

IV. Geophysikalische Erkundung von Massenbewegungen

Ewald Brückl und Karl-Heinz Roch

1. Einleitung

Massenbewegungen sind ein wichtiger Faktor der Landschaftsentwicklung im alpinen Raum. Ihre systematische Erkundung ist die Voraussetzung für die Planung technischer Eingriffe, die Erfassung von Gefahrenzonen und die Raumplanung. Da geophysikalische Parameter von Massenbewegungen verändert werden und geophysikalisch erfassbare Strukturen von Massenbewegungen verursacht werden, bzw. mit diesen im Zusammenhang stehen, bietet sich der Einsatz der Geophysik für die Erkundung von Massenbewegungen an.

Im Rahmen dieses Beitrags sollen die geologisch-geophysikalischen Grundlagen und die in der Praxis am häufigsten angewandten Methoden besprochen werden. Am Beispiel von durchgeführten Projekten sollen die tatsächlich zu erzielenden Erkenntnisse aufgezeigt werden. In einem Ausblick auf künftige Anwendungen wird auch über neuere Entwicklungen im Bereich der Auswertung und Interpretation berichtet.

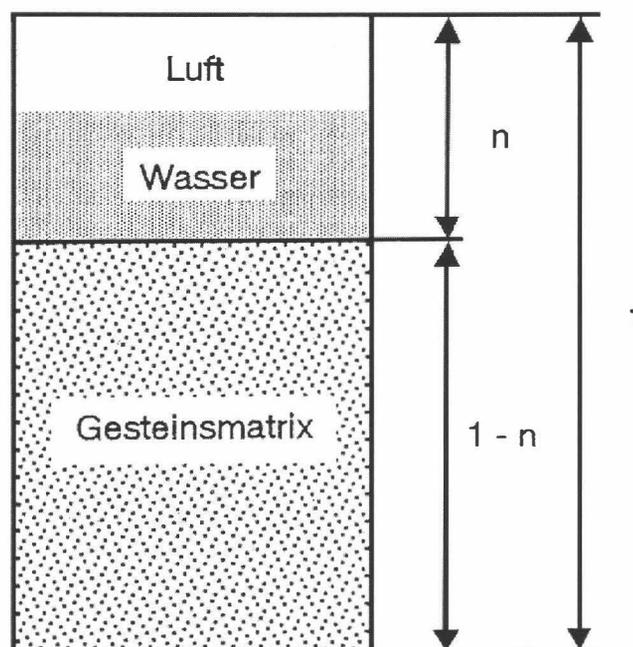


Abb. 1: Definition der Porosität n

2. Physikalische Grundlagen – grundsätzliche Meßmöglichkeiten

2.1. Porosität - Klüftigkeit

Abbildung 1 zeigt ein einfaches mechanisches Modell, in dem das Gestein bzw. das Gebirge (Fels) in einen Feststoffanteil (Gesteinsmatrix) und einen Hohlraumanteil (Poren- bzw. Kluftvolumen) aufgeteilt wird. Da Massenbewegungen das Gebirge zerbrechen und damit auflockern, verändern sie auch den Hohlraumanteil und damit die Dichte und die elastischen Parameter. Eine wichtige Rolle spielt die Porenfüllung, ob es sich um Luft, Wasser oder tonige Materialien (oder ein Gemisch) handelt. In diesem Zusammenhang ist eine Kenntnis des Einflusses der Porenfüllung auf die Eigenschaften des Gesteinskörpers wesentlich. Dieser Einfluß kann an Proben im Labor bestimmt werden und stellt die Grundlage für die richtige Beurteilung der in situ gemessenen Parameter dar (ROCH 1987).

2.2. Seismische Geschwindigkeiten und Gebirgsklassifikation

Bestimmt man das Verhältnis der in situ gemessenen seismischen Geschwindigkeit zu an Gesteinsproben ermittelten Geschwindigkeiten, kann man dem untersuchten Gebirge einen Klüftungsgrad zuordnen. In Abbildung 2 ist diese Zuordnung zu einer Gebirgsklassifikation nach ZYSCHINSKY (1968) dargestellt (BRÜCKL 1977). Wie bereits erwähnt, verändert die Porenfüllung die seismischen Geschwindigkeiten. Mit Hilfe rheologischer Modelle kann das Verhältnis der Werte für wassergesättigtes und trockenes Gebirge abgeschätzt werden (Abb. 3). Dadurch ist es möglich, unter Berücksichtigung des Wassergehaltes, Aussagen über die Klüftigkeit des Gebirges zu treffen.

