
Längstes Messintervall							
PGZ A–B	3	1969 bis 1991	1979	--[a)]	--[a)]	154	--[a)]
PGZ C–D	17	1969 bis 1991	1192	--[a)]	--[a)]	150	--[a)]
PGZ C–D	18	1969 bis 1991	1192	--[a)]	--[a)]	154	--[a)]
PGZ E–F	38	1976 bis 1991	247	-103	268	140	-23
PGZ G–H	73	1976 bis 1984	178	-84	197	140	-25
UB	29	1969 bis 1991	740	--[a)]	--[a)]	144	--[a)]
UB	29	1968 bis 1991	767	--[a)]	--[a)]	144	--[a)]
PGZ SP	SP 23	1974 bis 1984	--[a)]	+320	--[a)]	--[a)]	--[a)]
Maximale Verschiebungen zwischen 1974 und 1975 (größte Jahresbeträge)							
PGZ A–B	3	18.06.1974 bis 08.07.1975	833	-720	1101	151	-41
PGZ C–D	18	18.06.1974 bis 08.07.1975	583	-304	657	156	-28
UB	12	16.07.1974 bis 06.08.1975	306	--[a)]	--[a)]	146	--[a)]
UB	29	16.07.1974 bis 06.08.1975	300	--[a)]	--[a)]	145	--[a)]
UB	43	16.07.1974 bis 06.08.1975	800	--[a)]	--[a)]	154	--[a)]

Tabelle 5.
Maximale Verschiebungsbeträge und -richtungen in unterschiedlichen Messbereichen.
Betrag DS der Horizontalkomponente und Betrag DZ der Vertikalkomponente des Raum-Vektors DR sowie dessen Richtung und Neigung.
[a)] Im betrachteten Zeitraum nicht gemessen.

Die geodätischen Messungen

Die Resultate der Vermessungen zwischen 1968 und 1978 wurden bereits im Detail von KRONFELLNER-KRAUS (1974, 1978a, b) veröffentlicht. In weiteren Arbeiten (KRONFELLNER-KRAUS, 1980, 1990) wird die zeitliche Entwicklung anhand ausgewählter Punkte dargestellt und Schlussfolgerungen gezogen über die Kinematik der Hangbewegung sowie deren Abhängigkeit von den Niederschlägen und die Wirksamkeit der verwirklichten Oberflächen-Entwässerungen.

Da alle Messwerte eine Funktion der Zeit darstellen, sind Vergleiche der Verschiebungsvektoren miteinander nur zielführend, wenn für die betrachteten Punkte Werte aus gleichen Zeitintervallen verwendet werden. Die Vermessungen erstreckten sich jedoch über mehrere Wochen, weshalb diese Forderung nur mit Einschränkung erfüllt werden kann. Bei der Betrachtung von Summenvektoren über mehrere Jahre verringert sich der Einfluss eines unterschiedlichen Zeitintervalls entsprechend mit zunehmender Anzahl der Jahre. Summenvektoren über lange Zeiträume sind somit gut für Vergleiche geeignet. In den ersten Jahren wurde jeweils nur die Horizontalkomponente des Raumvektors bestimmt. Bei den nachfolgenden Ausführungen handelt es sich deshalb, soweit nicht extra erwähnt, immer um den Verschiebungsbetrag dieser Komponente. Die Richtung (gegen Nord) der Horizontalkomponente entspricht der in die horizontale Ebene projizierten Richtung des Raumvektors, der zudem eine Neigung gegen diese Ebene besitzt.

Aufgrund der Vielzahl der Messpunkte erfolgen stellvertretend für die einzelnen Messbereiche Vergleiche an ausgewählten Einzelpunkten. An der Mehrzahl dieser Punkte wurden die jeweils größten Verschiebungsraten gemessen. Sie sind deshalb von besonderem Interesse.

Das längste vorliegende Zeitintervall, das es ermöglicht, Punkte aus mehreren Bereichen des Talzuschubes mitei-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

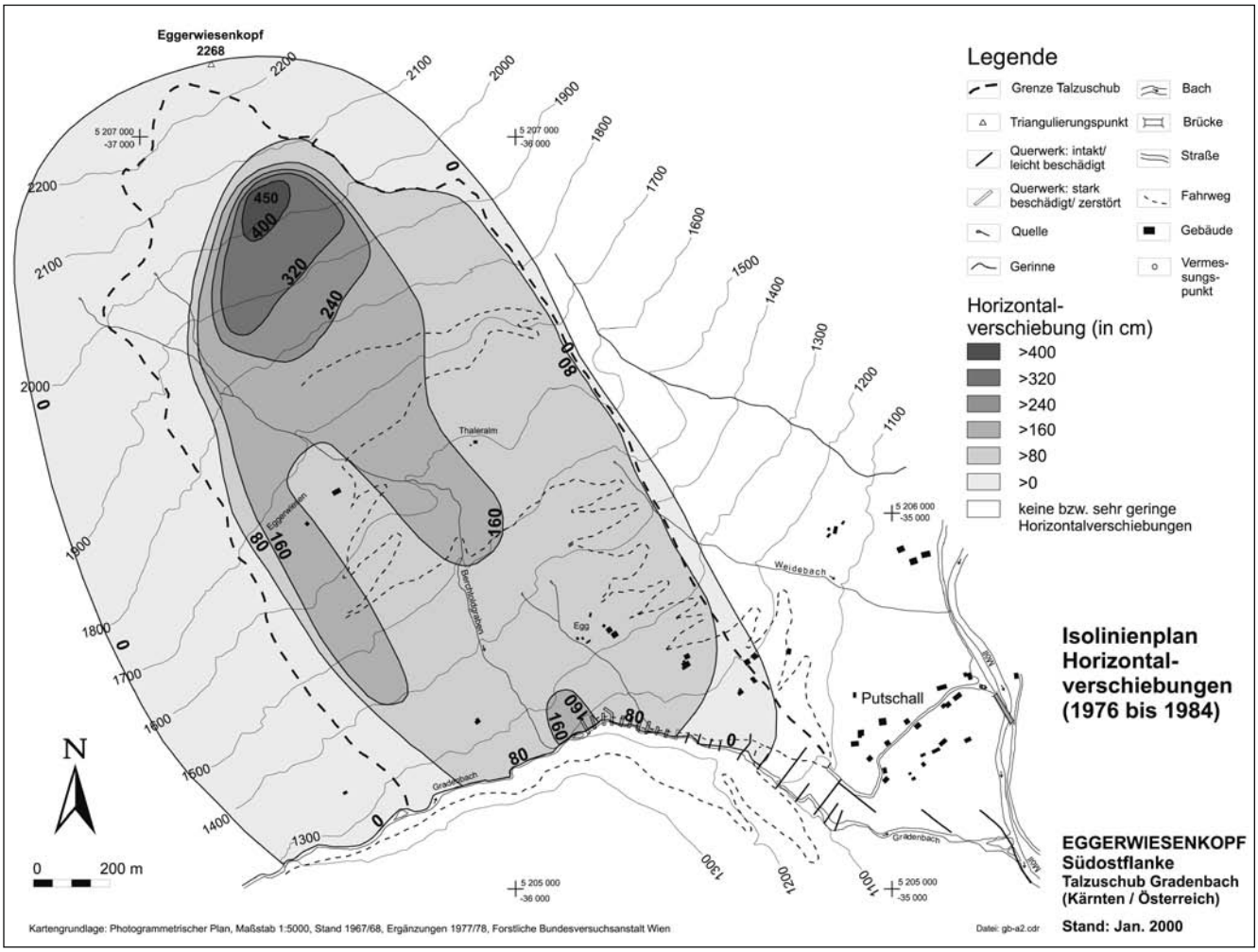

Abb. 21.
Isolinienplan der Horizontalverschiebungen zwischen 1976 und 1984.

nander zu vergleichen, beträgt 22 Jahre (1969 bis 1991). Punkt 3 im Polygonzug (PGZ) A–B wies für diesen Zeitraum mit 19,79 m den größten Verschiebungsbetrag auf. Bei den Punkten 17 und 18 in PGZ C–D wurden dagegen nur 11,92 m und bei Punkt 29 im unteren Bereich (UB) nur 7,39 m gemessen. Auf Abb. 19 sind die Summenvektoren für den Zeitraum von 1969 bis 1991 dargestellt. Es ist zu erkennen, dass nur im Querprofil PGZ C-D der Verschiebungsbetrag von zentralen zu randlichen Bereichen hin deutlich abnimmt. In den zentralen Bereichen des Talzuschubes nehmen die Verschiebungsbeträge von oben nach unten hin ebenfalls ab.

Messbereich	Punkt Nr.	Verschiebungsanteil (bezogen auf Punkt 3) %
PGZ C–D	17	60
PGZ E–F	38, 43, 45	40 bis 42
PGZ G–H	77, 78	40
PGZ G–H	73	49
Unterer Bereich	2, 29	37 bis 38
Unterer Bereich	44	72
PGZ SP	23	39

Tabelle 6.
Prozentuale Verschiebungsanteile von Messpunkten bezogen auf die Verschiebung von Punkt 3 (PGZ A–B).

Die maximalen Verschiebungsbeträge und -richtungen in den unterschiedlichen Messbereichen und in unterschiedlichen Zeitintervallen können Tab. 5 entnommen werden.

Die Auswertungen zeigen, dass die Verschiebungsrate über den gesamten Zeitraum (1969 bis 1991) – abgesehen von jährlichen Schwankungen – rückläufig war. Der überwiegende Anteil von etwa 75 % an der Gesamtverschiebung zwischen 1969 und 1991 wurde schon in den Jahren 1969 bis 1977 registriert, mit einem ausgeprägten Maximum im Jahre 1975 (etwa 40 % der Gesamtverschiebung!). Im Anschluss, zwischen 1977 und 1991, fielen 60 % der Verschiebung in diesem Intervall auf die erste Hälfte (1977 bis 1984). Aus diesem Zeitraum (1977 bis 1984) liegen für alle Messbereiche Verschiebungsvektoren im Jahresintervall vor und sind für ausgewählte Punkte in Abb. 20 dargestellt.

Die größte Verschiebungsrate über ein Jahr (06/1974-07/1975) wurde mit 8,33 m in horizontaler Richtung, dies entspricht 11,01 m im Raum, an Punkt 3 in PGZ A–B gemessen. Bezogen auf die Verschiebungsraten dieses Punktes über längere Zeiträume lassen sich für die unterschiedlichen Höhenlagen des Talzuschubes die prozentualen Verschiebungsanteile ablesen (Tab. 6). Abb. 21 zeigt einen Isolinienplan der Horizontalverschiebungen zwischen 1976 und 1984.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

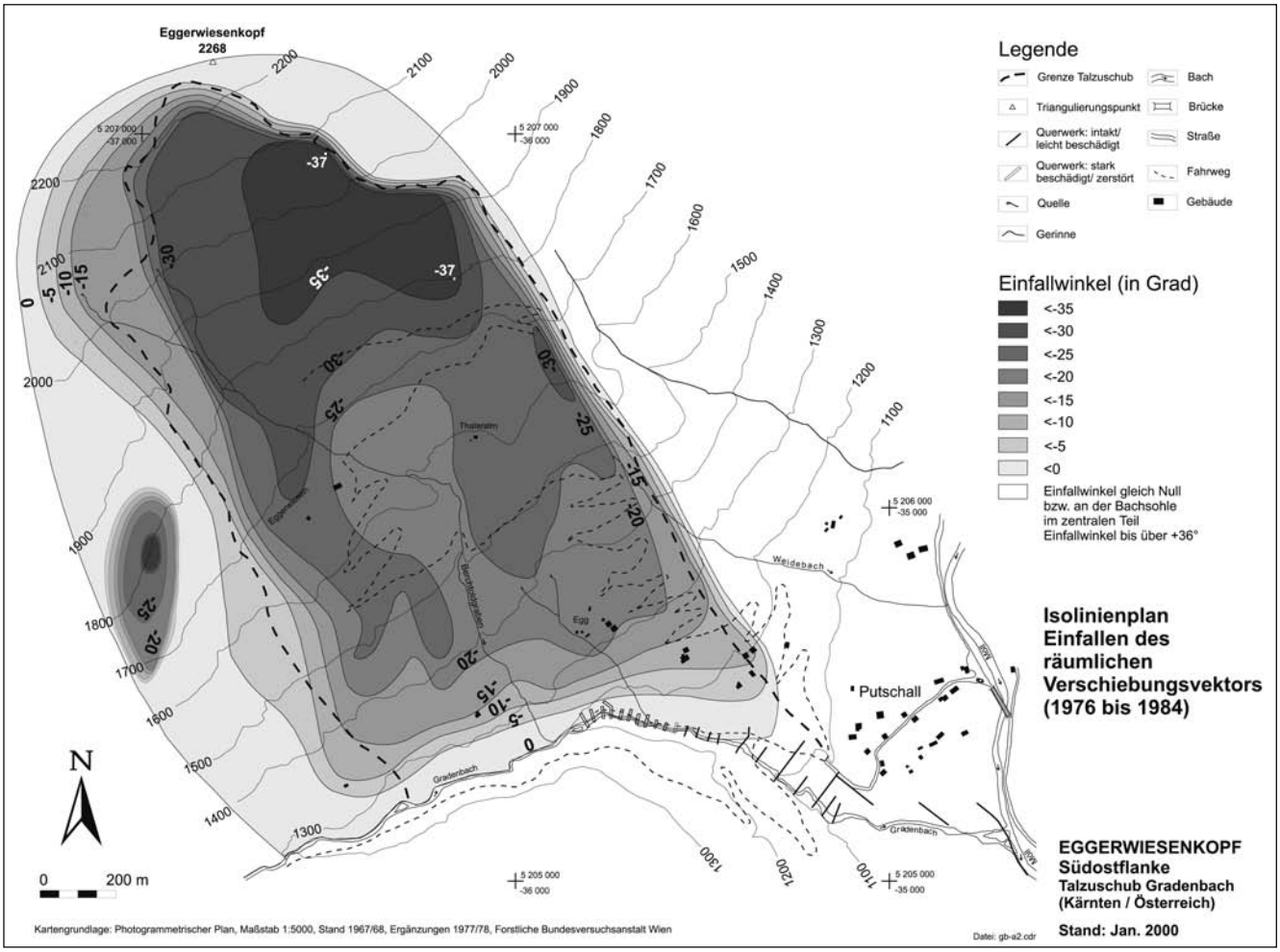

Abb. 22.
Isolinienplan Einfallen des räumlichen Verschiebungsvektors (gegen die Horizontale) zwischen 1976 und 1984. An der Bachsohle treten aufgrund der Hebungen positive Einfallwinkel auf.

Die Abnahme der Verschiebungsrate („Stauchung") in den unteren Bereichen führt dort zur Volumenzunahme der bewegten Masse und damit zu einer gewissen „Aufbauchung".

Ein vom Gesamtbild deutlich abweichendes Ergebnis liefert Punkt 44 des unteren Bereiches und Punkt 73 in PGZ G–H. Die Punkte befinden sich im westlichen Bereich in 1500 bis 1550 m Sh, einem bewegungsanfälligen Moränenbereich und bewegen sich lokal verstärkt. Für Punkt 44 (in Kombination mit dem an gleicher Stelle verloren gegangenen Punkt 43) ergibt sich zwischen 1970 und 1988 ein sehr großer Verschiebungsbetrag von 18,29 m (zur Lage von Punkt 73, siehe Abb. 20; Punkt 44 des Unteren Bereiches ist nicht abgebildet).

Die in kurzen Intervallen erfolgte Vermessung einzelner „Kontrollpunkte" im Unteren Bereich (Abb. 20) liefert zusätzlich zu den Drahtextensometer-Aufzeichnungen Erkenntnisse über den zeitlichen Verlauf der Hangbewegung (Abb. 23). Danach trifft der an Extensometer 1 registrierte Bewegungsverlauf tendenziell für den überwiegenden Teil dieses Bereiches zu und dokumentiert die etwa zeitgleich stattfindende Verschiebung. Jedoch ist an allen Kontrollpunkten der über 12,5 Jahre aufgezeichnete räumliche Verschiebungsbetrag deutlich niedriger als der an Extensometer 1 gemessene. Die Differenz beträgt 64,3 cm, verglichen mit Punkt 9, und 84,3 cm, verglichen mit Punkt 27. Die zeitgleich an Extensometer 1 registrierte Gesamtverschiebung betrug 227,3 cm (Abb. 23). Für die

Messbereich	Durchschnittliche Richtung Grad	Durchschnittliche Neigung Grad
PGZ A–B	150 bis 160	-40 bis -30
PGZ C–D	150 bis 160	-40 bis -30
PGZ E–F	140 bis 150	-30 bis -20
PGZ G–H	140 bis 150	-30 bis -20
Unterer Bereich	140 bis 150	-20 bis –10
PGZ SP	140 bis 150	+20 bis +30

Tabelle 7.
Durchschnittliche Richtung und Neigung der Vektoren in den untersuchten Messbereichen (für die Messintervalle siehe Tab. 4).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

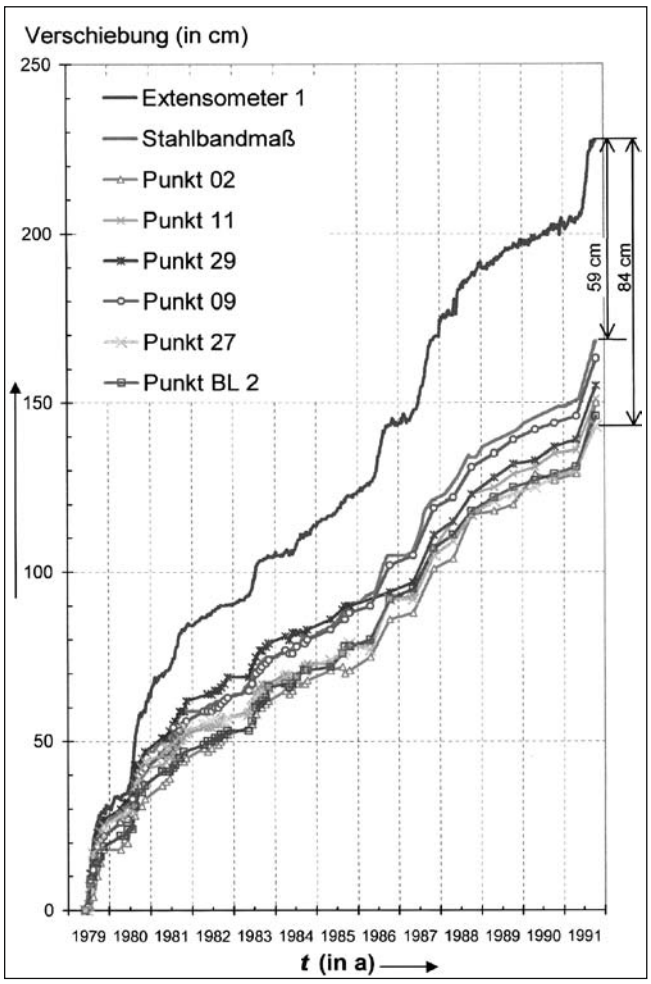

Abb. 23.
Kumulative Verschiebung (räumliche Komponente) der geodätischen Kontrollpunkte im unteren Bereich des Talzuschubes im Vergleich mit den am Drahtextensometer E1 und an der Stahlband-Messstrecke registrierten Verschiebungen zwischen 1979 und 1991 (zur Lage von Punkt BL 2 (entspricht Egg II), siehe Abb. 13; von Punkt 2, siehe Abb. 19; alle anderen Punkte sind in Abb. 18 dargestellt).

an Extensometer 1 gemessenen wesentlich größeren Verschiebungsraten gibt es noch keine Erklärung. Da auch an der Stahlbandmessstelle, die in unmittelbarer Nähe der Drahtextensometermessstelle liegt, Bewegungsraten wie an den Kontrollpunkten festgestellt wurden, ist die an Extensometer 1 gemessene Verschiebungsrate möglicherweise als „zu groß“ einzustufen.