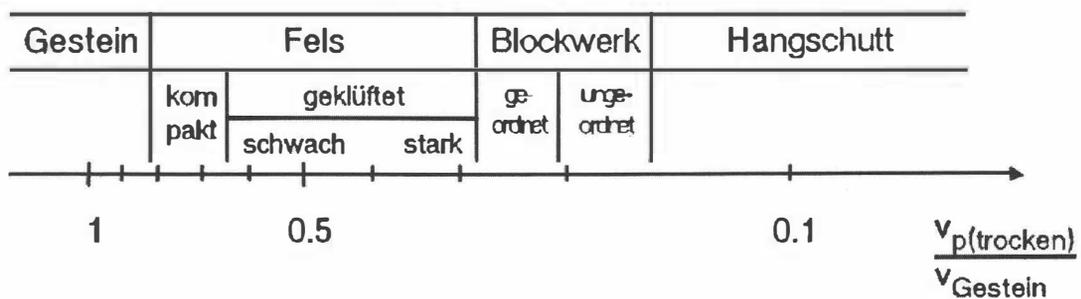


Abb. 2: Gebirgsklassifikation mit Hilfe der p-Wellen-Geschwindigkeit (nach BRÜCKL 1977). $v_{p(\text{trocken})}$ = p-Wellen-Geschwindigkeit des trockenen Gebirges, v_{Gestein} = p-Wellengeschwindigkeit des Gesteins.

2.3. Verhältnis von Druck- zu Scherwellengeschwindigkeit

Können bei seismischen Untersuchungen sowohl Druck- (p-Wellen) als auch Scherwellen (s-Wellen) ausgewertet werden, kann aus deren Verhältnis die Poisson- oder Querdehnungszahl berechnet werden, womit eine recht indikative Größe zur Verfügung steht. Aus einer großen Zahl von Felddaten (BRÜCKL 1977)

hat sich ergeben, daß eine Zuordnung zu Fels- bzw. Lockergesteinen möglich ist (Abb. 4). Darüber hinaus wurde die Beobachtung gemacht, daß bei Massenbewegungen sehr kleine, zum Teil sogar negative Poissonzahlen, auftreten können.

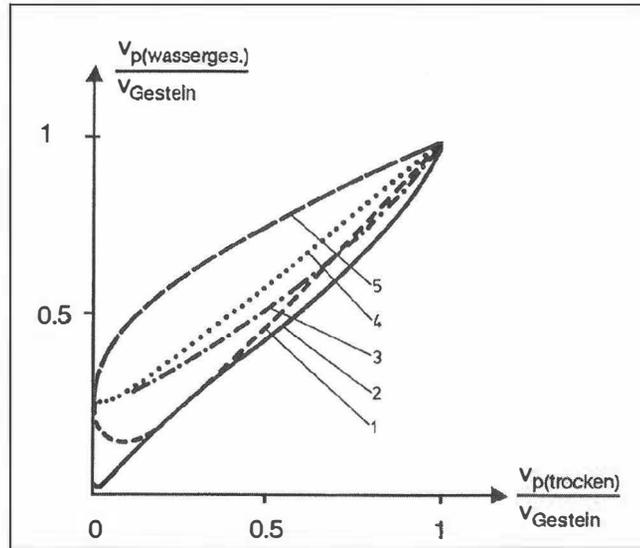


Abb. 3: p-Wellengeschwindigkeit des wassergesättigten Gebirges in Abhängigkeit von der p-Wellengeschwindigkeit des trockenen Gebirges (BRÜCKL 1984). Rheologisches Modell: 1 = VOIGHT-Modell, 2 = REUSS-Modell, 3 = Kombiniertes Modell, 4 = GASSMANN-Modell, 5 = Laufzeit-Modell.

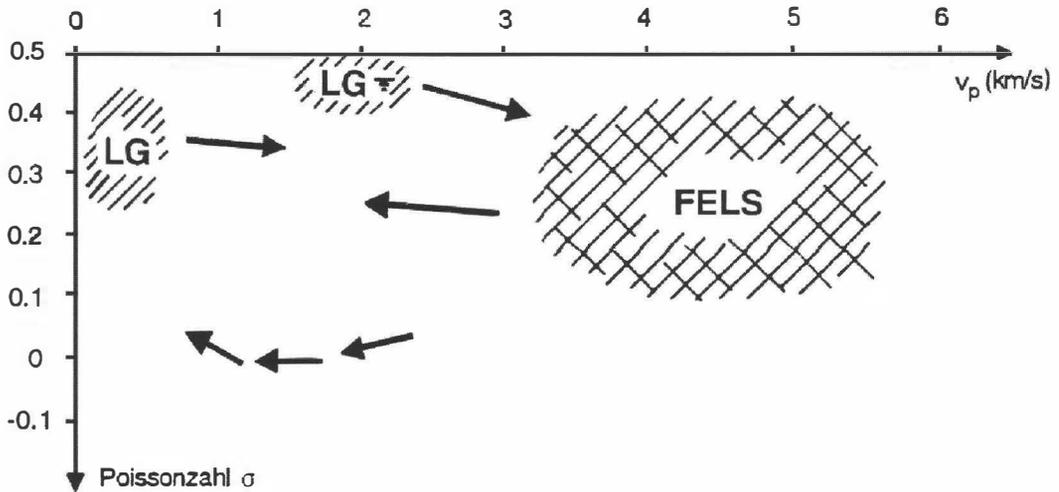


Abb. 4: v_p - σ -Diagramm zur Klassifizierung von Lockergestein (LG) und Fels (BRÜCKL 1987).