Die Richtung der Punktverschiebung und damit die der Hangbewegung wird stark durch die morphologischen Gegebenheiten bestimmt. Durch die Exposition der Talflanke nach SE bis ESE erfolgt bereits eine Vorgabe der möglichen Verschiebungsrichtung. Die statistische Auswertung aller gemessenen Verschiebungsrichtungen liefert die in Tab. 7 aufgelisteten mittleren Richtungen und Neigungen der Vektoren. Die Einzelergebnisse streuen stark, besonders in den Randbereichen des Talzuschubes. Die Richtung und Neigung von Vektoren einzelner Punkte sind in Tab. 5 angegeben. Insgesamt zeigt sich eine Veränderung der durchschnittlichen Richtung der Vektoren nach SE von 155 Grad im oberen auf 145 Grad im unteren Bereich des Talzuschubes. Die durchschnittliche Neigung nimmt von etwa -37 Grad im oberen auf -20 Grad im unteren Bereich ab (Abb. 22).

Die stereographische Projektion der Vektoren in das Schmidt'sche Netz veranschaulicht die oben beschriebenen Sachverhalte (Abb. 24).

Summarisch betrachtet entspricht die Haupteinfall-Richtung der Talflanke etwa der Verschiebungsrichtung der Vektoren. Die Richtungsunterschiede in den Messbereichen könnten deshalb schon ausschließlich auf dieser Übereinstimmung beruhen und nicht – wie auch vermutet – geologisch-tektonisch begründet sein. Die von oben nach unten abnehmende Neigung der Vektoren kann nicht auf rein morphologische Gegebenheiten zurückgeführt werden. Wie aus Abb. 25 zu entnehmen ist, weist die Talflanke im oberen Bereich eine durchschnittlich flachere Hangneigung auf als die Neigung der Vektoren (deutlich zu erkennen bei P 16 und P 41). Im unteren Bereich ist dage-

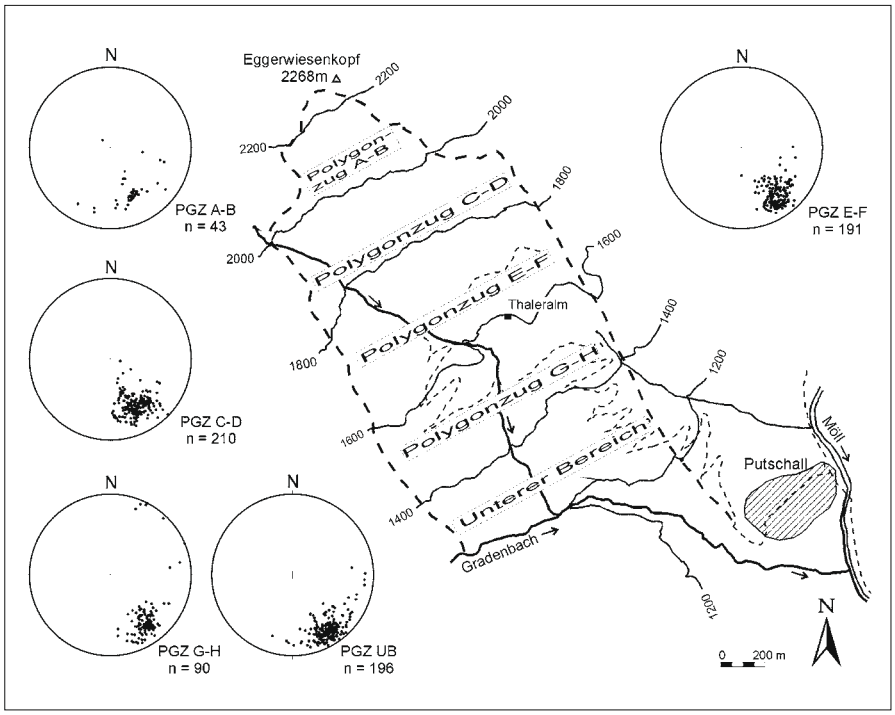

Abb. 24.
Projektion der Verschiebungsvektoren in das Schmidt'sche Netz (untere Hälfte der Lagenkugel). Es wurden nur Punkte verwendet, die auf der Talzuschubsmasse liegen und plausible Werte (keine Hebungen, geringe Richtungsschwankungen) aufweisen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

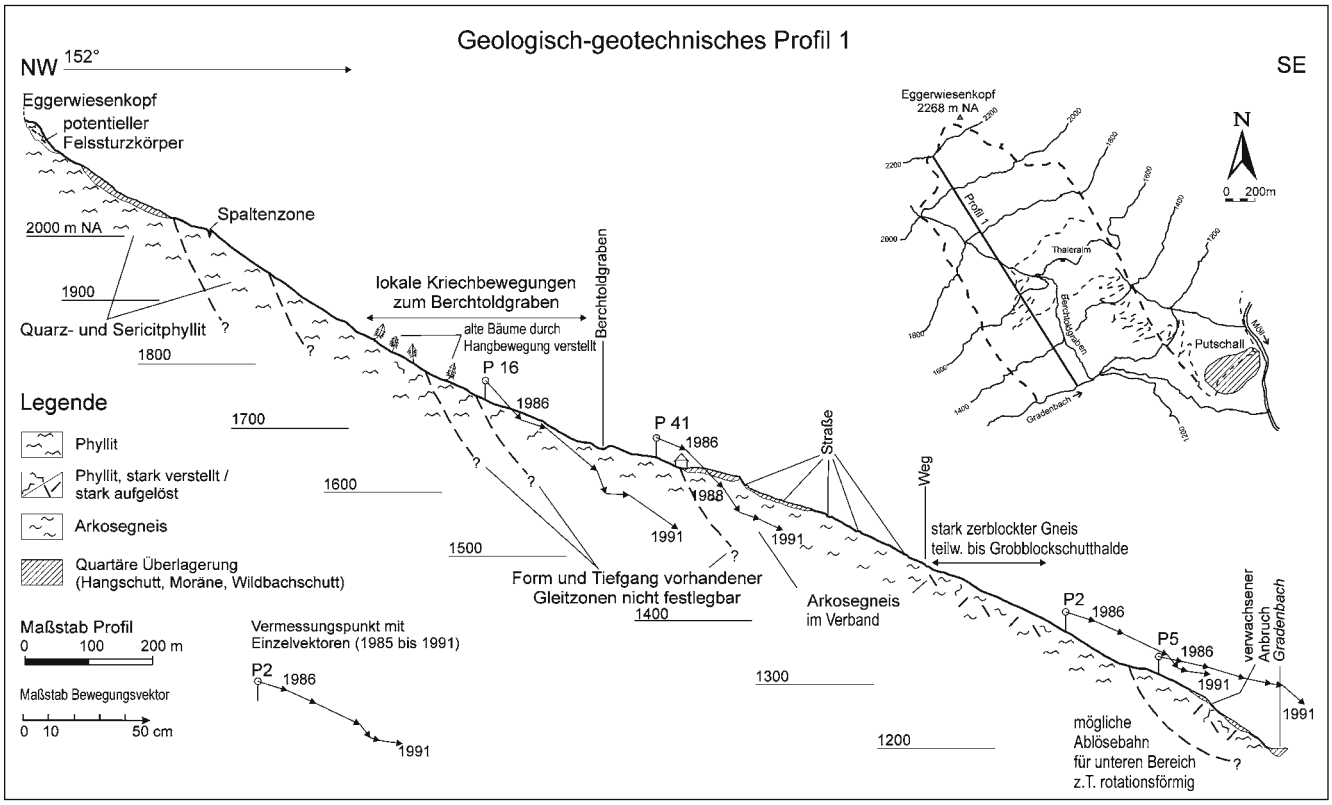

Abb. 25.
Geologisch-geotechnisches Profil westlich des Berchtoldgrabens.

gen die Neigung der Vektoren flacher als die Hangneigung (P 2 und P 5). An der Grabensohle treten sogar Hebungen auf, die zwischen 1974 und 1984 an Sperre 23 3,20 m betrugen. Der zwischen 1977 und 1984 gemessene durchschnittliche Summenvektor war dementsprechend mit +30 Grad geneigt, d.h. nach schräg oben gerichtet.

Auf die Art und die Tiefenlage der Gleitzonen des Talzuschubes wird in Kap. "Diskussion der Kinematik hinsichtlich Bewegungsmechanismus und Gleitkörpergeometrie" genauer eingegangen.

Die photogrammetrischen Messungen

Der horizontale Bewegungsvektor

Brückl et al. (2006) geben für vier Bereiche, in denen auch GPS-Messungen durchgeführt wurden, Bewegungsbeträge für die Horizontalkomponente an (Tab. 8):

Bereich A, 1370 m: Unterer Bereich der Talzuschubsmasse; geringe oberflächliche Aktivität (z. B. keine Spaltenbildung)

Bereich B, 1640 m: Mittlerer Bereich Thaleralm; geringe oberflächliche Aktivität

Bereich C, 1760 m: Oberer westlicher Bereich; oberflächliche Kriecherscheinungen

Bereich D, 1820 m: Oberer östlicher Bereich; Zerblockung durch ausgeprägte Spaltenbildung.

Für die vier Bereiche ergeben sich im Zeitraum 1962–1996 folgende Bewegungsbeträge der Horizontalkomponente und der daraus abgeleiteten Geschwindigkeiten (Beträge und Geschwindigkeiten der geodätischen Messperiode 1969–1991 in Klammern):

Bereich A: 17,8 m → 52 cm/a (7,0 m → 31 cm/a)

Bereich C: 21,8 m → 64 cm/a (11,7 m → 53 cm/a)

Bereich D: 16,8 m → 50 cm/a (6,0 m → 27 cm/a).

Bereich	Länge			Höhe			Neigung	
	Photo. m	GPS m	Verhältnis	Photo. m	GPS m	Verhältnis	Photo. (°)	GPS (°)
A	17,8	1,016	≈2	-8,7	-0,258	≈4	26	14
B	19,4	1,153	≈2	-10,6	-0,437	≈3	28,5	38
C	21,8	1,589	≈1,5	-13,6	-0,717	≈2	32	24
D	16,8	0,876	≈2	-12,3	-0,637	≈2	36	36

Tabelle 8.
Horizontalvektor und Neigung des räumlichen Bewegungsvektors aus photogrammetrischen Messungen (1962–1996) und GPS-Messungen (1999–2003); mod. n. Brückl et al. (2006).
Anmerkung „Verhältnis": Verhältnis photogrammetrischer zu GPS-Messung errechnet bei 34 Jahren.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der räumliche Bewegungsvektor

Beim Vergleich der Neigung der räumlichen Bewegungsvektoren von 1962–1996 mit dem Isolinienplan des Einfallens des räumlichen Bewegungsvektors aus geodätischen Messungen für den Zeitraum 1976 bis 1984 zeigt sich eine gute Übereinstimmung (Abb. 22).

Beide Messperioden zeigen im oberen Bereich stärker einfallende Bewegungsvektoren (ca. 35°), dagegen in den unteren Zonen flacher geneigte Bewegungsvektoren. Genaue Werte für einzelne Bereiche können der Tab. 8 entnommen werden.

Die Auswertung der digitalen Geländemodelle erbrachte zur Höhenänderung folgende Ergebnisse (BRÜCKL et al., 2006):

- Durch die Höhenunterschiede der Geländeoberfläche ergibt sich eine Volumenabnahme von 2,8 * 10^6 m^3 für die Periode von 1962 bis 1996, wobei besonders die oberen Bereiche von 1700 m aufwärts eine negative Bilanz aufweisen.
- Etwas schwierig sind die lokal im mittleren und unteren Bereich der Talzuschubsmasse auftretenden relativ hohen positiven Höhenänderungen zu interpretieren. BRÜCKL et al. (2006) weisen in diesem Zusammenhang auf die Genauigkeit der photogrammetrischen Auswertungen der 1960er Jahre hin, die nur im Meter-Bereich liegt.

Die GPS-Messungen

Aus der Tabelle ergeben sich für die Bereiche A bis D für die Horizontalkomponente und Geschwindigkeit folgende Werte:

Bereich A: 1,016 m → 25cm/a

Bereich B: 1,153 m → 28 cm/a

Bereich C: 1,589 m → 40 cm/a

Bereich D: 0,876 m → 22 cm/a.

Diskussion zu den Bewegungsbeträgen und Geschwindigkeiten in verschiedenen Zeiträumen:

- Bei Betrachtung der Bewegungsbeträge bzw. der Geschwindigkeiten für einzelne Bereiche in verschiedenen Zeitintervallen fallen die großen Unterschiede auf.
- Durchaus verständlich ist, dass innerhalb bestimmter kurzer Zeiträume die Geschwindigkeiten nur etwa die Hälfte großer Zeitintervalle betragen. Bei Betrachtung von Zeitabschnitten in den 1980er und 1990er Jahren werden die großen Bewegungsbeträge von 1975 und 1977 nicht berücksichtigt.
- Der Unterschied der langzeitlichen photogrammetrischen (1962–1996) zu den geodätischen Messungen (1969–1991) ist wesentlich schwieriger zu erklären, da in beiden Perioden die ausgeprägten Beschleunigungsphasen der 1970er Jahre integriert sind.
- Die geodätisch gemessenen Horizontalbewegungen über einen Zeitraum von 22 Jahren legen die Vermutung nahe, dass aufgrund von gegebenen Messungenauigkeiten der photogrammetrischen Auswertung die Horizontalkomponente für den Zeitraum 1962 bis 1991 etwas zu groß ist. Es zeigt aber auch, dass bei solchen tiefgreifenden Hangbewegungen die Analyse nur kleiner Zeitabschnitte den wirklich auftretenden Bewegungsgrößen und den daraus zu folgernden Baumaßnahmen und Sanierungskonzepten nicht immer gerecht werden kann.
- Basierend vorwiegend auf den photogrammetrischen Auswertungen werden Gleit- und Kriechraten (KR) für die letzten 50 Jahre mit 0,6 m/a angegeben (BRÜCKL & BRÜCKL, 2006). Für die Kriech- und Gleitrate seit Beginn der Bewegung nach dem Rückzug des Eises (KR_{15000} BP) wird in diesem Zusammenhang die Beziehung 0,006 m/a < KR_{15000} < 0,012 m/a aufgestellt.

Auch wenn die Bewegungsraten für 50 Jahre sicher etwas zu hoch angesetzt sind, so fällt doch das große Verhältnis KR_{50} zu KR_{15000} auf. Es wird gefolgert, dass eine einsetzende Beschleunigung erst in neuerer Zeit erfolgt und die Talzuschubsmasse sich im Initialstadium befindet.

Letztgenannte Aussage lässt sich aus morphologischen und geotechnischen Aspekten nur schwierig vertreten. Vielmehr legt die morphologische Ausbildung mit Einsackungen im oberen Teil und hohen Abrisskanten und ausgeprägten Vorwölbungserscheinungen im unteren Bereich eher ein Finalstadium nahe. Dies unterstreicht auch die

Parameter	Extensometer 1 (E1)
Messbeginn	14.05.1979
Messende	18.09.1994
Anzahl der Werte	5606
Mittelwert / cm	0,05098
Median / cm	0
Minimum / cm	-8,2
Maximum / cm	8,4
Variationsbreite / cm	16,6
Standardabweichung	0,41317
Stichprobenvarianz	0,17071
Kurtosis	84,63580
Schiefe	-0,17589
Summe 14. 05. bis 31. 12. 1979 / cm	31,8
Jahressumme 1980 / cm	33,9
Jahressumme 1981 / cm	20,2
Jahressumme 1982 / cm	6,3
Jahressumme 1983 / cm	14,2
Jahressumme 1984 / cm	8,9
Jahressumme 1985 / cm	9,8
Jahressumme 1986 / cm	20,5
Jahressumme 1987 / cm	25,9
Jahressumme 1988 / cm	21,7
Jahressumme 1989 / cm	5,6
Jahressumme 1990 / cm	6,0
Jahressumme 1991 / cm	25,2
Jahressumme 1992 / cm	36,3
Jahressumme 1993 / cm	10,7
Summe 01. 01. bis 18. 09. 1994 / cm	8,8
Gesamtsumme / cm	285,8

Tabelle 9.
Statistische Kennwerte der Aufzeichnungen an Extensometer 1.
Datengrundlage: tägliche Relativverschiebungen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Zeitraum	Zeit t	Verschiebung s	Geschwindigkeit v	Bemerkung
	d	cm	cm/d	
1980				
01.01.-14.02.	45	2,9	0,064	
15.02.-31.05.	107	1,6	0,015	Minimum [1)]
01.06.-30.09.	122	23,4	0,192	
01.07.-30.09.	92	21,1	0,229	
01.07.-15.09.	77	19,5	0,253	
14.07.-08.08.	26	9,9	0,381	Maximum [1)]
24.07.	1	1,5	1,5	1-Tages-Maximum
01.10.-31.12.	92	6	0,065	
01.01.-31.12.	366	33,7	0,092	Jahresbetrag
1981				
01.01.-14.02.	45	3	0,067	
15.02.-06.05.	81	2,8	0,035	
07.05.-05.10.	152	13,4	0,088	Maximum
30.07.	1	1	1	1-Tages-Maximum
06.10.-31.12.	87	1	0,011	Minimum
01.01.-31.12.	365	20,2	0,055	Jahresbetrag
1990				
23.12.	1	1,6	1,6	1-Tages-Maximum
01.01.-31.12.	365	6	0,016	Jahresbetrag
1991				
01.01.-15.06.	166	2,5	0,015	
16.06.-15.09.	92	21,6	0,235	
01.07.-18.08.	49	15,4	0,314	Maximum
29.08.	1	1,8	1,8	1-Tages-Maximum
16.09.-31.12.	107	1,1	0,01	Minimum
01.01.-31.12.	365	25,2	0,069	Jahresbetrag
1992				
01.01.-01.04.	49	2,2	0,024	
02.04.-20.05.	49	3,3	0,067	
21.05.-27.07.	68	28,1	0,413	
01.06.-05.07.	34	18	0,529	Maximum
10.06.	1	3,4	3,4	1-Tages-Maximum
28.07.-31.12.	157	2,7	0,017	Minimum
01.01.-31.12.	366	36,3	0,096	Jahresbetrag
1993				
01.01.-31.07.	212	5,5	0,026	
25.01.	1	1,4	1,4	1-Tages-Maximum
01.08.-19.11.	111	1,4	0,013	Minimum
20.11.-31.12.	42	3,6	0,086	Maximum
01.01.-31.12.	365	10,7	0,029	Jahresbetrag

Tabelle 10.
Verschiebungsbeträge s und durchschnittliche Geschwindigkeiten v an der Talzuschubsstirn.
Datengrundlage: tägliche Relativverschiebungen der Jahre 1980, 1981, 1990–1993 an Drahtextensometer 1.
[1)] Maximum und Minimum beziehen sich nur auf die in der Auswertung berücksichtigten Intervalle innerhalb des Beobachtungsjahres.

starke Zerblockung, Spaltenbildung und die Auflösung in Teilgleitkörper (HERMANN, 1997).

Bewegungsverlauf über die Zeit an der Talzuschubsstirn

Ergebnisse der Drahtextensometermessungen

Wie bereits in Kap. „Methodik und Fehlerbetrachtung" beschrieben, wurden an der Talzuschubsstirn die Verschiebungen mit zwei quasi-kontinuierlich registrierenden Drahtextensometern gemessen (zur Lage siehe Abb. 18). Da bei Extensometer 2 keine plausiblen Daten vorliegen, werden für die detaillierte Auswertung und die Prüfung kausaler Zusammenhänge zwischen externen Faktoren und der Hangbewegung nur die Aufzeichnungen des Extensometers 1 verwendet. Für die statistischen Berechnungen lagen die Messwerte als Zeit-Verschiebungs-Wertepaare im Tagesintervall vor.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

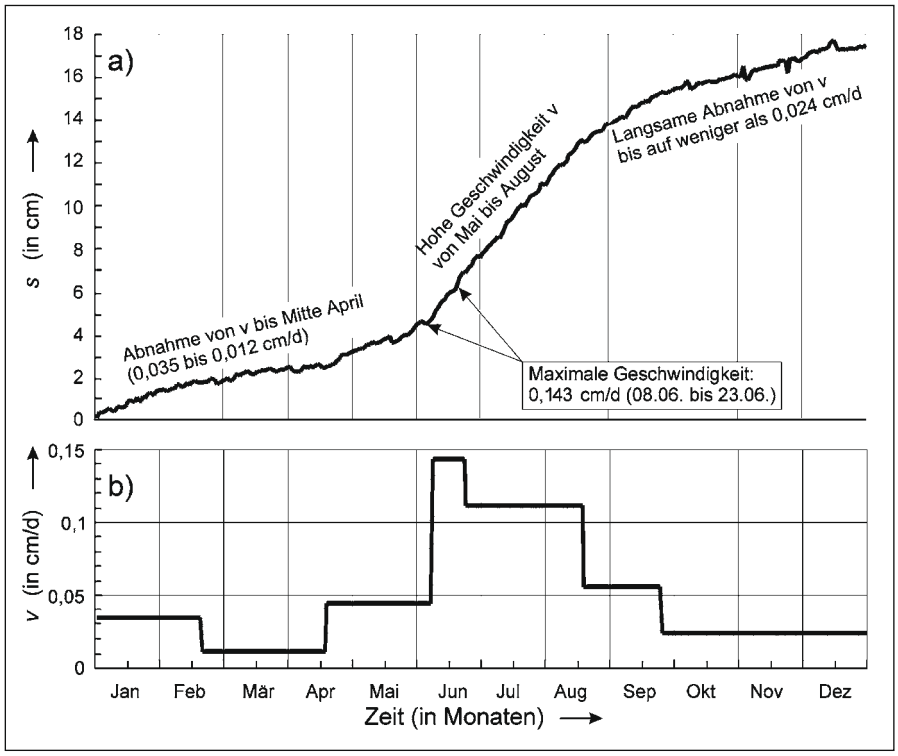

Abb. 26.
Durchschnittliches jahreszeitliches Bewegungsverhalten an der Talzuschubsstirn.
a) Kumulative Verschiebung; b) Durchschnittliche Verschiebungsraten (linear interpolierte Teilstücke). Datengrundlage: Tägliche Relativverschiebungen an Drahtextensometer 1 (1980 bis 1993).

Für rechenintensive Auswertungen wurden Mittelwerte über zwei oder mehrere Tage eingesetzt. Durch diese Maßnahme werden zudem auch die z.T. witterungsbedingten starken Tagesschwankungen ausgeglichen. In Tab. 9 gehen jedoch die unveränderten Tageswerte für die Zusammenstellung der Ergebnisse der Drahtextensometer-Aufzeichnungen ein. Die kumulative Verschiebung an Extensometer 1 über den gesamten Messzeitraum wird aus Abb. 23 ersichtlich. Wie Vergleiche mit den Verschiebungsraten an den geodätischen Kontrollpunkten (Kap. „Betrag und Richtung der Hangbewegung“) und an der Stahlband-Messstelle („Ergebnisse der Stahlbandmessungen“ in diesem Kap.) zeigen, sind die am Drahtextensometer gemessenen Verschiebungsraten möglicherweise aus bisher nicht bekannten Gründen etwas zu hoch.

Detailauswertung für bestimmte Jahre

Für die Jahre 1980, 1981 und 1990 bis 1993 wurden die Verschiebungsbeträge und die daraus resultierenden Verschiebungsgeschwindigkeiten einer genaueren zeitlichen Einordnung unterzogen. Die Ergebnisse verdeutlichen die Variationsbreite der jährlichen Hangbewegung (Tab. 10).

In den Jahren 1980, 1981, 1991 und 1992 werden insgesamt sehr hohe Verschiebungsbeträge registriert (s. auch Tab. 9). Durch die abschnittsweise Auswertung zeigt sich auch, dass ein unterer Grenzwert für die Verschiebungsgeschwindigkeit bei etwa 0,01 cm/d, das entspricht 3,65 cm/a, liegt. Die durchschnittliche Verschiebungsgeschwindigkeit und damit die entsprechende kumulative Verschiebung von 5,6 cm im Jahr 1989 und 6 cm im Jahr 1990 ist nicht ganz doppelt so groß wie dieser berechnete untere Grenzwert. Signifikante Maxima für den Zeitraum von einem Tag liegen zumeist um mehr als eine Zehnerpotenz über den maximalen Verschiebungsraten für bestimmte Zeitabschnitte.

Die aus den maximalen Verschiebungsraten ermittelten Geschwindigkeiten variieren zwischen 0,3 cm/d und 0,53 cm/d, woraus sich bei Hochrechnung (Annahme: lineares Bewegungsverhalten) auf ein ganzes Jahr theoretisch Beträge von rd. 110 cm/a bzw. 193 cm/a berechnen lassen würden. Solche hohen Verschiebungsraten wurden aber nach 1975 am Talzuschub Gradenbach nicht mehr beobachtet. Zudem ist nach den vorliegenden Ergebnissen die Annahme eines linearen Bewegungsverhaltens nicht korrekt, zeigt aber, dass sogar noch wesentlich höhere Beträge möglich sind (Abb. 27b).

Zeitlich betrachtet fällt die Mehrzahl der Abschnitte mit hohen Verschiebungsraten auf die Monate Juni bis August und die Abschnitte mit den niedrigsten Raten auf den Zeitraum zwischen September und April. Diese starke jahreszeitliche Abhängigkeit der Hangbewegung wurde am Talzuschub Gradenbach schon frühzeitig erkannt (z.B. MOSER & GLUMAC, 1982). Das durchschnittliche jahreszeitliche Bewegungsverhalten zwischen 1980 und 1993 kann veranschaulicht werden, wenn alle Messwerte in ein Kalenderjahr projiziert werden und für jeden Tag der arithmetische Mittelwert berechnet wird. In Abb. 26a ist die daraus ermittelte kumulative Verschiebung und in Abb. 26b für charakteristische Abschnitte dieser Kurve durchschnittliche Verschiebungsrate dargestellt. Ab Ende Januar zeigt sich im Mittel ein Rückgang der Bewegungsrate auf ein Minimum mit etwa 0,01 cm/d (Mitte Februar bis Mitte April). Bis Anfang Juni werden durchschnittlich 0,044 cm/d registriert.

Die maximale durchschnittliche Bewegungsrate mit 0,143 cm/d wird nur für zwei Wochen erreicht. Die Bewegungsrate hält sich im Anschluss bis Mitte August mit 0,111 cm/d auf hohem Niveau und fällt bis zum Jahresende sogar noch unter die Bewegungsrate vom Jahresbeginn. Weitere von MOSER (1993) veröffentlichte Resultate hinsichtlich des Bewegungsablaufes an der Talzuschubsstirn lassen sich mit dieser neuen Auswertung bestätigen und weiter

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

präzisieren. Als Grundlage dafür dienen die Drahtextensometermessungen zwischen 1979 und 1994 sowie die Stahlbandmessungen zwischen 1972 und 1995.

Danach beträgt der untere Grenzwert für die Hangbewegung an der Talzuschubsstirn 0,01 cm/d bzw. 3,6 cm/a. Der Maximal-Wert wurde im Jahre 1992 mit 36,3 cm/a gemessen. Im Jahre 1975 wurden jedoch an der Stahlbandmessstelle 352 cm/a registriert, was einem Vielfachen der mit dem Drahtextensometer zwischen 1979 und 1994 gemessenen jährlichen Bewegungsraten entspricht. Die Größenordnung der Verschiebungsrate an der Talzuschubsstirn liegt im Zeitraum von 1972 bis 1995 somit zwischen 3,6 cm/a und 352 cm/a (s. dazu „Ergebnisse der Stahlbandmessungen" in diesem Kap.).

Zeitlich fallen Perioden mit hohen Verschiebungsraten fast ausschließlich auf die Monate Juni bis August. Es kann somit ein zyklisch-regressives Verhalten festgestellt werden, das auf jahreszeitlichen Einflüssen beruht (Bergwasserspiegelniveau, Mächtigkeit der Schneedecke und zeitlicher Verlauf des Abschmelzens im Frühjahr) sowie auf selteneren Niederschlags-Extremereignissen (vgl. auch Kap. „Der Einfluss der Hydrologie auf Betrag und zeitlichen Verlauf der Hangbewegung"). In den oberen und mittleren Bereichen des Talzuschubes wird, wie das morphologische Bild bereits zeigt, überwiegend ein Öffnen des Gebirges festgestellt. Die Bewegungsraten sind jedoch geringer, als aufgrund der beobachteten Zerrungsstrukturen vermutet werden könnte. Im Gegensatz dazu steht der untere Bereich mit einer „Stauchung" der Zuschubsmasse, welche bereits an der Zerstörung der Querwerke abgelesen werden können.

Die Zeit-Verschiebungskurve von Extensometer 1 weist mit Ausnahme „elastischer Verformung" und „Bruch" die typischen Bestandteile klassischer Kriechkurven auf: primäres, sekundäres und tertiäres Kriechen. Jedoch führte das tertiäre Kriechen (Beschleunigung) bisher nicht zum Bruch (Versagen großflächiger Böschungsbereiche bzw. der Talflanke), sondern ging immer wieder in ein primäres und sekundäres Kriechen über.

Ergebnisse der Stahlbandmessungen

Mit relativ geringem Aufwand lassen sich an der Talzuschubsstirn auch Verschiebungsmessungen mit dem Stahlbandmaß durchführen. Die zeitliche Auflösung der Hangbewegung ist aber aufgrund des längeren Messintervalls von zwei bis vier Wochen nicht so gut wie die der Drahtextensometermessungen. Dennoch lassen sich bezüglich des Bewegungsverhaltens in Abhängigkeit von der Zeit sehr ähnliche Resultate erzielen.

Erste Ergebnisse der Stahlbandmessungen zwischen 1972 und 1982 wurden bereits von MOSER & KIEFER (1988) veröffentlicht. Der zeitliche Ablauf der Bewegung wurde von MOSER (1993) genauer beschrieben. Dabei zeigte sich bei Betrachtung eines ein-jährigen Zeitabschnittes ein differenziertes saisonales Bild, das sich in Wintergeschwindigkeiten mit ca. 0,02 cm/d, in Frühsommergeschwindigkeiten mit 0,4 cm/d und in Spätsommer- und Herbstgeschwindigkeiten mit ca. 0,05 cm/d aufgliedern ließ. Etwas detailliertere Angaben dazu lassen die Ergebnisse der Drahtextensometermessungen zu (s. „Ergebnisse der Drahtextensometermessungen" in Kap. „Bewegungsverlauf über die Zeit an der Talzuschubsstirn"). Die nachfolgenden Auswertungen dienen nun vor allem dem

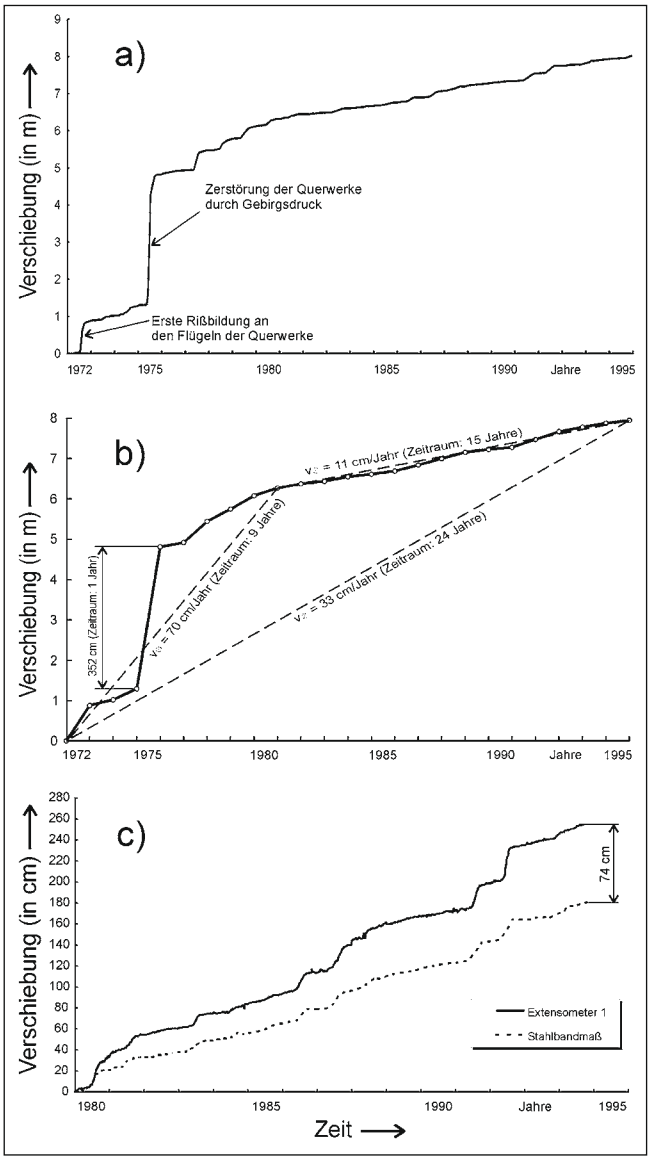

Abb. 27.
Ergebnisse der Stahlbandmessungen an der Talzuschubsstirn.
a) Zeitlicher Verlauf der Verschiebung (Messintervall ca. zwei Wochen);
b) Kurve aus jährlichen Verschiebungssummen mit Berechnung der Verschiebungsraten für unterschiedlich lange Zeitintervalle;
c) Vergleich der kumulativen Verschiebung der Bandschreiberaufzeichnungen an E1 mit der an der Stahlbandmessstelle (10-Jahres-Intervall).
Insgesamt ist die gemessene Verschiebung mit dem Stahlmaßband um 74 cm geringer als die mit dem Drahtextensometer.

Vergleich der Drahtextensometer-Aufzeichnungen mit den Ergebnissen der Stahlbandmessungen bezüglich der zeitlichen Auflösung und der registrierten Verschiebungsraten.