2.4. *Spezifischer elektrischer Widerstand, Tongehalt und Reibungswinkel*

Auf Basis idealisierter Vorstellungen über die Ausdehnung und Anordnung der Porenräume können Modelle entwickelt werden, die einen Zusammenhang zwischen spezifischem elektrischem Widerstand und Tongehalt herstellen. Da der Tongehalt im allgemeinen auch mit dem Winkel der inneren Reibung korreliert, können aus dem spezifischen elektrischen Widerstand auch Aussagen über den Reibungswinkel gemacht werden (Abb. 5a-5c). Diese, unter bestimmten geologischen und geomechanischen Gegebenheiten gewonnenen Zusammenhänge, können nicht ohne weiteres auf andere Gebiete übertragen werden. Eine lokale Eichung durch bodenmechanische Untersuchungen ist unbedingt erforderlich.

3. *Geomechanische Strukturen*

Im Folgenden soll an einigen Beispielen gezeigt werden, wie sich geomechanische Strukturen infolge von Massenbewegungen ändern und wie sich das in der Veränderung physikalischer Parameter ausdrückt. Die Bezeichnungsweise folgt dabei der Klassifikation von Hangbewegungen nach NEMCOK et al. (1972).

3.1. *Bergzerreißung*

Bei Auflockerungen im oberen Hangbereich oder Bergzerreißungen (Abb. 6a-b) bilden sich steilstehende Klüfte oder Spalten aus. Diese bewirken eine starke Verringerung der p-Wellengeschwindigkeit. Durch das Aufreißen kommt es in Abhängigkeit von der Wasserwegigkeit des Gebirges auch zu einer Veränderung der Bergfeuchte. Diese kann über Widerstandsmessungen erfaßt werden.

3.2. *Sackung*

Bei einer Sackung (Abb. 6c) wird der gesamte Hang von oben bis unten verformt. Es ist keine dominante Gleitfläche ausgebildet, aber das Gebirge ist durch großräumige Verformungen (z.B. als Hakenwerfen im großen Maßstab) stark zerbrochen. Die bewegten Massen können infolge ihrer erhöhten Klüftigkeit und der damit verbundenen Abnahme der elastischen Module seismisch gegenüber dem unbewegten, kompakten Felsuntergrund abgegrenzt werden. Da die elastischen Parameter sehr empfindlich auf eine beginnende Entfestigung reagieren, können Anzeichen einer beginnenden Massenbewegung seismisch erfaßt werden.

3.3. *Gleitung*

Bei Gleitungen finden die größten Verformungen in einer eng begrenzten Tiefenzone statt. Mit geophysikalischen Methoden können jedoch nur ausreichend große geologische Körper gegeneinander abgegrenzt werden. Die direkte Bestimmung einer dünnen Gleitzone innerhalb eines ansonst ungestörten Gebirges ist geophysikalisch kaum möglich.

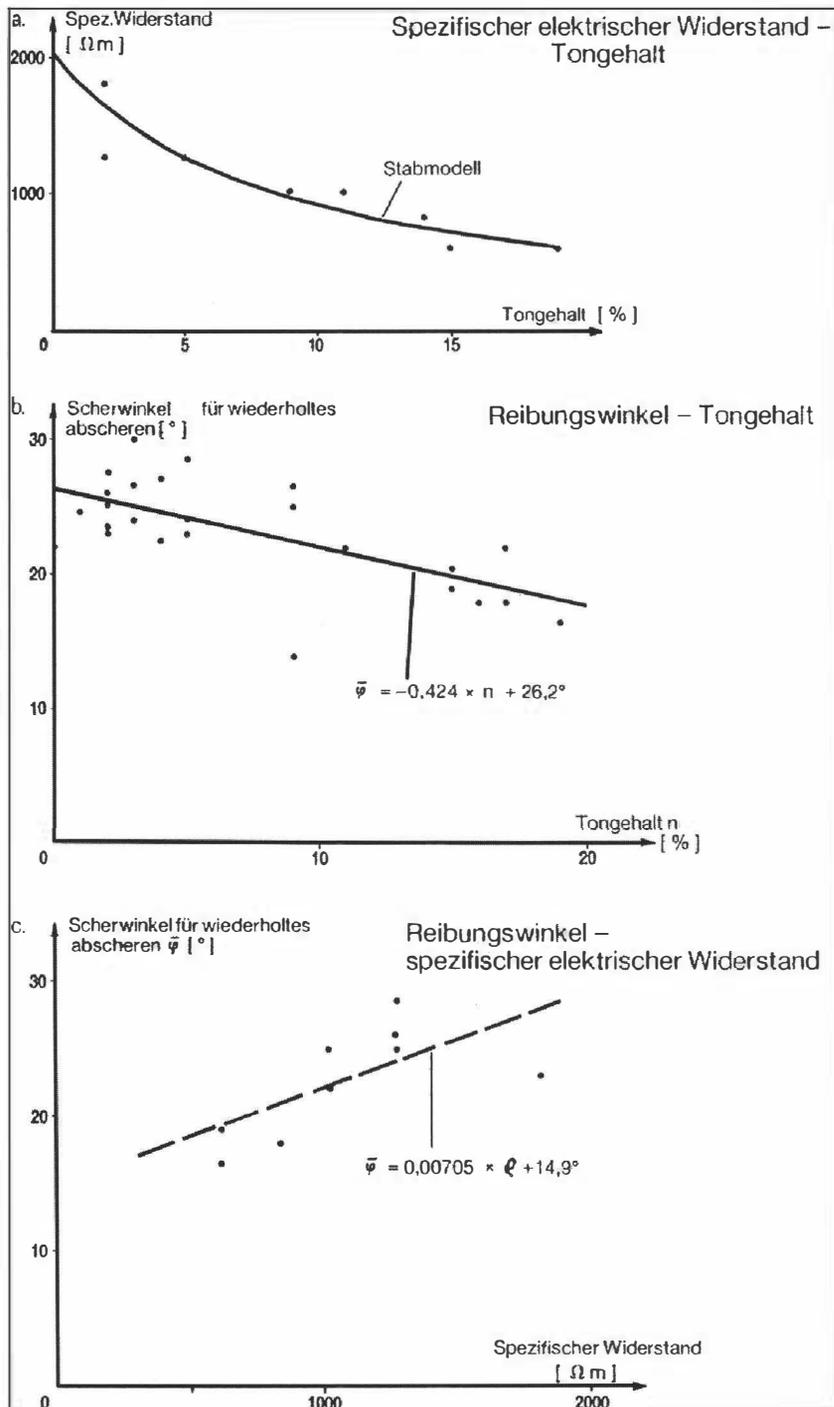


Abb. 5: Zusammenhänge zwischen spezifischen elektrischen Widerstand, Tongehalt und Reibungswinkel (BRÜCKL 1977).

Zumeist reichen aber auch die sekundär, innerhalb der Gleitmasse entstehenden Auflockerungen aus, um eine Gleitung geophysikalisch erfaßbar zu machen. Wenn, wie im in Abbildung 6d gezeigten Beispiel, die Bewegung auch eine Verformung der bewegten Masse unbedingt erfordert, dann kann man davon ausgehen, daß sich

die elastischen Eigenschaften verändert haben. Geophysikalisch erfaßbar ist auch der Bergwasserspiegel, der den Porenwasserdruck an der Gleitfläche bestimmt.

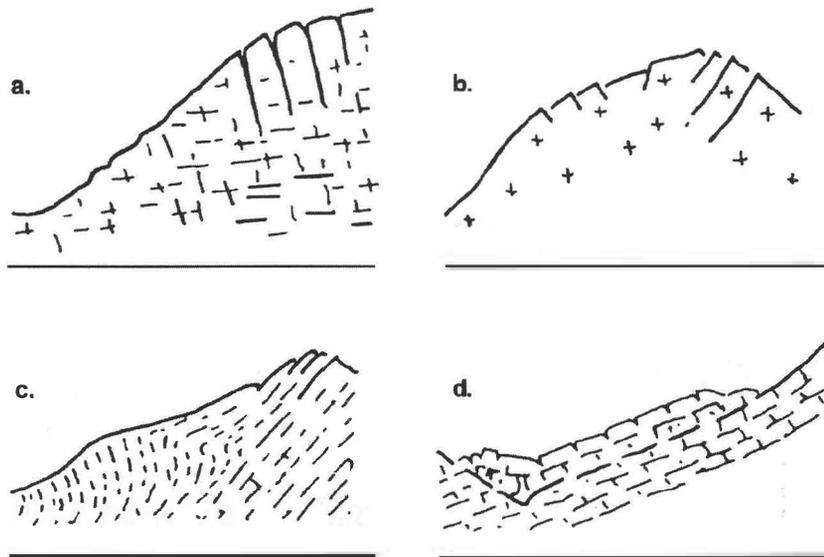


Abb. 6: Klassifikation von Hangbewegungen (NEMCOK et al. 1972): a.,b. Bergzerreißung; c. Talzuschub; d. Felsgleitung entlang bevorzugter Trennfläche.

3.4. Erdstrom

Bei Erdströmen oder Muren ist es manchmal so, daß die hohe Wassersättigung nicht unbedingt Unterschiede in der p-Wellengeschwindigkeit erkennen läßt. In diesem Fall kann eine Auswertung der s-Wellen oder eine geoelektrische Untersuchung die gewünschten Informationen liefern.

3.5. Bergsturz

Das Material von Fels- oder Bergstürzen kann als grobblockiges Lockergestein angesehen werden. Die Mächtigkeit derartiger Ablagerungen kann mit geophysikalischen Meßmethoden bestimmt werden.