Im Zeitraum von Anfang April 1972 bis Ende Dezember 1995 (rd. 24 Jahre) wurde mittels Stahlbandmessungen ein Gesamtverschiebungsbetrag des Gebirges und damit einhergehend eine Verringerung des Grabenquerschnittes von 8,03 m festgestellt (Abb. 27). Die größten Beträge wurden 1975 mit 352 cm und 1972 mit 88 cm erreicht. Ein Teil der bis 1971 fertiggestellten armierten Betongrundschwellen zeigte bereits 1972 erste Risse und wurde 1975 z.T. zerstört. In Abb. 27a und Abb. 27b ist ersichtlich, dass sich seit 1980 eine gewisse Beruhigung der Hangbewegung eingestellt hat und durchschnittlich eine Verschiebungsrate von ca. 11 cm/Jahr gemessen wird. Verglichen mit den Messungen an Drahtextensometer 1 wird mittels

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

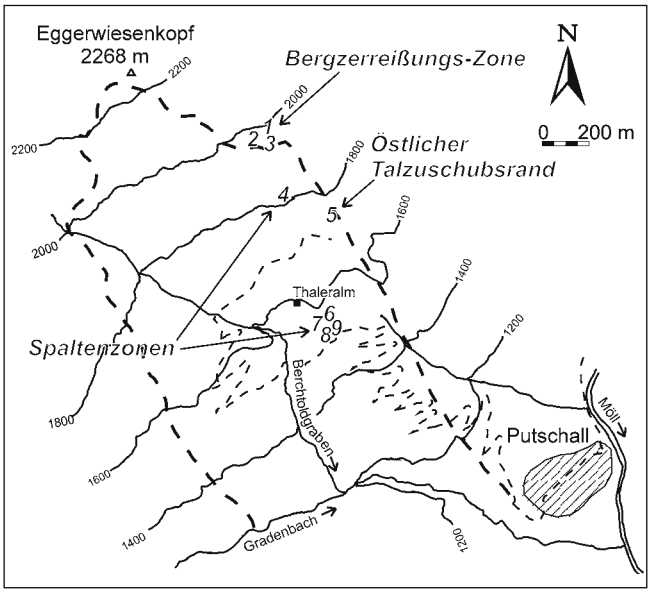

Abb. 28.
Lage der Präzisionsstahlband-Messstellen M1 bis M9.

Stahlbandmaß über einen Zeitraum von zehn Jahren ein um 74 cm geringerer Verschiebungsbetrag festgestellt (Abb. 27c).

Die Ergebnisse der Stahlbandmessungen unterstreichen die Richtigkeit der Drahtextensometermessungen (Extensometer 1) bezüglich des zeitlichen Verlaufes, da mit beiden Methoden „Ruhephasen" und „aktive Phasen" in gleicher Weise registriert werden. Außerdem besteht zwischen den Daten beider Messmethoden trotz des unterschiedlichen Absolutbetrages ein enger bis streng funktionaler linearer Zusammenhang mit einem Pearson'schen Korrelationskoeffizienten von r = 0,999. Mit dem Stahlbandmaß wurde im gleichen Zeitraum (1980 bis 1994) jedoch eine um 28,5 % geringere kumulative Verschiebung gemessen als mit dem Drahtextensometer (Abb. 27c). Der Absolutbetrag der gemessenen Hangbewegung an Extensometer 1 ist zwar durch geodätische Vergleichsmessungen z.T. abgesichert, dennoch wurden sowohl an den geodätischen Kontrollpunkten im unteren Bereich (s. Abb. 18) als auch mit dem Stahlbandmaß zwischen 1980 und 1991 eine etwa 60 bis 70 cm geringere kumulative Verschiebung festgestellt. Für die große Abweichung der Verschiebungsbeträge an Extensometer 1 von den über den gesamten unteren Talzuschubsbereich repräsentativen Beträgen gibt es bislang noch keine plausible Erklärung.

Kinematik von Teilkörpern innerhalb der Hangdeformation

Lage der Messstellen

Die Mobilität von Teilkörpern innerhalb der Hangdeformation wurde mittels Präzisionsstahlbandmaß untersucht. Die Lage der nachfolgend besprochenen Messstellen ist aus Abb. 28 ersichtlich.

Spaltenzonen zwischen 1500 und 1850 m Sh

In den oberen und mittleren Bereichen des Talzuschubes wird, wie das morphologische Bild bereits zeigt, überwiegend ein Öffnen des Gebirges festgestellt. Im Bereich von Messstrecke 4 (oberer Bereich der Talzuschubsmasse) sind z.B. ausgeprägte Spalten mit bis zu zehn Metern Tiefe vorhanden. Aufgrund des morphologischen Befundes war demnach eine hohe Bewegungsrate innerhalb dieses Abschnitts zu erwarten. Jedoch ist der dort gemessene relative Verschiebungsbetrag von 12 mm (1 mm/a) in einer mit ca. 30° streichenden Spalte seit 1987 sehr gering und spiegelt nicht das vorhandene morphologische Bild wider (Abb. 29).

An den Messstellen 6 bis 9 im mittleren Bereich des Talzuschubes, südöstlich der Thaleralm, werden ebenfalls nur

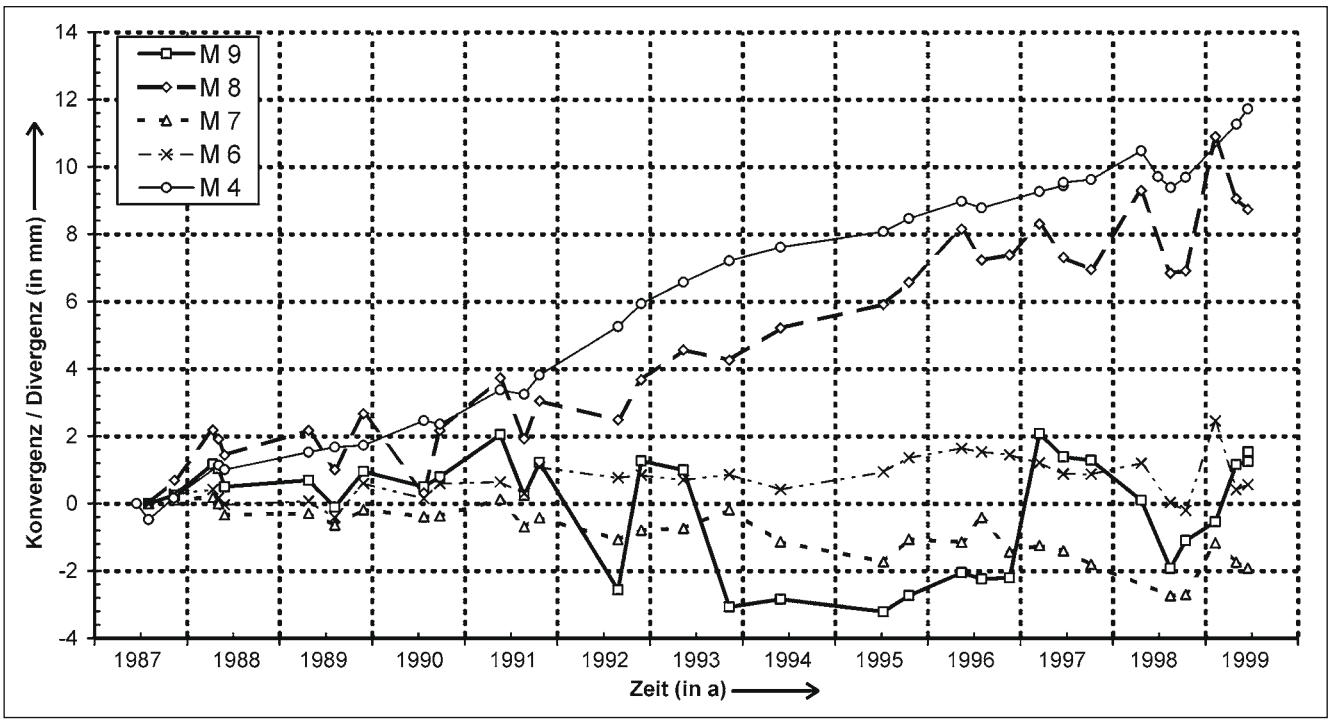

Abb. 29.
Ergebnisse der Präzisions-Stahlbandmessungen im Bereich von Spaltenzone verschiedener Teilkörper des Talzuschubes zwischen 1500 und 1850 m Sh.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

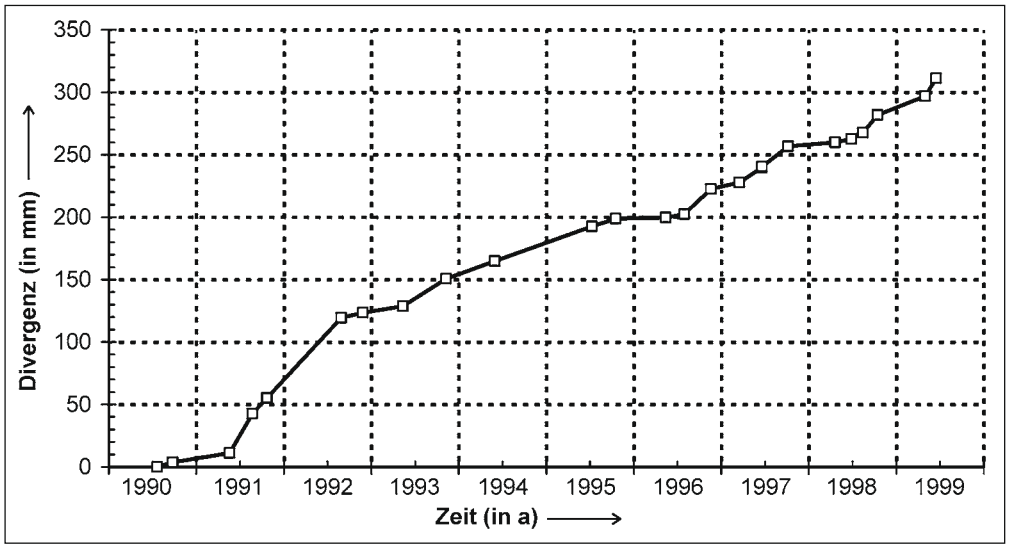

Abb. 30.
Ergebnisse der Präzisions-Stahlbandmessungen an der östlichen Abrisskante des Talzuschubes bei 1750 m Sh (Strecke 5; Streichen 14°, Neigung -26°).

sehr geringe Bewegungen gemessen, trotz der dort stark ausgeprägten, mit etwa 50° streichenden Spalten bzw. Ablösezonen und des unterhalb anschließenden Steilabsatzes. Die größten Bewegungen mit ca. 9 mm können bei Messstelle 8 registriert werden, die sich unmittelbar oberhalb des Steilabsatzes bei 1500 bis 1550 m Sh befindet und eine etwa 10 m lange, 2 bis 4 m tiefe und 3 m breite Spalte überspannt. Bei den Messstellen 6, 7 und 9 liegen die relativ ungerichteten Bewegungen seit 1987 unter ±4 mm. Die Bewegungsraten sind innerhalb des Beobachtungszeitraumes auch hier wiederum viel geringer, als es aufgrund der vorhandenen Zerrungs- und Ablösestrukturen zu erwarten gewesen wäre.

Die Ergebnisse weisen – in Kombination mit den geodätisch ermittelten Verschiebungsbeträgen – darauf hin, dass sich die Hauptbewegungen in sehr tief liegenden Bewegungszonen abspielen. Das darüber liegende, oberflächennahe Gebirge folgt diesen tief liegenden Bewegungen, ohne selbst in jüngster Zeit eine eigene Bewegungsaktivität zu zeigen.

Östliche Begrenzung bei 1750 m Sh

An der östlichen Talzuschubsbegrenzung auf ca. 1750 m Sh befindet sich Messstrecke 5. Mit dieser Messstrecke ist es möglich, die Relativbewegung zwischen der randlichen Talzuschubsmasse und dem unbewegten, stabilen Gebirge festzustellen. An M 5 konnten deshalb – im Gegensatz zu den Messstrecken 4, 6, 7, 8 und 9 – deutliche Verschiebungen von 315 mm in 9 Jahren gemessen werden (Abb. 30). Dies entspricht einer durchschnittlichen Bewegungsrate von 35 mm/a für diesen Zeitraum. Andeutungsweise gibt es Phasen größerer und geringerer Bewegungsaktivität, die weitgehend mit denen an der Talzuschubsstirn übereinstimmen (z.B. hohe Aktivität in 1991 und 1992; geringere Aktivität in den folgenden Jahren). Auch der an der Talzuschubsstirn festgestellte Jahreszyklus ist, soweit es die unregelmäßigen Messwerte erlauben, ansatzweise zu erkennen.

Die Hauptabrisskante

Wie die Aufnahmen seit den Jahren 1975 gezeigt haben, ist die Aktivität der Hauptabrisskante insgesamt als gering einzustufen. Eine deutliche Veränderung fand im westlichen Bereich nördlich des Quellbereiches des Berchtoldbaches im Spätherbst 2005 statt. In sehr feinblättrigen Phylliten entwickelte sich im Streichen des Gebirgsverbandes (ca. 150°) eine Rutschungszunge in einer Höhenlage von 2040

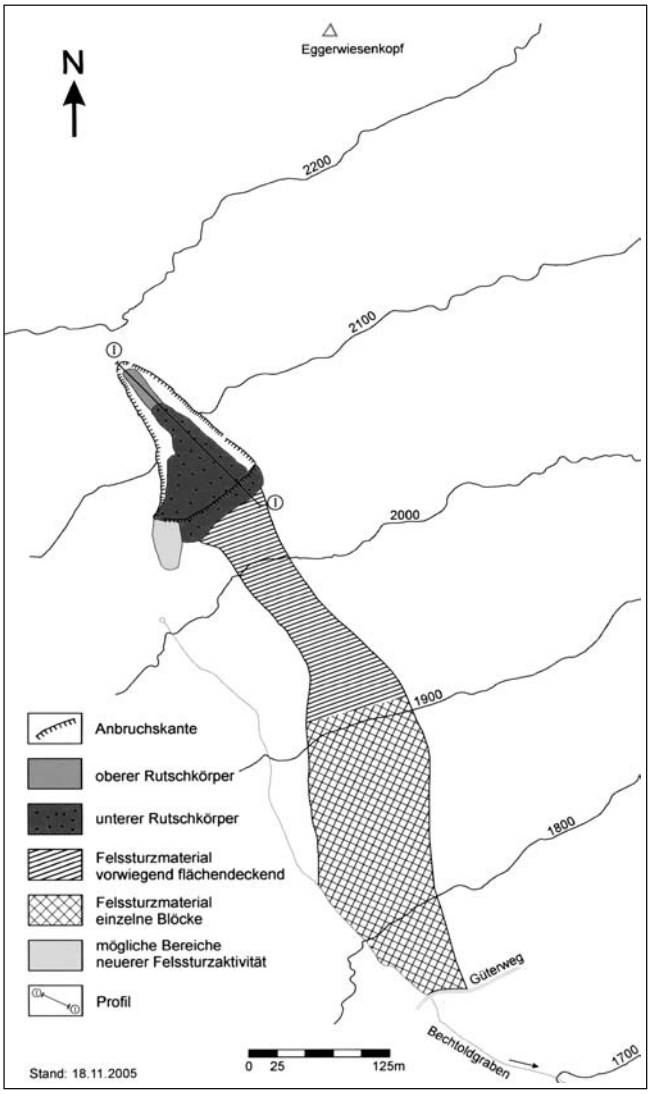

Abb. 31.
Rutschungs- und Felssturzareal an der Hauptabrisskante südwestlich des Eggerwiesenkopfes.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Abb. 32.
Durch Blockschlag zerstörter Lärchenwald in ca. 1850 m Sh.

bis 2130 m Sh mit einem Volumen von ca. 30.000 m³. Die übersteilte Stirnfront (ca. 45°) des unteren Rutschungskörpers wies zum Teil eine blockige Gebirgsfazies auf, so dass Blöcke im m³-Bereich bereitgestellt werden konnten.

Letztgenannte Konstellation bewirkte eine Felssturzzunge, die mit einzelnen Blöcken bis zum Niveau des Güterweges in ca. 1760 m Sh reichte (Pauschalgefälle ca. 30°). Die Breite des Felssturzareals betrug im oberen Bereich 40–50 m, im unteren Geländeabschnitt ab ca. 1900 m Sh bis zu 100 m (Abb. 31).

Der Lärchenbestand wies z. T. massive Beschädigungen auf (Abb. 32).

Bergzerreißung oberhalb der Hauptabrisskante (1950 bis 2000 m Sh)

Oberhalb der östlichen Hauptabrisskante wird nur in der direkt oberhalb anschließenden Spalte (Messstrecke 3) eine deutliche Ablösung festgestellt (Abb. 33). Die Spalte ist schon im Luftbild von 1967 erkennbar und hat sich seit 1987 mit einer nahezu konstanten Bewegungsrate von 6,5 mm/a verbreitert. In noch weiter von der Hauptabrisskante entfernten, parallel dazu verlaufenden Spaltenzonen fanden im Beobachtungszeitraum von 1987 bis 1999 (12 Jahre) dagegen nur unmerkliche Bewegungen von insgesamt weniger als 1 mm statt (Messstrecken 1 und 2). Da an diesen Spalten auch keine frischen Anbrucherscheinungen zu beobachten sind, befindet sich das Gebirge in diesem Bereich seit 1987 in Ruhe.

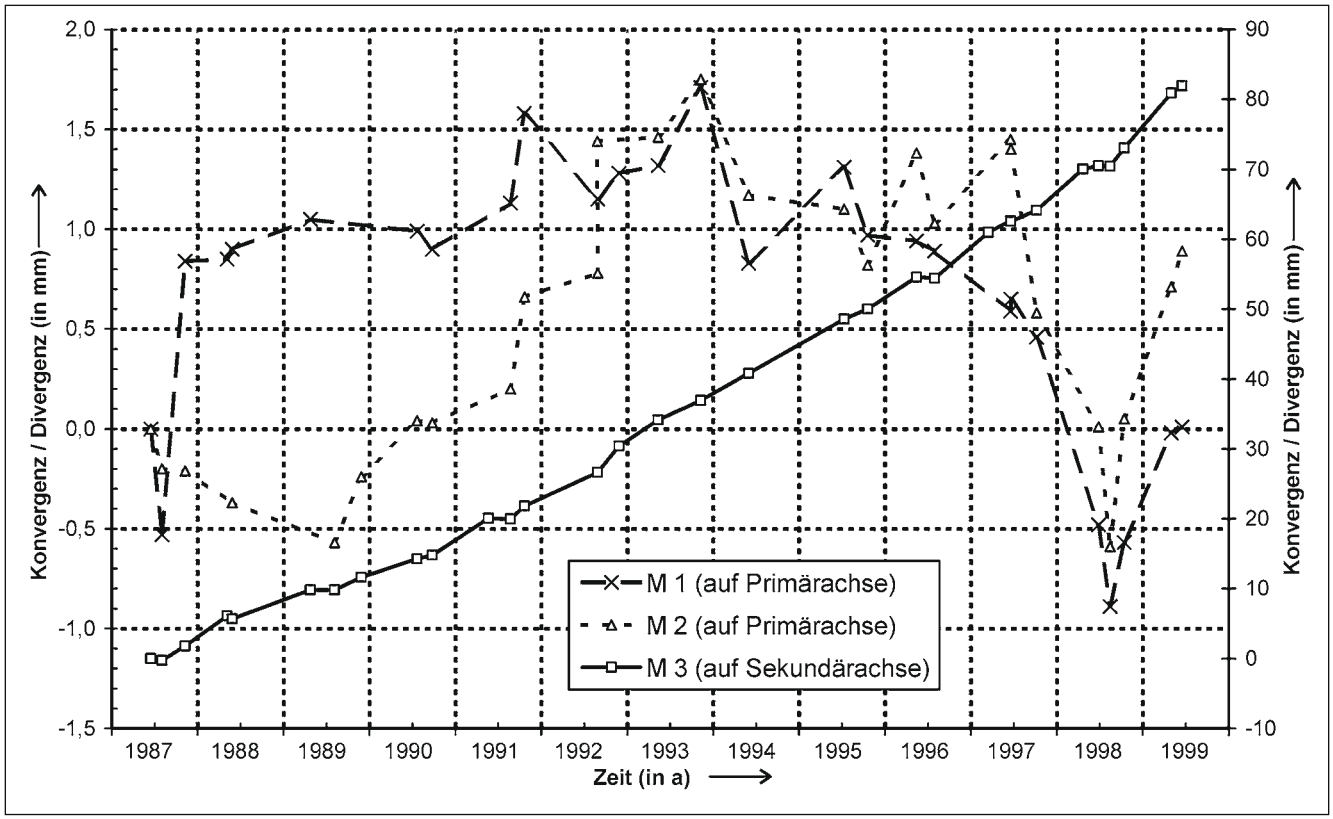

Abb. 33.
Ergebnisse der Präzisions-Stahlbandmessungen oberhalb der Hauptabrisskante des Talzuschubes bei 2000 m Sh.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

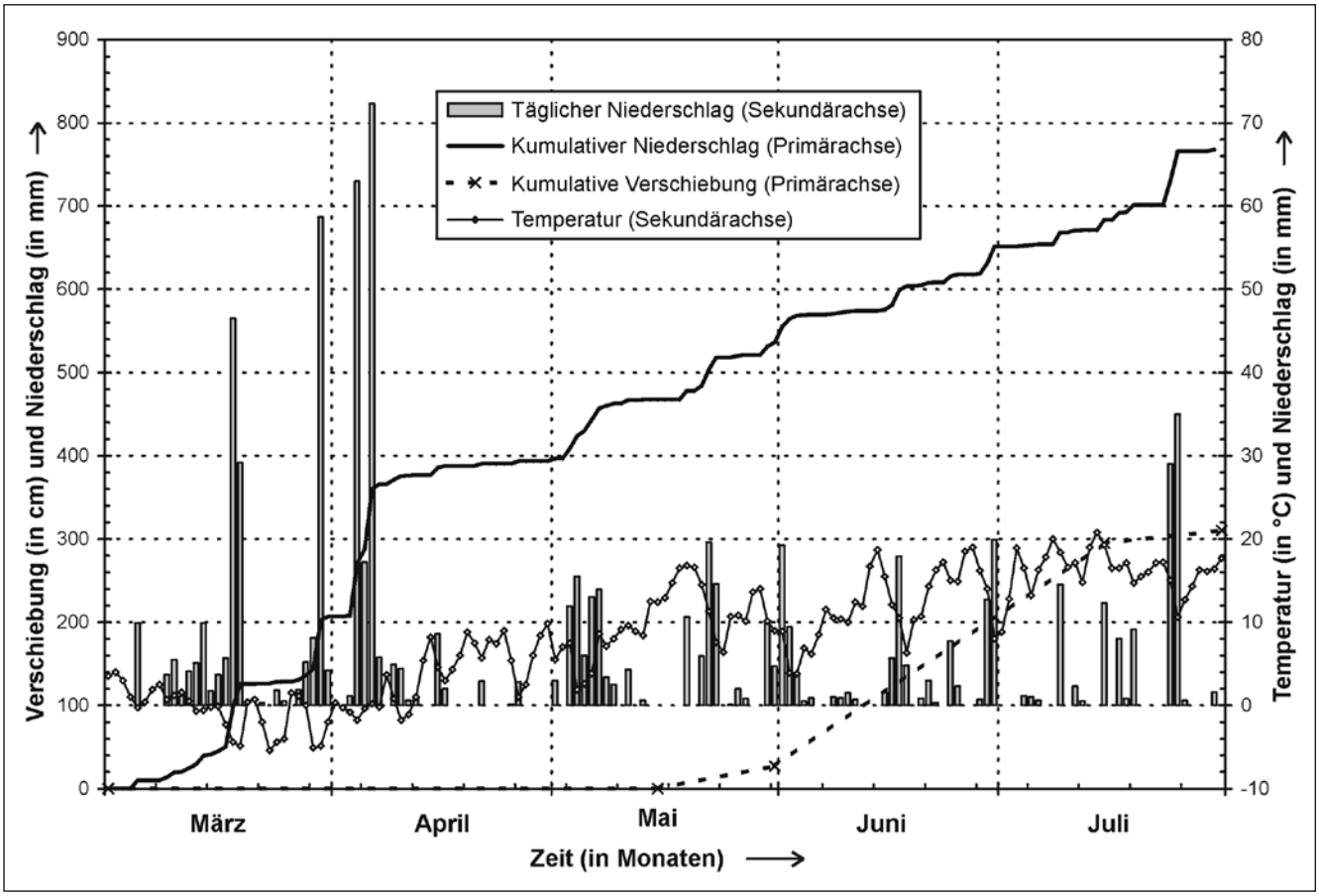

Abb. 34.
Tägliche Niederschläge, berechnete kumulative Niederschläge, tägliche mittlere Lufttemperaturen (Station Egg/Fleißner) und kumulative Verschiebung an der Stahlbandmessstelle im Jahre 1975.

Der Einfluss der Hydrologie auf Betrag und zeitlichen Verlauf der Hangbewegung

Die Auswertung der Beziehungen zwischen den Niederschlägen, dem Bergwasserspiegel und der Hangbewegung sind aufgrund der Größe des Untersuchungsgebietes sehr schwierig. So ist zu bedenken, dass die Niederschläge nicht überall gleichmäßig verteilt oder in gleicher Art (z.B. als Regen oder Schnee) niedergehen. Die Durchlässigkeit des Gebirges variiert stark aufgrund dessen Inhomogenität. Außerdem können die in kurzen Intervallen benötigten Verschiebungsmessungen für die Untersuchung zeitlicher Zusammenhänge mit vertretbarem Aufwand nur an der Talzuschubsstirn durchgeführt werden.

Nachfolgend wird zum einen versucht die zeitlichen Zusammenhänge zwischen den hydrologischen Faktoren und der Deformation aufzuzeigen, wobei das Hauptinteresse auf den Zusammenhängen zwischen dem Bergwasser und der Hangbewegung liegt. Zum anderen wird auch näher auf die Stärke der Deformation in Abhängigkeit von den Niederschlägen und der Bergwasserspiegelhöhe eingegangen (WEIDNER, 2000).

Die Abhängigkeit der Deformation von den Niederschlägen

Die zeitlichen Zusammenhänge zwischen den Niederschlägen und der Hangbewegung wurden schon von KRONFELLNER-KRAUS (1978a, b, 1980) untersucht. Nach der damals zur Verfügung stehenden 4-jährigen Messreihe (1972 bis 1975) von geodätischen Kurzintervallmessungen ergab sich der beste Zusammenhang zwischen der 10-monatigen Niederschlagssumme von November des Vorjahres bis August und der Hangbewegung von Mai bis September. Mit einer anderen Methode wurde für die Jahre 1979 bis 1982 von MAZUR (1982) der direkte Zusammenhang zwischen den Niederschlägen und der Hangbewegung untersucht. Das Maximum der Kreuzkorrelationsfunktion zwi-

Messstelle	A		B	
	Wochen	max. r_k	Wochen	max. r_k
1	-8	0,136	-4	0,283
2	-12	0,141	-4	0,176
3b	-4	0,283	±0	0,387
8	-7	0,196	-1	0,126
13	-8	0,191	-1	0,175
14	-9	0,151	-2 ... -3	0,130
15	-7	0,145	-2	0,329
Egg 2	-6	0,197	+2	0,240

Tabelle 11.
Zeitliche Differenzen zwischen der Verschiebungsrate an Extensometer 1 und den Bergwasserspiegel-Änderungen (A) sowie des Bergwassermaximums (B). Die Stärke des Zusammenhangs ist als linearer Korrelationskoeffizient r_k angegeben. Der kritische Wert $r_{FG;\alpha}$ zur Prüfung von r_k auf Signifikanz (zweiseitiger Test mittels t-Verteilung; FG = n – 2 = 714 und α = 0,05; n Anzahl der Werte) beträgt 0,074).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

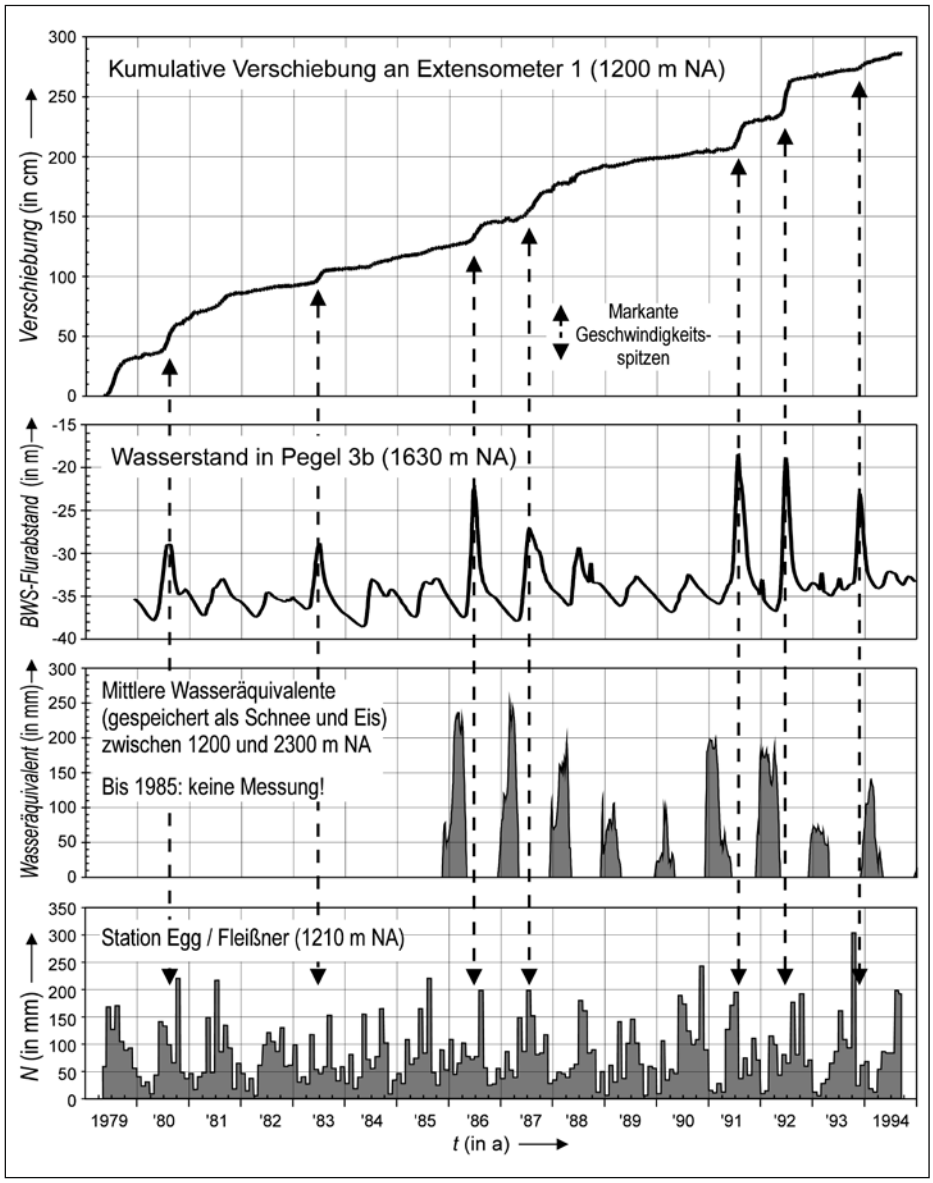

Abb. 35.
Synoptische Darstellung von kumulativer Verschiebung x und Verschiebungsgeschwindigkeit v an Extensometer 1 sowie des Bergwasserspiegels in Pegel 3b und der Monatssummen der mittleren täglichen Niederschläge N an der Station Fleißner.

schen den Niederschlägen und der Hangbewegung lag dabei zwischen fünf und sechs Monaten.

Eigene Auswertungen dazu zeigen, dass die Niederschläge, die als Regen fallen, sich meistens nur gering auf die Bergwasserspiegel-Höhe auswirken. Deshalb können im Anschluss an Regenereignisse nahezu keine signifikanten Beschleunigungsphasen des Talzuschubes festgestellt werden. Zwischen 1979 und 1994 konnte nur ein Starkniederschlagsereignis mit einer deutlichen Zunahme der Hangbewegung in Verbindung gebracht werden. Im Oktober 1993 wurde mit 304,9 mm Regen die höchste Niederschlags-Monatssumme im Beobachtungszeitraum gemessen. Im November bis Dezember 1993 kam es deshalb durch den daran anschließenden kräftigen Bergwasserspiegel-Anstieg auch zu einer erhöhten Hangbewegungsrate. Der Bewegungsbetrag fiel jedoch viel geringer aus, als es aufgrund der Bergwasserspiegel-Höhe zu vermuten gewesen wäre.

Die Kreuzkorrelation der monatlichen Niederschlagssummen mit den monatlichen Bergwasserspiegel-Höhen zeigt, dass sich der Niederschlag mit etwa einem Monat Verzögerung auf die Höhe des Bergwasserspiegels auswirkt (ausgewertete Messreihen von Pegel 1, 2, 3b, 8, 13, 14, 15 und Egg 2). Der stärkste Zusammenhang ist bei den Pegeln 3b (r_k = 0,361) und P 15 (r_k = 0,339) festzustellen (zur Lage der Messstellen, siehe Abb. 13).

Der Zusammenhang zwischen längerfristigen Niederschlagssummen und der Hangbewegung wurde – in Anlehnung an die Auswertungen von Kronfellner-Kraus – für 10- bis 14-monatige Niederschlagssummen und die jährlichen Verschiebungssummen untersucht. Dabei wurde nicht nur die Anzahl der Niederschlagsmonate variiert, sondern auch der Zeitraum. Sinnvoll erscheint danach vor allem der Zeitraum ab November des Vorjahres bis in das Beobachtungsjahr hinein. Der stärkste und auf dem 5 %-Niveau statistisch signifikante lineare Zusammenhang – mit einem Pearson'schen Korrelationskoeffizienten von 0,54 – ließ sich zwischen der 12-monatigen Niederschlagssumme ab November des Vorjahres bis Oktober des Beobachtungsjahres und der Verschiebung im Beobachtungsjahr berechnen.

Die Wirkung von Starkniederschlägen, die gleichzeitig mit der Schneeschmelze ein Vielfaches der durch-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

schnittlichen Niederschlagshöhen erbringen, ist besonders kritisch, wie der große Bewegungsbetrag von mehr als 3,5 m im Jahre 1975 an der Talzuschubsstirn belegt (WEIDNER, 2000). Die extrem großen Bewegungsraten im Frühjahr bis Sommer 1975 sind sicher zum Großteil auf die starken Schneefälle von 28.–31. März mit ca. 76 mm Wasseräquivalent (WÄQ) und auf die daran anschließenden weiteren Schnee- und Regenfälle von 3.–7. April mit ca. 160 mm WÄQ zurückzuführen (Abb. 34).

Die Abhängigkeit der Deformation von den Bergwasserspiegel-Schwankungen

Die zeitlichen Zusammenhänge zwischen den Bergwasserspiegel-Schwankungen und der Deformation wurden mittels Kreuzkorrelation untersucht (Tab. 11). Dabei wurde sowohl die zeitliche Abhängigkeit der Deformation von den Bergwasserspiegel-Änderungen (Wochenwerte) als auch die Abhängigkeit der Deformation vom Auftreten des Bergwasserspiegel-Maximums ermittelt. Methodisch entspricht diese Auswertung der Kreuzkorrelation der Bergwasserspiegel-Ganglinien untereinander. Anstelle einer zweiten Ganglinie wurde hier jedoch die Verschiebungsrate an Extensometer 1 (Wochenwerte) eingesetzt.