4. Geophysikalische Meßmethoden

Geophysikalische Meßmethoden sind indirekte Verfahren, die aus Messungen an der Oberfläche ein Abbild des Untergrundes in Bezug auf verschiedene physikalische Parameter ableiten. Geophysikalische Methoden liefern rasch und wirtschaftlich linien- und flächenhafte Informationen. Die geophysikalische Interpretation muß die Erkenntnisse einer geologischen Kartierung miteinbeziehen und sollte durch direkte Aufschlüsse ergänzt werden. Ihre Zwischenergebnisse sind für eine gezielte Auswahl der Aufschlußpunkte sehr nützlich. Auf die für die geologisch-geotechnische Erkundung von Massenbewegungen ebenfalls wertvollen

geophysikalischen Bohrlochmessungen wird im Rahmen dieses Beitrages nicht eingegangen.

4.1. Gravimetrie

Wie unter 2.1. dargelegt wurde, nimmt bei Massenbewegungen im allgemeinen der Hohlraumanteil des bewegten Gebirges zu. Die damit einhergehende Abnahme der Dichte führt zu lokalen Anomalien im Schwerefeld, die durch gravimetrische Messungen erfaßt werden können. Über Modellrechnungen und unter Einbeziehung zusätzlicher geologischer und geophysikalischer Informationen können Aussagen über die Ausdehnung der aufgelockerten Massen gemacht werden. Die Gravimetrie wird vergleichsweise selten zur Erkundung von Massenbewegungen eingesetzt. Daß mit dieser Methode jedoch gute Ergebnisse erzielt werden können, zeigt das Beispiel im Kapitel 5.5.

4.2. Seismik

Die Seismik basiert auf Unterschieden in den elastischen Eigenschaften und damit in den Ausbreitungsgeschwindigkeiten elastischer Wellen im zu untersuchenden Untergrund. Es werden an der Oberfläche künstlich Erschütterungen angeregt und die Ausbreitung der davon ausgehenden elastischen Wellen entlang von Profilen mit Schwingungsaufnehmern beobachtet. Die Schwingungsanregung kann mit Hammerschlägen, Fallgewichten oder kleinen Sprengungen erfolgen. Abbildung 7 zeigt ein Seismogramm von einer Gletschermessung, in dem verschiedene Wellenarten zu beobachten sind: die direkte p-Welle durch das Eis (1), die refraktierte p-Welle vom Felsuntergrund (2), die in die Reflexionen (3) übergeht, weiters die s-Welle zusammen mit der Oberflächenwelle (4), sowie die refraktierte s-Welle. Je nachdem, welche Wellenarten man auswertet, unterscheidet man verschiedene Methoden.

4.2.1. Refraktionsseismik

Wesentliche Voraussetzung für die Refraktionsseismik ist, daß jede Schicht, die erkundet werden soll, eine höhere Ausbreitungsgeschwindigkeit hat als alle darüberliegenden. Weiters bestehen auch Bedingungen über die Mächtigkeit der Schichten. Die Beobachtungslänge sollte i.a. das 5-fache der Erkundungstiefe betragen.

4.2.2. Reflexionsseismik

Reflexionen entstehen an Schichtgrenzen, an denen eine Veränderung im Produkt aus Ausbreitungsgeschwindigkeit und Dichte gegeben ist. Damit ist die auf der Erfassung dieser Wellen beruhende Reflexionsseismik theoretisch weniger Einschränkungen unterworfen als die Refraktionsseismik. Auch ist die Erkundungstiefe im Vergleich zur Länge der Auslage wesentlich größer.