Entsprechend den zeitlichen Unterschieden im Verlauf des Bergwasserspiegels ergeben sich zeitliche Unterschiede zwischen der maximalen Geschwindigkeit der Hangbewegung und den maximalen Bergwasserspiegel-Änderungen (Anstieg bzw. Abfallen des BWS). Interessant ist auch der zeitliche Abstand zwischen der maximalen Geschwindigkeit der Hangbewegung und dem Bergwassermaximum. Nach Tab. 11 liegen die größten Bergwasserspiegel-Änderungen 4 bis 12 Wochen vor den maximalen Verschiebungsraten an der Talzuschubsstirn, die Bergwasser-Maxima dagegen 0 bis 4 Wochen. Die Korrelationskoeffizienten sind insgesamt trotz augenfälliger Übereinstimmungen im zeitlichen Verlauf von Hangbewegung und Bergwasserspiegel (Abb. 35) relativ gering. Der beste Zusammenhang kann zwischen der Hangbewegung und dem Bergwasserspiegel in M 3b festgestellt werden (WEIDNER et al., 1998).

Die aktiven Maßnahmen nach der Katastrophe 1966

Die Maßnahmen in den 1960er und 1970er Jahren

Aufgrund der Beschädigung bzw. Zerstörung von 15 Häusern der Ortschaft Putschall wurde schon 1967 mit der Umsetzung eines umfangreichen Verbauungskonzeptes begonnen. Dieses umfasste insgesamt 24 armierte Betongrundschwellen, um die Grabensohle zu heben und weitere Unterschneidungsprozesse zu unterbinden. Gleichzeitig mit den Verbauungsmaßnahmen wurde ein ausgedehntes Messprogramm in die Wege geleitet. Aus organisatorischen Gründen und der gebotenen Dringlichkeit musste vor dem Beginn der Baumaßnahmen auf die genaue Kenntnis des Bewegungsablaufes verzichtet werden.

Aufgrund der Bewegungsraten von 88 cm im Jahr 1972 und von 350 cm im Jahr 1975 kam es zu einem starken Gebirgsdruck auf die Sperren. Dieser bewirkte, dass

- ein Verschieben der armierten Sperren und eine Hebung in Meterdimensionen stattfand,

Abb. 36.
Deutliche Spaltenbildung der Sperrenabstaffelung.
Aufnahme Anfang der 1980er Jahre.

- in Folge ein Abscheren an den Arbeitsfugen geschah,
- eine komplette Zerstörung bis in einzelne Blöcke zu beobachten war,
- größere Bewegungsraten zur Rissbildung und in relativ kurzer Zeit zur völligen Zerstörung der Sperren führten.

Bei Talzuschüben können sich demnach unter bestimmten meteorologischen Bedingungen sehr große Bewegungsraten einstellen, die mit einer bautechnisch ungünstigen Hebung verknüpft sein können (Abb. 36 und 37).

Folgerungen – neues Verbauungskonzept

Die Untersuchungen des Talzuschubes am Gradenbach zeigen, dass erst eine längere Analyse des Bewegungsablaufes die Möglichkeiten einer nachhaltigen Verbauungsstrategie eröffnet. Aufgrund der seit 1967 gemachten Erfahrungen wurde Ende der 1990er Jahre mit einem völlig neuen Sanierungskonzept begonnen. Anstatt von starren Betonquerwerken wurden Dämme aus miteinander durch Stahlseile verbundene Steinbrocken errichtet (Abb. 38). Diese Verbauungen sollen durch die gegeneinander verschiebbaren Steinwürfe dem vorherrschenden Gebirgsdruck deutlich länger standhalten als konventionelle Querwerke.

Folgende weitere aktive Maßnahmen wurden am Gradenbach vollständig oder teilweise verwirklicht, um das Risiko durch den Talzuschub und dessen Auswirkungen zu minimieren:

- Fassung und kontrollierte Entwässerung von Quellen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

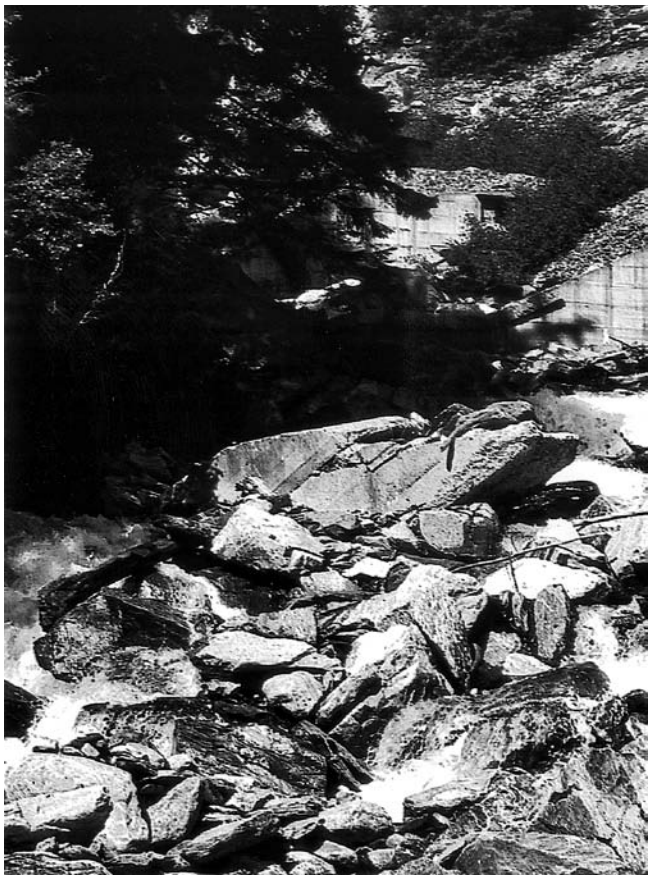

Abb. 37.
Völlige Zerstörung der Sperrenabstaffelung.
Aufnahme Anfang der 1980er Jahre.

- Verbauung des Berchtoldgrabens an Versickerungsstellen
- Anhebung der Bachsohle durch Aufschotterung
- Asphaltieren der Straße zur kontrollierten Entwässerung von einem Prozent der Talzuschubsfläche
- Aufforstung des oberen Talzuschubsbereichs (biologische Entwässerung).

Als Beispiel für ein sehr umfangreiches Sanierungskonzept einer alpinen Großhangbewegung muss der Talzuschub Campo Vallemaggia/Tessin angesehen werden. In den 1990er Jahren wurde neben einem ca. 1,8 km langen Drainagestollen im Anstehenden ein ebenso langer Umleitungsstollen der Rovana errichtet, um die Unterschneidungstendenz bei extremen Niederschlagsereignissen auszuschalten. Als Bemessungsdurchfluss wurden 300 m³/s gewählt, was etwa einem 200-jährlichen Hochwasser entspricht (LOMBARDI, 1996; BONZANIGO et al., 2007).

Diskussion der Kinematik hinsichtlich Bewegungsmechanismus und Gleitkörpergeometrie

Von besonderem Interesse bei der Klärung des Bewegungsmechanismus und der Gleitkörpergeometrie tief greifender Hangdeformationen sind folgende Punkte:

- Findet kontinuierliche Deformation statt oder nicht?
- Handelt es sich um stationäre oder instationäre Bewegungen?
- Liegt eine Gleitzone oder liegen mehrere Gleitzonen vor?
- Ist eine vorhandene Gleitzone durchgehend entwickelt oder nicht?
- Findet die Bewegung auf translations- oder auf rotationsförmigen Gleitbahnen statt?
- In welcher Tiefenlage befinden sich die Gleitzonen?
- Gibt es Unterschiede in verschiedenen Bereichen der instabilen Hangflanke?
- Kann es zum Progressiven Bruch kommen?

Bewegungsmechanismus

Es hat nicht an Versuchen gefehlt, für die Klärung des Mechanismus der tief greifenden Hangdeformationen („kontinuierliches Massenkriechen in Fels“ bzw. „Tiefkriechen“) rheologische Modelle heranzuziehen (z.B. TER-STEPANIAN, 1966; ZISCHINSKY, 1969a, b; BRÜCKL & SCHEIDEGGER, 1972 und ZIEGLER, 1982) oder die gemessenen Zeit-Deformations-Beziehungen mit denen des primären, sekundären und tertiären Kriechens von Gesteinen im Labor zu vergleichen. Die geologisch-geotechnischen und morphologischen Geländebefunde weisen jedoch darauf hin, dass sowohl am Gradenbach als auch bei den meisten anderen tief greifenden Hangdeformationen keine kontinuierliche Deformation im Sinne von HAEFELI (1967a, b) erfolgt. Bei einer solchen Deformation nimmt der Verschiebungsbetrag von der tiefsten Begrenzungslinie ausgehend bis zur Geländeoberfläche hin gleichmäßig zu. Dieser Deformationstyp wäre z.B. charakteristisch für überkonsolidierte Tone in einer Phase vor einem Bruch bzw. vor der Entstehung einer Gleitfläche. Dass dies für Fels nicht zutrifft, ist besonders auf die stoffliche Inhomogenität und die verschiedene effektive Teilbeweglichkeit der Kluftkörper zurückzuführen. Die in den mittleren bis oberen Bereichen gemessenen großen Bewegungsraten unterstreichen die Hypothese, dass es sich weniger um Kriechvorgänge im mechanischen Sinne als vielmehr um Gleitvorgänge oder eine Kombination von Kriech- und Gleitvorgängen (diskontinuierliches Gleiten) handelt. Durch die fortschreitende, langsame Deformation entstanden nach FOLLACI (1987), zi-

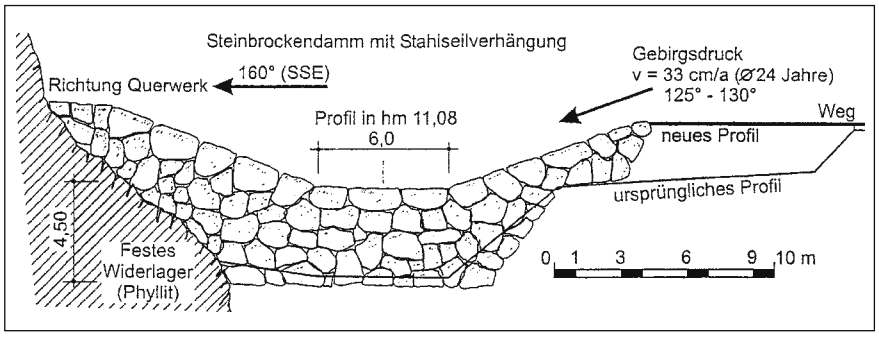

Abb. 38.
Zur Aufnahme des Gebirgsdruckes deformierbarer Steinbrockendamm mit Stahlseilverhängung in der ehemaligen Sperrenabstaffelung.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

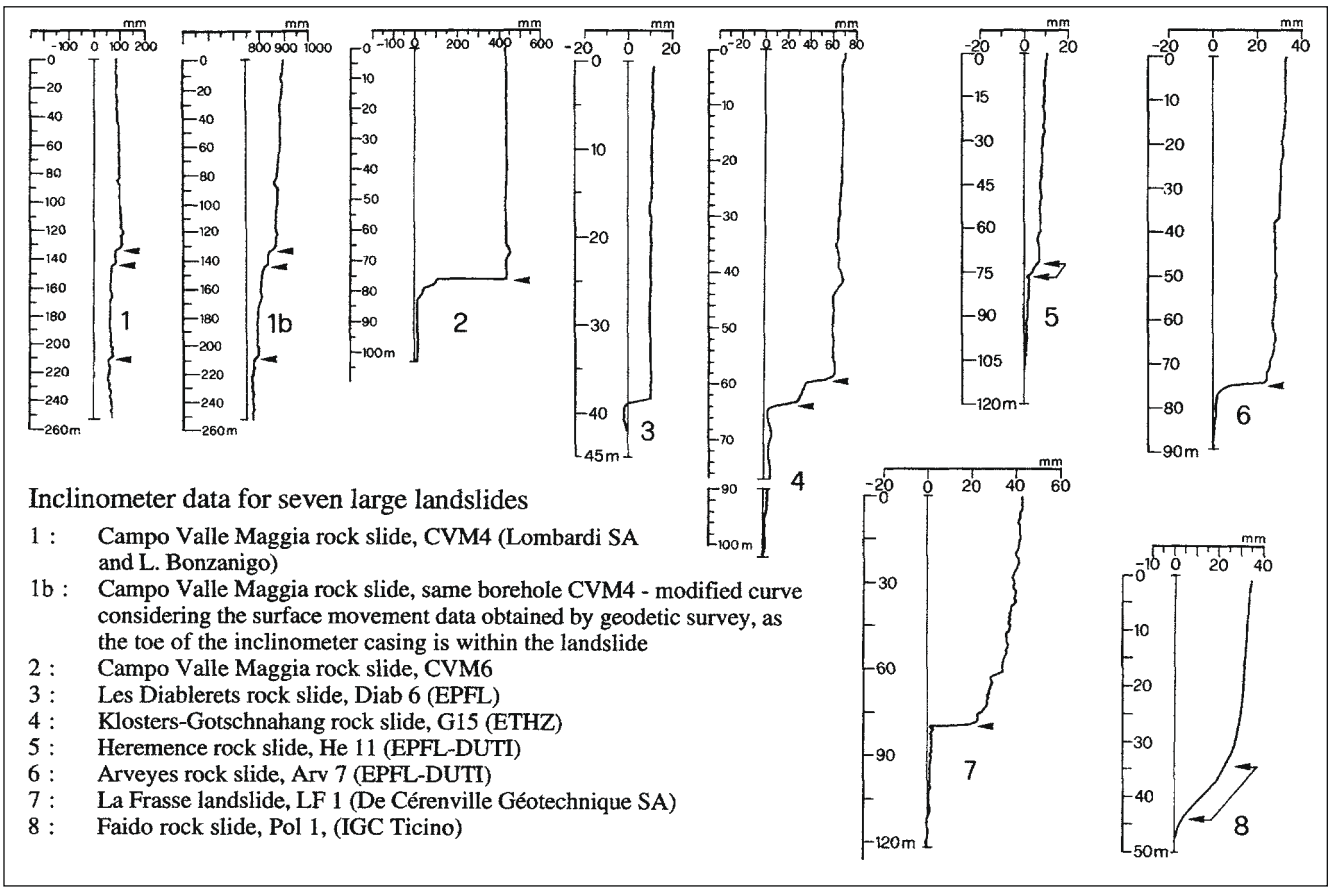

Abb. 39.
Ergebnisse von Inklinometermessungen an sieben tiefgreifenden Hangdeformationen (aus NOVERRAZ, 1996).

tiert in LEROUEIL et al. (1996), beim Beispiel La Clapière mit der Zeit Schwächezonen im Fels, die dann für die Entwicklung einer Bruchfläche benutzt wurden.

Die Kurzintervallmessungen haben gezeigt, dass über die Zeit kein stationärer und damit zeitlich konstanter Kriechvorgang vorliegt, sondern dass der Hang einer regressiv-zyklischen Bewegung unterworfen ist. Ein solches Verhalten wurde z.B. auch von MANDŽIĆ (1988) für eine hohe Tagebauböschung an der Mine „Smreka" (Ex-Jugoslawien) beschrieben. Regressiv-zyklische Systeme zeichnen sich durch eine wiederholte Zu- und Abnahme der Deformationsrate über die Zeit aus. Dieser Vorgang steht aufgrund der Untersuchungsergebnisse eindeutig in Zusammenhang mit externen Faktoren. Der Bewegungsprozess kann demnach als eine langsame, unstetige Formänderung bei wechselndem Spannungsniveau angesehen werden. Die regressiv-zyklischen Phasen werden sich periodisch wiederholen, solange ein kritisches Spannungsniveau nicht überschritten wird. Nach Erreichen und Überschreitung eines solchen – für die oben aufgeführten Fallbeispiele bisher nicht bekannten – Spannungsniveaus durch externe Faktoren erfolgt in der daran anschließenden progressiven Phase eine beschleunigte Zunahme der Verschiebung bis zum vollständigen Versagen des Hanges.

Gleitkörpergeometrie

Die Gleitkörpergeometrie kann durch die Art und die Tiefenlage von Bewegungszonen sowie deren Ausstrichlinien an der Geländeoberfläche charakterisiert werden. Hinsichtlich der Lage und der Beschaffenheit der Bewegungszonen als Kriech- oder Gleitzonen bzw. Gleitflächen liegt bei einem Großteil der überwiegend flachgründigen Rutschungen ein gut fundiertes Wissen vor. Im Gegensatz zu den Rutschungen, die oft eine sichtbare Gleitfläche entblößen oder deren Gleitfläche durch Bohrungen aufgeschlossen wurde, kann bei einer tief greifenden Hangdeformation meistens nur im Kopfbereich, entlang von Abrisskanten, das Ausstreichen einer oder mehrerer, meist steil einfallender Bewegungsbahnen beobachtet werden. Alles andere entzieht sich der direkten Beobachtung. Deshalb waren einerseits bisher fast alle Untersuchungen zur Gleitkörpergeometrie ausschließlich theoretischer Natur (TER-STEPANIAN, 1966, 1974; HUTCHINSON, 1988). Andererseits wurden aufgrund sehr allgemeiner geologischer Untersuchungen prinzipielle geometrische Modelle abgeleitet (MAHR & BALIAK, 1973; MAHR, 1977).