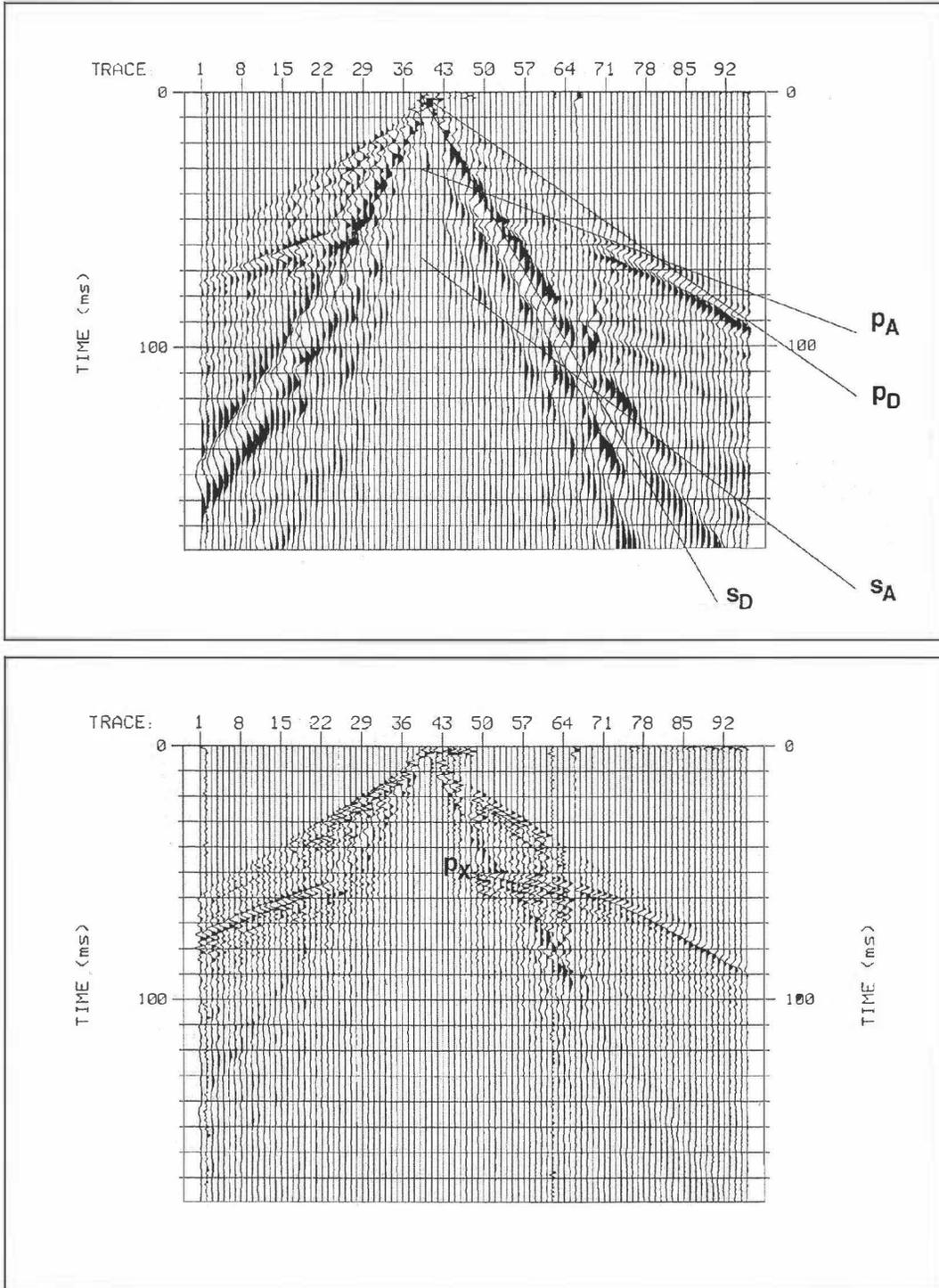


Abb. 7: Seismogramm einer Gletschermessung - Wellentypen:
 p_D...direkte p-Welle (1), p_A...refraktierte p-Welle (2), p_X...reflektierte
 p-Welle (3), s_D...direkte s-Welle(4),s_A...refraktierte s-Welle (5); oben:
 Rohaufnahme, unten: gefilterte Version.

Da in der Reflexionsseismik gesamte Wellenfelder ausgewertet werden, sind sowohl an die Feldaufnahme als auch an die Auswertung technologisch höhere Anforderungen zu stellen. Ein stark inhomogenes, ungeordnetes Gebirge kann die Beobachtung von Reflexionen unmöglich machen.

4.3. Geoelektrische Verfahren

Geoelektrische Verfahren bestimmen hauptsächlich die Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes im Boden.

4.3.1. Gleichstromverfahren

Beim Gleichstromverfahren werden Widerstandsmessungen in Form von Stromspannungsmessungen in verschiedenen Elektrodenkonfigurationen ausgeführt. Dazu wird im Boden zwischen zwei Elektroden ein Stromfluß erzeugt. Die zufolge des elektrischen Feldes im Untergrund an der Oberfläche vorhandenen Potentialdifferenzen werden über zwei weitere Elektroden gemessen. Der Abstand der Stromelektroden bedingt eine bestimmte "Erkundungstiefe" der Meßanordnung.

Bei der "geoelektrischen Tiefensondierung" wird dieser Abstand systematisch vergrößert und man erhält "Sondierungskurven", die den "scheinbaren spezifischen Widerstand" in Abhängigkeit vom Elektrodenabstand wiedergeben. Aus dieser Variation kann der Schichtaufbau des Untergrundes abgeleitet werden. Wird die Elektrodenkonfiguration beibehalten und entlang von Profilen bewegt, so spricht man von einer "geoelektrischen Kartierung". Sie gibt die laterale Widerstandsverteilung für eine bestimmte Erkundungstiefe wieder.

4.3.2. Elektromagnetik

Diese Meßmethoden arbeiten mit elektromagnetischen Feldern im kHz-Bereich. Mit einer Spule werden im Boden Kreisströme erzeugt, die über ihr begleitendes Magnetfeld in einer (komplanaren) Empfängerspule eine Spannung induzieren. Induktionsmeßgeräte arbeiten üblicherweise mit einer kleinen Anzahl von fixen Abständen zwischen Sende- und Empfangsspule. Die Erkundungstiefe wird in erster Linie durch die Frequenz bestimmt. Die Elektromagnetik ist für eine rasche Kartierung von Massenbewegungen von Interesse.

4.3.3. Geo-Radar

Das Impuls-Radar-Verfahren ist ein Hochfrequenzverfahren, das nach dem Prinzip der Echosondierung arbeitet. Es werden die Reflexionen von sehr kurzen elektromagnetischen Impulsen, die von einer Antenne in den zu untersuchenden Untergrund abgestrahlt werden, beobachtet. Diese entstehen an Materialgrenzen und können von ein und derselben Antenne wieder aufgenommen werden. Die Reflexionssignale werden in der Aufnahmeapparatur so verarbeitet, daß bei Abfahren eines Profils durch geeignetes Aneinanderreihen der Reflexionssignale ein kontinuierliches Reflexionsbild für die untersuchte Strecke entsteht. Geo-Radar

ist für eine detaillierte Erkundung im oberflächennahen Bereich geeignet. Es können Bodenstrukturen und Unterschiede in der Durchfeuchtung sehr genau erfaßt werden.

5. Fallbeispiele

5.1. Talzus Schub Gradenbach

Diese Massenbewegung bei Döllach im Mölltal ist eine der größten aktiven in den Alpen. Neben relativ langsam ablaufenden Kriechverformungen kommt es auch zu rasch ablaufenden Gleitungen, so daß die Deformationen diskontinuierlich erfolgen. Der Talzus Schub Gradenbach wurde von MOSER geotechnisch eingehend untersucht (MOSER und GLUMAC 1983). Neben Deformationsmessungen stehen auch Bohrungen zur Verfügung, die das bewegte Gebirge aufgeschlossen haben. Abbildung 8 zeigt einen geotechnischen Längsschnitt durch den unteren Teil der Massenbewegung, in dem die Gefahr des Auftretens rasch ablaufender Rutschungen besteht. Im Vergleich dazu ist in Abbildung 9 das Ergebnis einer refraktionsseismischen Untersuchung auf einem vergleichbaren Längsprofil dargestellt (BRÜCKL 1984). Im Bereich unter 1500 m bestätigt die Refraktionsseismik eine nach geologischen Überlegungen angenommene Gleitfläche knapp unter der maximal erreichten Aufschlußtiefe der Bohrung. Im oberen Hangbereich ist der Bewegungskarakter translatorisch, wobei die Refraktionsseismik eine maximale Mächtigkeit der bewegten Massen von 100 m erwarten läßt.

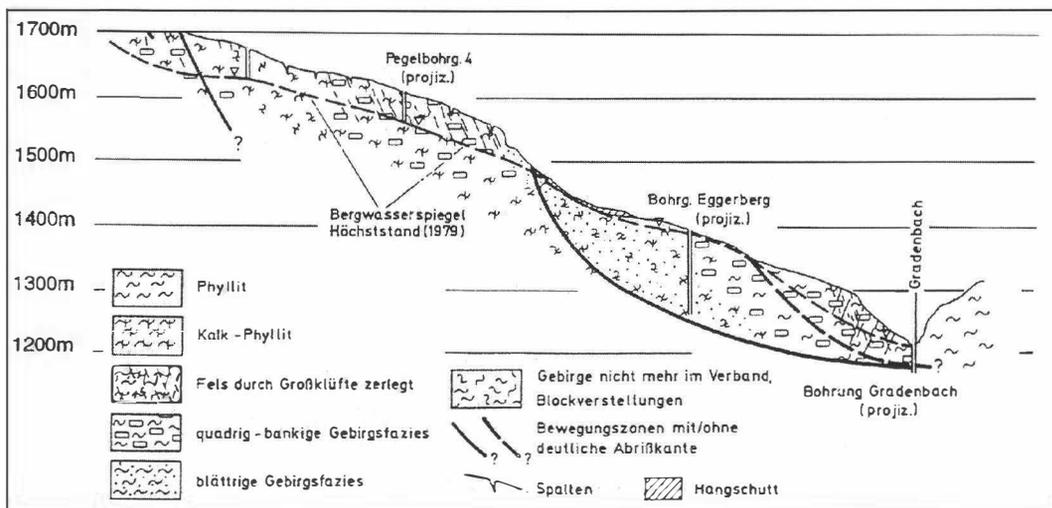


Abb. 8: Massenbewegung Gradenbach – geotechnischer Längsschnitt (vergleichbares Profil nach MOSER und GLUMAC 1982).

5.2. Hammerboden/Liesertal

Diese Massenbewegung im Bereich der Tauernautobahn (Abb. 10) dürfte sich durch kriechende und gleitende Bewegungen, aber auch durch Sturz von Fels- und