Die Ergebnisse der teilweise sehr intensiven geotechnischen Untersuchungen tief greifender Hangdeformationen zwischen 1980 und 2000 erbrachten aufschlussreiche Erkenntnisse zur Klärung offener Fragen. NOVERRAZ (1996) berichtet zusammenfassend über die 20-jährigen Untersuchungsergebnisse an 18 instabilen Hangflanken in der Schweiz. Danach sind bei allen Objekten – bis auf drei Ausnahmen (Sedrun sowie Hérémence und Bettmeralp-Fiesch aus dem Kanton Wallis) – eine oder bis zu vier hauptsächliche, eng beieinander liegende Gleitbahnen entwickelt. Die Inklinometermessungen in 7 instabilen Hangflanken bis in eine Teufe von bis zu 263 m belegen dies sehr anschaulich (Abb. 39). Das oberhalb existierender Gleitbahnen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Nr.	Kurz-bezeichnung	Abs. Höhenl. von...bis m Sh	Höhen-differenz m	Länge m	Breite m	Fläche 10^6 m²	Tiefe[A)] m	Volumen 10^6 m³	Anmerkung
1	Gradenbach[B)]	1100...2260	1160	h 2000 r 2350	max 1000 mit 900	2	max >140 mit 80...100	160	Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 80 m
2	Lugnez	800...2060	1260	h 4700 r 4870	max 8500 mit 8000	30...40	max 130 mit 100	3800	Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 100 m
3	Schuders	800...1420	620	h 1020 r 1180	max 1000 mit 700	0,7...1,1	max 30 mit 10...16	7	Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 10 m
4	Heinzenberg	800...2200	1400	h 6250 r 6500	max 10000 mit 5000	45	max 200...300 mit 100	400	Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 100 m
5	Campo	1000...2100	1100	h 2300 r 2550	max 1400 mit 960	2,6	max 250 min 80 mit 165	200	Tiefe von 165 m durch zwei Bohrungen im Höhenniveau von Campo belegt; max 250 m nach NOVERRAZ (1996)
6	La Clapière	1100...1700	600	r 1150 h 1000	max 1000 mit 800	1	max 300...400 mit 100	50	Tiefe von 300...400 m aus Profil; 100 m aus Rückrechnung von Volumen- und Flächenangabe
7	La Frasse	850...1400	550	h 2000 r 2070	1000	1	max 114 min 40 mit 80...100	60...100	max Tiefe durch Bohrung belegt; mittlere Tiefe und Volumen laut Literatur
8	Sedrun	1670...2460	790	h 1500	700...1000	1,5	100...300	300	Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 200 m
9	Rosone-Bertodasco-Sektor	750...1830	1080	h 2430 r 2660	max 600 mit 500	1,3	max 73 mit 30...50	60	Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 40 m
10	Bonvillard	800...2500	1620	h 3450 r 3800	1500... 2500	4,3	max >300 mit 50...100	550	Tiefgang mit Bohrungen und Seismik belegt; V geschätzt aus mittlerer Tiefe von 75 m
11	Gepatsch-Hochmaiß	1660...2330	670	h 980 r 1200	max 1050 mit 600	0,2	max >135 mit 80	27...47	Volumen laut Literatur 27 • 10^6 m³; nach eigenen Daten: V = 47 • 10^6 m³ (geschätzt aus mittlerer Tiefe von 80 m)
12	Gepatsch-Klasgarten	1660...2330	670	h 960 r 1170	max 660 mit 500	0,6	max >105 60...80	42	max Tiefe aus Inklinometerbohrung; Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 70 m
13	Königsleiten	1350...2000	650	h 1370 r 1520	2100	3	100...130	300	Tiefe an Talzuschubsstirn mit Bohrungen belegt; Volumen laut Literatur; Fläche und Breite aus Rückrechnung geschätzt
14	Reppwand-Oselitzenbach	800...1400	600	h 1750 r 2100	1000...1500	2	max 100 mit 50...80	140	Tiefe geschätzt aus Seismik und Bohrungen am Fuß; Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 70 m; Tiefe in Profil von KAHLER & PREY (1963) >300 m
15	Wasserradkopf	1890...2325	435	h 930 r 1030	500	0,5	max 200 mit 100	45	Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 100 m
16	Mödritschbach	1180...1640	460	h 690 r 760	1000	0,5	max 100 mit 60...80	35	Tiefe aus Profilen geschätzt; Volumen geschätzt aus mittlerer Tiefe von 70 m
17	Lesacher Riegel	1500...2610	1110	h 1800 r 2060	max 1400 mit 600	1,2	max 120 mit 60...80	84	Tiefe aus Seismik; Volumen geschätzt aus Breite und mittlerer Tiefe von 70 m; Volumen nach BRÜCKL & BRÜCKL (2006) 63 • 10^6 m³

Tabelle 12.
Absolute Höhenlage, Höhendifferenz, Länge, Breite, Fläche, Tiefgang und Volumen der Fallbeispiele.
h: horizontal; r: räumlich (meistens aus horizontaler Länge und Höhe berechnet); V: Volumen; mit: mittlerer Wert; max: maximal; min: minimal.
A) Tiefe im senkrechten Schnitt (scheinbare Mächtigkeit).
B) nur der „aktive" Talzuschub.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

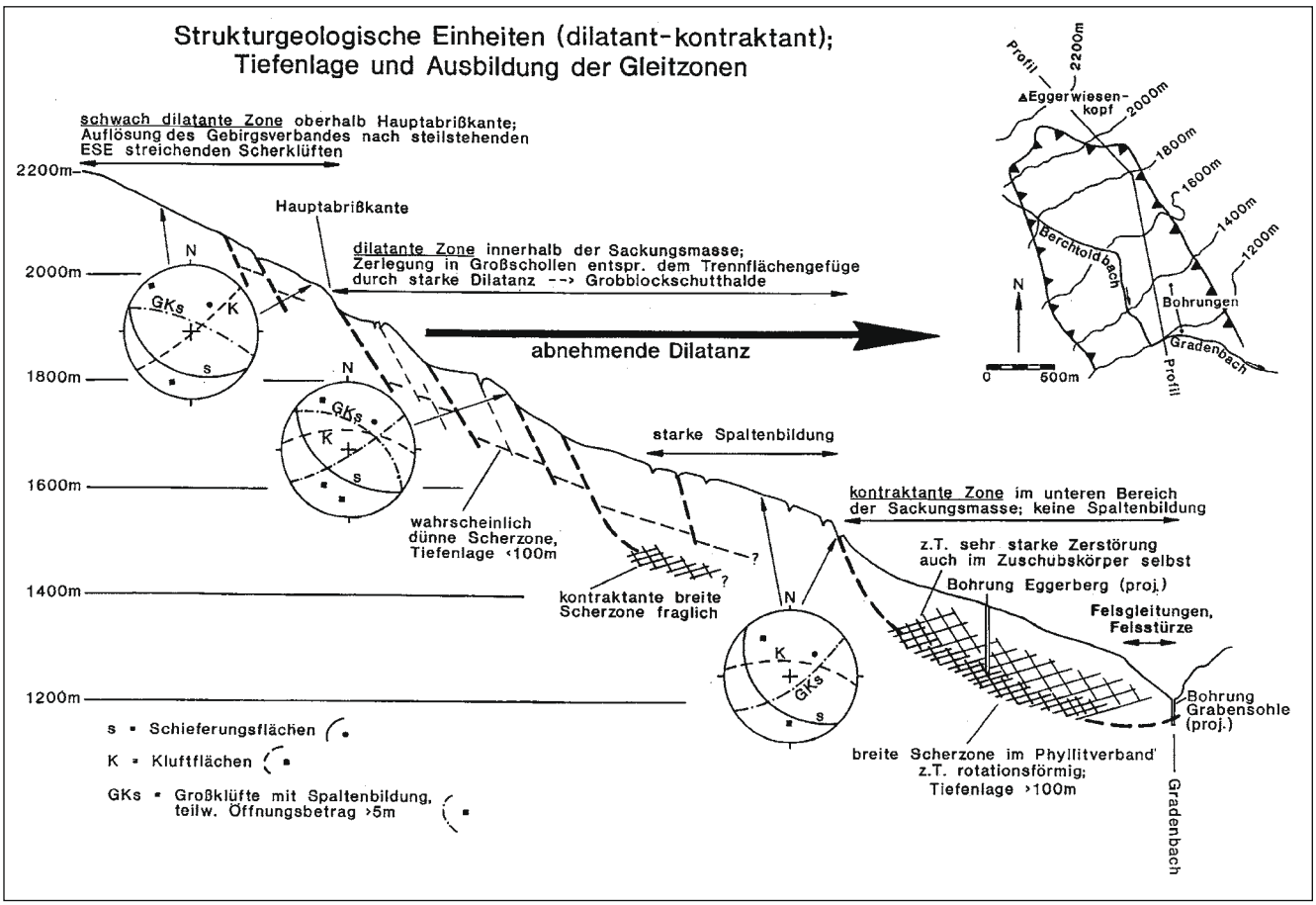

Abb. 40.
Strukturgeologische Einheiten (dilatant – kontraktant).
Tiefenlage und Ausbildung der Gleitzonen.

befindliche Gebirge bewegt sich danach mehr oder weniger „en bloc".

Bei nahezu allen von Noverraz aufgelisteten Beispielen liegen diese als durchgehend erachteten Gleitbahnen tiefer als 100 bis 400 m unter der Geländeoberfläche. Für zwei der Hangdeformationen (Arveyes und Diablerets, beide im Kanton Wallis) wird eine – durch die Untersuchungen belegte – tiefste Gleitfläche von 40 bis 80 m angegeben. Auch die instabile Hangflanke des Orco-Piantonetto (Rosone-Bertodasco-Sektor, Nr. 9: Die hier angegebenen Nummern beziehen sich auf die in Tab. 12 aufgelisteten Fallbeispiele) zeigt im Wesentlichen eine langsame Bewegung auf mehreren, teilweise ineinander übergehenden und in 30 bis 70 m unter dem Geländeniveau liegenden Gleitflächen (BARLA & CHIRIOTTI, 1995; INTERREG 1, 1996). In nur einem Beispiel (Faido, Tessin) ist dagegen auf Talniveau eine etwa 9 m mächtige Kriechzone in 32 bis 43 m unter Talniveau entwickelt (siehe Abb. 39; nicht in Tab. 12 enthalten). Die Tiefenlage der Gleitbahn im Hang selbst wird dagegen mit 250 m unter der Geländeoberfläche beziffert. In einer weiteren 100 bis 300 m tief reichenden Hangdeformation (Sedrun, Nr. 8 in Tab. 12) ist nur ein tief greifendes Kippen der Gneise und kristallinen Schiefer, ohne Entwicklung einer Gleitbahn, der Grund für die geodätisch und photogrammetrisch gemessenen Bewegungen an der Erdoberfläche (BONNARD et al., 1996; AMANN et al., 2006).

Tab. 12 enthält eine Zusammenstellung wichtiger geometrischer Daten der Fallbeispiele (absolute Höhenlage, Höhendifferenz, Länge, Breite, Fläche, Tiefgang und Volumen). Die Oberflächengeometrie lässt sich noch vergleichsweise gut aus Plänen und Profilen entnehmen, wogegen die Tiefenerstreckung sehr häufig nur abgeschätzt werden kann. Die Angaben über das Volumen sind deshalb mit großen Unsicherheiten in der Größenordnung von mehreren Zehntausend bis zu einigen Millionen Kubikmetern behaftet.

Der Tiefgang der Fallbeispiele variiert zwischen minimal 30 m (Rosone-Bertodasco-Sektor) und maximal 400 m (La Clapière; INTERREG 1, 1996). Schuders stellt mit einer mittleren Tiefe von 10 bis 16 m eine Ausnahme dar, weshalb es sich bei diesem Beispiel wahrscheinlich nicht um eine tief greifende Hangdeformation, sondern um eine überwiegend flachgründige Felsgleitung (Schieferrutschung) handelt. Aus den Aufschlüssen und Bohrungen sowie den veröffentlichten Profilen der zahlreichen Hangdeformationen resultiert ein mittlerer Tiefgang von etwa 60 bis 100 m.

Da beim Gradenbach keine der abgeteuften Bohrungen eine Gleitfläche durchörterte, liegen bis dato nur Hypothesen zur Tiefenlage und zur Beschaffenheit der Gleitzonen vor.

Nach den Auswertungen der geodätischen Messungen vertritt KRONFELLNER-KRAUS (1978a, b, 1980) die Existenz einer von der Hauptabrisskante bis zum Fuß des Talzuschubes durchgehenden, tief liegenden Begrenzung der bewegten Masse.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die Bewegung erfolgt überwiegend translationsförmig und nur untergeordnet rotationsförmig. Ein wichtiges Kriterium für diese Interpretation ist die Neigung der Bewegungsvektoren an der Erdoberfläche, die in etwa die Neigung der vermuteten oder bekannten Gleitfläche am Schnittpunkt von Bewegungsvektor-Normale und Gleitfläche widerspiegelt. Die vermutete Tiefe der bewegten Masse beträgt 100 m im oberen Bereich und bis zu 180 m im unteren Bereich. Diese Variante entspricht weitgehend auch den Vorstellungen von NOVERRAZ (1996) für die Beispiele aus der Schweiz. Noverraz vertritt zudem die Auffassung, dass eine Bewegung auf einer tief liegenden Gleitfläche angenommen werden kann, wenn das Einfallen des Bewegungsvektors im oberen Teil steiler und im unteren Teil flacher ist als das Gelände.

Eine derartige, über mehr als 1000 Höhenmeter durchhaltende Gleitfläche dürfte jedoch aufgrund der heterogenen Gebirgsbeschaffenheit am Gradenbach nicht existent sein. Wahrscheinlicher ist wegen der unterschiedlich großen Teilbeweglichkeit der Phyllite eine Bewegung von mehreren Teil- bzw. Großschollen (MOSER & GLUMAC, 1983), die im oberen Teil treppenartig absitzen und im unteren Teil möglicherweise rotationsförmigen Charakter haben (Abb. 40). Darauf weisen zumindest auch die morphologischen Verhältnisse hin. Aufgrund der vorherrschenden Zugspannungen im oberen Teil und dem steilen Einfallen der Vektoren lässt sich ableiten, dass unterhalb der Hauptabrisskante die Bewegung translatorisch auf relativ steil stehenden Gleitflächen erfolgt. Die hohen Druckspannungen und Bewegungen im unteren Teil führen dagegen zur sehr starken mechanischen Zerstörung der Phyllite. Dies begünstigt unterhalb etwa 1400 m Sh die Entstehung einer mächtigen, tief liegenden Scherzone, die innerhalb der Bachsohle endet (im Bereich der Bachsohle werden die Horizontalverschiebungen durch Hebungen kompensiert; MOSER, 1994). Nach den strukturgeologischen Befunden und den geotechnischen Messungen vollziehen sich die kinematischen Prozesse wahrscheinlich auf vorwiegend planaren Gleitzonen, vorgegeben durch das Trennflächengefüge (z.B. oberhalb der Hauptanbruchkante und im mittleren Teil), aber auch z.T. auf quasi-rotationsförmigen Gleitzonen, vor allem an der Talzuschubsstirn.

BRÜCKL (1984) und BRÜCKL & BRÜCKL (2006) schließen nach den Ergebnissen der Refraktionsseismik auf eine Mächtigkeit der bewegten Masse von allgemein 100 m. Jedoch ist im unteren Teil des Längsprofils und im Südwestteil des unteren Querprofils auch eine Mächtigkeit von 160 bis 170 m möglich. Die 1978 durchgeführten Inklinometermessungen in Bohrung Egg 2 (zur Lage siehe Abb. 13) zeigen nach BRÜCKL (1984) eine Bewegung bis in eine Teufe von mindestens 125 m an. In dieser Bohrung wurde bis zur Endteufe von 129 m keine Gleitfläche durchörtert. Einen weiteren wichtigen Hinweis zur Tiefenlage der Hauptbewegungsbahnen liefern auch die elf bis zu 50 m tiefen Pegel, die nach mehr als 20 Jahren noch intakt sind. Bewegungszonen, in denen Jahresbewegungsraten von mehr als 10 cm/a stattfinden, müssen deshalb noch tiefer liegen.

Zumindest im Bereich der Bachsohle lässt sich die Tiefenlage der Bewegungszone sehr genau angeben. In der Bohrung Gradenbach wurden nach KRONFELLNER-KRAUS (1980) in 28 bis 33 m Teufe Moränenreste erbohrt, die vom Phyllitverband überfahren worden sein müssen und den Bewegungshorizont somit eindeutig markieren. Auch STINI (1952) berichtet über eine derartige Entdeckung im heutigen Bereich des Staudamms Durlaßboden, wo in einer Bohrung unter den zerrütteten Felsmassen des Talzuschubes in etwas mehr als 100 m Teufe noch Moräne angefahren wurde. Die Tiefenlage der Gleitzone von etwa 32 bis 43 m unter Geländeniveau im Talbereich des Beispiels „Rockslide Faido“ von NOVERRAZ (1996) (siehe Abb. 39), kommt der Tiefenlage der Gleitzone im Niveau der Bachsohle des Gradenbachs sehr nahe. Die Mächtigkeit der Kriechzone bei Faido von mindestens 11 m entspricht klar einer breiten Deformationszone im unteren Bereich einer instabilen Hangflanke.

Progressiver Bruch

Die Frage nach der möglichen Entstehung eines (Progressiven) Bruches von Teilbereichen, besonders des Hangfußes, oder sogar des gesamten Talflanke lässt sich pauschal nicht beantworten. Bei den Deformationen, die sich auf durchhaltenden Trennflächen wie Schieferung oder Schichtung vollziehen, wäre prinzipiell ein plötzliches Versagen wahrscheinlicher als bei solchen, die eine schräg zum Einfallen der Trennflächen gerichtete Bewegung aufweisen. Ein weiteres Kriterium sind die externen Faktoren. Dazu wären detaillierte Kenntnisse über die künftige Entwicklung der Niederschläge notwendig. Da es sich beim Wetter aber um ein chaotisches System handelt, und eine einigermaßen sichere Prognose – auch für die Niederschläge – mit heute verfügbaren Mitteln nur für drei bis vier Tage im voraus möglich ist, werden auch Prognosen einer künftigen Hangbewegung nur für kurze Zeiträume zutreffen. Der Ort und der Zeitpunkt der Entstehung von Gewitterzellen, aus denen extreme Niederschläge hervorgehen können, werden im Ernstfall erst dann bekannt sein, wenn es bereits zu spät ist.

Unter Verwendung der bekannten Zusammenhänge zwischen der Hangbewegung und den externen Faktoren lassen sich für den Talzuschub Gradenbach mögliche Extremsituationen in Worst-case-Szenarien darstellen.

Ein solches Szenario lässt sich ausgehend vom Extremereignis von 1975 am Gradenbach entwickeln:

Es kann eine plötzliche Mobilisierung und das Abrutschen des gesamten unteren Bereiches des Talzuschubes nicht ausgeschlossen werden, wenn die extremen Schneehöhen wie im Winter 1917 und die heftigen Regenfälle in der Zeit der Schneeschmelze wie im Jahre 1975 zusammentreffen. Aufgrund der daraufhin versperrten „Schluchtstrecke“ kommt es zur Aufstauung des Gradenbaches. Die maximale Monatsabflussfracht vom Juni 1991 (Periode 1991 bis 1996) von ca. $9700 \cdot 10^3$ m^3 wird möglicherweise um mehr als das Zwanzigfache übertroffen. Der entstehende Stausee hat sich bis zum Jahresende auf ein Volumen von mehreren hundert Millionen Kubikmetern vergrößert. Im darauffolgenden Sommer kommt es nach der Schneeschmelze möglicherweise zu einem Durchbruch. Die schweren Verwüstungen werden nicht nur auf die nahegelegenen Ortschaften Putschall und Döllach beschränkt bleiben, sondern noch bei Winklern Spuren hinterlassen. Selbst wenn es nur zu einer Verschiebung von mehreren Metern kommt, ohne dass der gesamte Bereich mobilisiert wird, ist zumindest in der Folgezeit das Risiko eines Murgangs anlässlich eines heftigen Gewitterregens oder nach der nächsten Schneeschmelze sehr groß.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Dass scheinbar sichere Prognosen nicht zutreffen müssen, zeigt das Fallbeispiel La Clapière. Es wurde ein Versagen des ganzen Hanges befürchtet, als zwischen 1952 und 1987 die Bewegungsraten progressiv zunahmen. Erstaunlicherweise führten die Bewegungen zu so starken Auflockerungen, dass die dadurch entstandenen Wasserwegsamkeiten die treibenden Kräfte reduzierten. Es kam dadurch nicht zum prognostizierten Bruch.

Numerische Modellierung

Aufbauend auf den ingenieurgeologisch-geotechnischen Aufnahmen wurde eine zweidimensionale Simulation des Talzuschubes durchgeführt (MEIER, 2009). Für die Modellierung wurde ein rheologisches Kriechmodell angewendet und der Talzuschub in zwei Teilrutschmassen unterteilt. Um den Einfluss des Bergwasserspiegels auf das Bewegungsverhalten zu berücksichtigen, wurden die Parameter der in Bewegung befindlichen Rutschmassen an den Wasserstand des Pegels 3b gekoppelt (zur Lage von Pegel 3, siehe Abb. 13). Eine Modelloptimierung erfolgte für den Zeitraum 1984 bis 1986 mittels der Daten der geodätischen Vermessungspunkte 11 im Unteren Bereich und 26 im Bereich PGZ C-D (zur Lage der Punkte, siehe Abb. 19). Es wurden mehrere mathematische Optimierungsverfahren angewendet, um das Modell an die realen Verhältnisse anzunähern.

Dank

Unser Dank gilt dem Forsttechnischen Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung, Gebietsbauleitung Oberes Drautal und Mölltal für die Überlassung von Unterlagen und die finanzielle Unterstützung.

Literatur

AMANN, F., DONATSCH, G., BONANOMI, Y. & MOSER, M. (2006): Kinematik und Bewegungsmechanismus der tiefgründigen Instabilität Cuolm Da Vi (Graubünden, Schweiz). – Bull. angew. Geol., **11**/2, 117-131.

AMPFERER, O. (1940): Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergzerreißungen. – Sitzber. Akad. Wiss., Mathem.-naturwiss. Kl., Abt. 1, **149/**1+2, 51–70, Wien.

BARLA, G. & CHIRIOTTI, E. (1995): Insights into the Behaviour of the Large Deep-Seated Gravitational Slope Deformation of Rosone, in the Piemont Region (Italy). – Felsbau, **13/** 6, 425–432, Salzburg.

BECK-MANNAGETTA, P. & MATURA, A. (1980): Geologische Karte von Österreich 1:1.500.000. – Geol. B.-A., Wien.

BONNARD, C., NOVERRAZ, F. & DUPRAZ, H. (1996): Long-term movements of substabilized versants and climatic changes in the Swiss Alps. – In: SENNESET, K. (Ed): Proc. 7th Int. Symp. on Landslides, **3**, 1525–1530, Rotterdam (Balkema).

BONZANIGO, L. (1988): Etude des mecanismes d' un grand glissement en terrain cristallin: Campo Vallemaggia. – In: BONNARD, C. (Ed): Proc. 5th Int. Symp. on Landslides, **2**, 1313–1316, Rotterdam (Balkema).

BONZANIGO, L., EBERHARDT, E. & LOEW, S. (2007): Long-term investigation of a deep-seated creeping landslide in crystalline rock. Part I. Geological and hydromechanical factors controlling the Campo Vallemaggia. – Canadian Geotech. J., **44**/10, 1181-1199.

BRÜCKL, E. (1984): Bericht über seismische Untersuchungen im Bereich des Talzuschubes im Gradenbach. – Mitt. Forstl. Bundesvers., **153**, 69–73, Wien.

BRÜCKL, E. & BRÜCKL, J. (2006): Geophysical models of the Lesachriegel and Gradenbach deep-seated mass-movements (Schober range, Austria). – Engineering Geology, **83**, 254-272.

BRÜCKL, E. & SCHEIDEGGER, A.E. (1972): The Rheology of Spacially Continuous Mass Creep in Rock. – Rock Mechanics, **4**, 237–250, Wien (Springer).

BRÜCKL, E., BRUNNER, F.K. & KRAUS, K. (2006): Kinematics of a deep-seated landslide derived from photogrammetric, GPS and geophysical data. – Engineering Geology, **88**, 149-159.

CZECH, J. & HUBER, H. (1990): Gesteinskennwerte aus Laborversuchen. – Felsbau **8/**3, 129–133, Essen (Glückauf).

FLIRI, F. (1975): Das Klima der Alpen im Raume von Tirol. – Monographien zur Landeskunde Tirols I, 454 S., Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).

FOLLACI, J.-P. (1987): Les mouvements du versant de la Clapière à Saint-Étienne-de-Tinée (Alpes Maritimes). – Bull. de Liaison du Laboratoire des Ponts et des Chaussées, **150-151**, 39–54, Lausanne.

FOUKAL, P.V. (1996): Die veränderliche Sonne. – In: CRUTZEN, P.J. (Hrsg.): Atmosphäre, Klima, Umwelt. – 2. Aufl., 60-69, Berlin (Spektrum Akad. Verl.).

GAO, J. (1997): Die hydrologischen Verhältnisse im Talzuschubsgebiet des Gradenbaches und die Anwendbarkeit von Niederschlags-Abflussmodellen für kleine Einzugsgebiete in der Wildbachverbauung. – Unveröff. Diss., Univ. für Bodenkultur Wien, 227 S., Wien.

GAO, J., WEINMEISTER, W. & LANG, E. (1997): Bewertung der Entwässerungsmaßnahmen im Talzuschub des Gradenbaches aus hydrologischer Sicht. – Wildbach- und Lawinenverbau, **61/**133, 23–36, Villach (Kreiner Druck).

HAEFELI, R. (1967a): Kriechen und progressiver Bruch im Schnee, Boden, Fels und Eis. – Schweizerische Bauzeitung, **85/**1, 1–9, Zürich (Jegher & Ostertag).

HAEFELI, R. (1967b): Kriechen und progressiver Bruch im Schnee, Boden, Fels und Eis. – Schweizerische Bauzeitung, **85**/2, 21–28, Zürich (Jegher & Ostertag).

HERMANN, S. (1997): Tiefreichende Hangdeformationen im Kristallin der Niederen Tauern. – Unveröff. Diss., Karl-Franzens-Universität Graz, 227 S., Graz.

HÖTZL, H. & MOSER, M. (1992): Application of Tracer Techniques for Hydrogeologic Studies of Mass Movements. – In: HÖTZL, H. & WERNER, A. (Eds): Tracer Hydrology, Proc. 6th Int. Symp. Water Tracing, 357–363, Balkema, Rotterdam.

HUTCHINSON, J.N. (1988): General Report: Morphological and Geotechnical Parameters of Landslides in Relation to Geology and Hydrology. – In: BONNARD, C. (Ed): Proc. 5th Int. Symp. on Landslides, **1**, 3–35, Balkema, Rotterdam.

INTERREG 1 (1996): Risques generes par les grands mouvements de versant. Etude comperative de 4 sites des Alpes franco-italiennes. – Programme INTERREG 1/ Italy – France, 207 S., Grenoble.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

KAHLER, F. & PREY, S. (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen 1:25.000. – Geol. B.-A., 114 S., Wien.

KIEFER, J. (1983): Geologische und hydrogeologische Untersuchungen im Bereich des Talzuschubes Gradenbach und Mittleren Zopenitzental (Oberes Mölltal/Kärnten). – Unveröff. Dipl. Arbeit, Univ. Karlsruhe, 202 S, Karlsruhe.

KRONFELLNER-KRAUS, G. (1974): Die Wildbacherosion im allgemeinen und der Talzuschub im besonderen. – In: FORSTLICHE BUNDESVERSUCHSANSTALT (Hrsg.): 100 Jahre Forstl. Bundesversuchsanst. Wien, 309–342, Wien.

KRONFELLNER-KRAUS, G. (1978a): Newer Contributions of Research in Order to Achieve a Sucessful Watershed Management. – European Forestry Comission. Working Party on the Management of Mountain Watersheds, XII Session, 19 S., Rome.

KRONFELLNER-KRAUS, G. (1978b): Geschiebepotential und Verbauungstechnik im Bereich von Talzuschüben. – Mitt. Forstl. Bundesvers., **125**, 58–71, Wien.

KRONFELLNER-KRAUS, G. (1980): Neue Untersuchungsergebnisse in Wildbächen – Der Talzuschub in Abhängigkeit von Niederschlägen. – Int. Symp. Interpraevent, **1**, 179–192, Bad Ischl.

KRONFELLNER-KRAUS, G. (1990): Einige aktuelle Probleme und Ergebnisse der Wildbachforschung in Österreich. – Ber. Forstl. Bundesversuchsanst. Wien, **9**, 7–24, Wien.

LANG, E. & HAGEN, K. (1999): Wildbacheinzugsgebiet Gradenbach. Analyse des Niederschlag- und Abflußgeschehens 1968–1996. – FBVA Berichte, **108**, 109 S., Forstliche Bundesversuchsanstalt, Wien.

LANGGUTH, H.R. & VOIGT, R. (1980): Hydrogeologische Methoden. – 486 S., Berlin (Springer).

LEOBACHER, A. & LIEGLER, K. (1998): Langzeitkontrolle von Massenbewegungen der Stauraumhänge des Speichers Durlaßboden. – Felsbau **16/**3, 184–193, Essen (Glückauf).

LEROUEIL, S., LOCAT, J., VAUNANT, J., PICARELLI, L., LEE, H. & FAURE, R. (1996): Geotechnical Characterization of Slope Movements. – In: SENNESET, K. (Ed): Proc. 7th Int. Symp. on Landslides, **1**, 53–74, Rotterdam (Balkema).

LOMBARDI, G. (1996): Der Drainagestollen von Campo, Rovana. – Wasser Energie Luft, **88**/11-12, 281-287, Baden.

MAHR, T. (1977): Deep-Reaching Gravitational Deformations of High Mountain Slopes. – Bull. Int. Ass. Eng. Geol., **16**, 121–127, Krefeld.

MAHR, T. & BALIAK, M. (1973): Regional Investigation of Slope Deformation in the High Mountain Area of the West Carpathians. – Proc. Xth Congr. CBGA, Sect. V, 169–178, Bratislava.

MANDŽIĆ, E. (1988): Stability of Unstable Final Slope in Deep Open Iron Mine. – In: BONNARD, C. (Ed): Proc. 5th Int. Symp. on Landslides, **1**, 455–458, Rotterdam (Balkema).

MAZUR, W. (1982): Geotechnische und Petrographische Untersuchungen am Eggerwiesenkopf/Fleckenkopf – Bereich Talzuschub Gradenbach (Kärnten/Österreich). – Unveröff. Dipl. Arbeit, Univ. Karlsruhe, Karslruhe.

MEIER, J. (2009): Parameterbestimmung mittels inverser Verfahren für geotechnische Problemstellungen. – Unveröff. Diss., Bauhaus-Universität Weimar, 284 S., Weimar.

MOSER, M. (1993): Was wissen wir über Talzuschübe? – Geotechnik Sonderband **9**, Nat. Tagung Ing. Geol., 4–14, Garmisch Partenkirchen.

MOSER, M. (1994): Geotechnics of large-scale slope movements („Talzuschübe“) in Alpine regions. – 7th Int. IAEG Congress, 1533-1542, Lisboa.

MOSER, M. & GLUMAC, S. (1982): Zur Kinematik von Talzuschüben, dargestellt am Beispiel des Talzuschubes Gradenbach. – AVN, **89/**5, 174–193, Karlsruhe.

MOSER, M. & GLUMAC, S. (1983): Geotechnische Untersuchungen zum Massenkriechen in Fels am Beispiel des Talzuschubes Gradenbach. – Verh. Geol. B.-A., **1983**, 209-241, Wien.

MOSER, M. & KIEFER, J. (1988): Die hydrogeologischen Verhältnisse und ihre Beziehungen zur Kinematik im Bereich der Talzuschubsmasse Gradenbach/ Kärnten. – Steir. Beitr. z. Hydrogeol., **39**, 95–115, Graz.

MOSER, M. & WEIDNER, S. (1998): Die Auswirkungen von Talzuschüben auf die alpine Umwelt. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **208**, 531–548, Stuttgart (Schweizerbart).

MÜLLER, L. (1963): Der Felsbau. Bd. I, Theoretischer Teil, Felsbau über Tage 1. Teil. – 624 S., Stuttgart (Enke).

MÜLLER-SALZBURG, L. (1992): Der Felsbau. Bd. 2, Teil A.: Der Felsbau über Tage, Teil 2, Gründungen, Wasserkraftanlagen (1. Abschn.). – 949 S., Stuttgart (Enke).

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

NOVERRAZ, F. (1996): Sagging or Deep-Seated Creep: Fiction or Reality? – In: SENNESET, K. (Ed): Proc. 7th Int. Symp. on Landslides, **2**, 821–828, Rotterdam (Balkema).

PESTAL, G., HEIJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (2009): Erläuterungen zur Geologische Karte von Salzburg 1:200.000. – Geol. B.-A., 162 S., Wien.

PÖCHHACKER, H. (1974): Österreichische Tunnelbauweise in sehr stark druckhaftem Gebirge. Theorie und Praxis. – Porr Nachrichten, **57/58**, 5–28, Wien.

STINY, J. (1942): Talzuschub und Bauwesen. – Bautechnik, **20/9**, 80–81.

STINI, J. (1952): Neuere Ansichten über „Bodenbewegungen“ und über ihre Beherrschung durch den Ingenieur. – Geol. u. Bauwesen, **19**, 31–54, Wien (Springer).

STOLL, R. (1981): Geologisch-Petrogaphische Kartierung im Bereich des unteren Gradentales und geotechnische Charakteristik des Talzuschubs Gradenbach (Kärnten/Österreich). –Unveröff. Dipl. Arbeit, Univ. Karlsruhe, 155 S., Karlsruhe.

STRITZL, J. (1971): Teilbericht 2, Exkursion Gradenbach. – Int. Symp. Interpraevent, **4**, 278–281, Villach.

SUDA, F. (1884): Die Wildbäche Kärntens. – 185 S., Wien.

TENTSCHERT, E. (1998): Das Langzeitverhalten der Sackungshänge im Speicher Gepatsch (Tirol, Österreich). – Felsbau **16/**3, 194–200, Essen (Glückauf).

TER-STEPANIAN, G. (1966): Types of Depth Creep of Slopes in Rock Masses. – Proc. Congr. Int. Soc. Rock Mech., 1st. (Lisbon, Portugal), **2**, 157–160, Lissabon.

TER-STEPANIAN, G. (1974): Depth Creep of Slopes. – Bull. Int. Ass. Eng. Geol., **9**, 97-102, Krefeld.

WEIDNER, S. (2000): Kinematik und Mechanismen tiefgreifender alpiner Hangdeformationen unter besonderer Berücksichtigung der hydrologischen Verhältnisse. – Unveröff. Diss., Friedrich-Alexander- Univ. Erlangen-Nürnberg, 246 S., Erlangen.

WEIDNER, S., MOSER, M. & LANG, E. (1998): Influence of hydrology on sagging of mountain slopes (“Talzuschübe”) – New results of time series analysis. – 8th International IAEG Congress / 8ème Congrès International de AIGI, Rotterdam (Balkema).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

ZIEGLER, H.-J. (1982): Die Hangbewegungen im Lugnez, am Heinzenberg und bei Schuders, Graubünden. Geologie und Geomechanik. – Unveröff. Diss., Univ. Bern, 106 S., Bern.

ZISCHINSKY, U. (1969a): Über Sackungen. – Rock Mechanics, **1**, 30–52, Wien.

ZISCHINSKY, U. (1969b): Über Bergzerreißung und Talzuschub. – Geol. Rundschau, **58/**3, 974–983, Stuttgart (Enke).

ZOJER, H. & ZÖTL, J. (1975): Hydrogeologische Untersuchungen im Bereich der Großrutschung des Gradenbachtales bei Döllach/Kärnten. – Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, **27**, 65–84, Graz.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt: 11. Juni 2010, Überarbeitet: 17. Juli 2011, Angenommen: 9. August 2011

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 2011

Band/Volume: 151

Autor(en)/Author(s): Weidner Stefan, Moser Michael, Lang Erich

Artikel/Article: Geotechnische und kinematische Analyse des Talzuschubes Gradenbach (Kärnten/Österreich) 17-60