Lockermassen entwickelt haben. Die in Bewegung befindlichen Massen sind daher ziemlich heterogen. Obwohl Anrisse in der Natur deutlich sichtbar sind, stellte sich hier die Frage nach dem Ausmaß der Massenbewegung, insbesondere nach der Auflockerung der nördlichen und südlichen Begrenzungen. Es wurden daher eine Reihe von refraktionsseismischen Profilen aufgenommen, wobei hauptsächlich p- zum Teil aber auch sh-Wellen ausgewertet wurden. Darüber hinaus wurden auch geoelektrische Sondierungen ausgeführt. Die Ergebnisse spiegeln insgesamt den sehr unterschiedlichen Aufbau der Rutschmassen wider. Eine Zuordnung der einzelnen Horizonte zu geologischen Merkmalen ist nur eingeschränkt möglich, der unterste Horizont mit p-Wellengeschwindigkeiten zwischen 3.3 und 4.2 km/s ist jedoch eindeutig als Grenze zum unbewegten Fels anzusehen (Abb. 11). Der Tiefgang aktueller Bewegungen muß nicht unbedingt bis zu dieser seismischen Grenzfläche reichen. Es zeigt sich, daß auch die Ränder der Massenbewegung noch eine tiefgreifende Auflockerung aufweisen (p-Wellengeschwindigkeiten von 1.3 bis 1.5 km/s). Wie durch die Bohrerergebnisse und vor allem den Bau der Tauernautobahn bestätigt wurde, sind die bastionsartig vorstehenden nördlichen und südlichen Begrenzungen der Massenbewegung Hammerboden nicht als Härtlinge anzusehen. Sie sind vielmehr stark aufgelockerte Felsmassen, die - im geologischen Zeitmaßstab gesehen - gerade noch nicht abgerutscht sind.

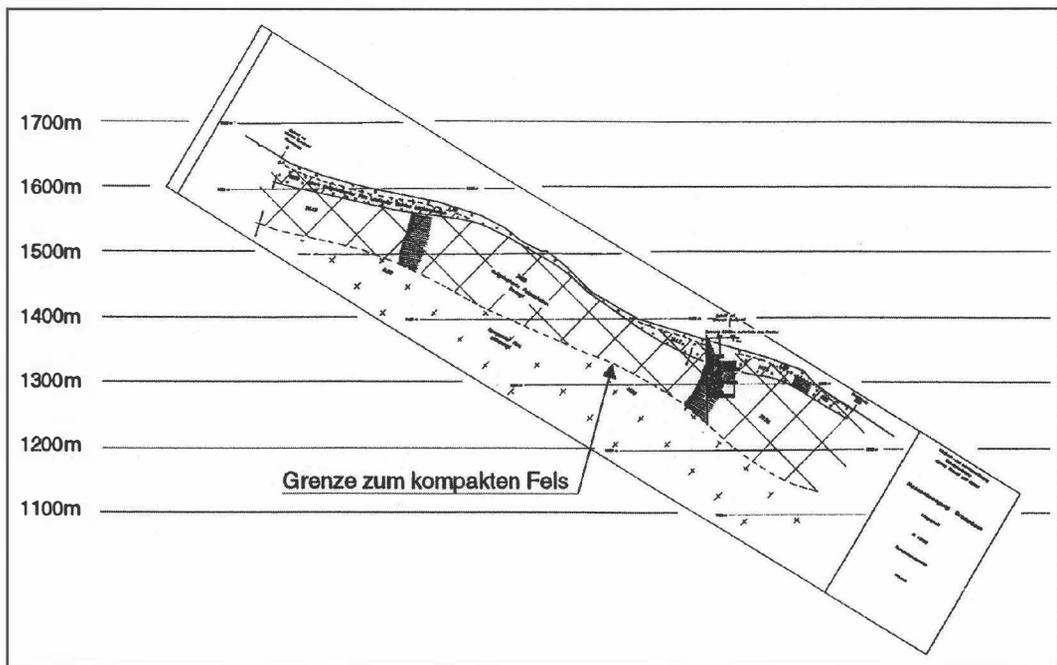


Abb. 9: Massenbewegung Gradenbach – refraktionsseismisches Längsprofil (BRÜCKL 1984).

5.3. Gödnacher Graben

Diese Hangbewegung im Altkristallin in der Nähe von Lienz stellt ähnlich wie die Massenbewegung Gradenbach (siehe Kap. 5.1.) eine Talzuschubsituation dar. Der Gödnacher Graben ist hier die Fortsetzung der Drautalstörung, einer großen Lateralstörung zwischen Süd- und Zentralalpen. Die Betrachtung der Rutschphänomene läßt zwei Modellvorstellungen zu: Einerseits könnte es sich um Hangbewegungen handeln, die sich aus einer Folge von kleineren Rotationsrutschungen zusammensetzen. Eine durchgehende Gleitfläche ist dabei nicht wirksam. Die andere theoretische Möglichkeit ist eine durchgehende Gleitfläche, auf der die aufgelockerten Felsmassen absacken. Diese Modellvorstellung wird allerdings durch die Beobachtung der Morphologie nicht gestützt (MÖLK 1992). Um die Frage nach dem Mechanismus der Massenbewegung abklären zu können, wurden refraktionseismische Messungen ausgeführt. Abbildung 12 zeigt das Ergebnis eines Längsprofils. Das Geschwindigkeits-Tiefen-Modell weist zwei Horizonte aus, die sowohl Bewegungen im oberflächennahen Bereich (A) als auch eine tiefgreifende Bewegung (B) der aufgelockerten Felsmassen zulassen. Es ist daher möglich, daß beide Mechanismen zusammenwirken.

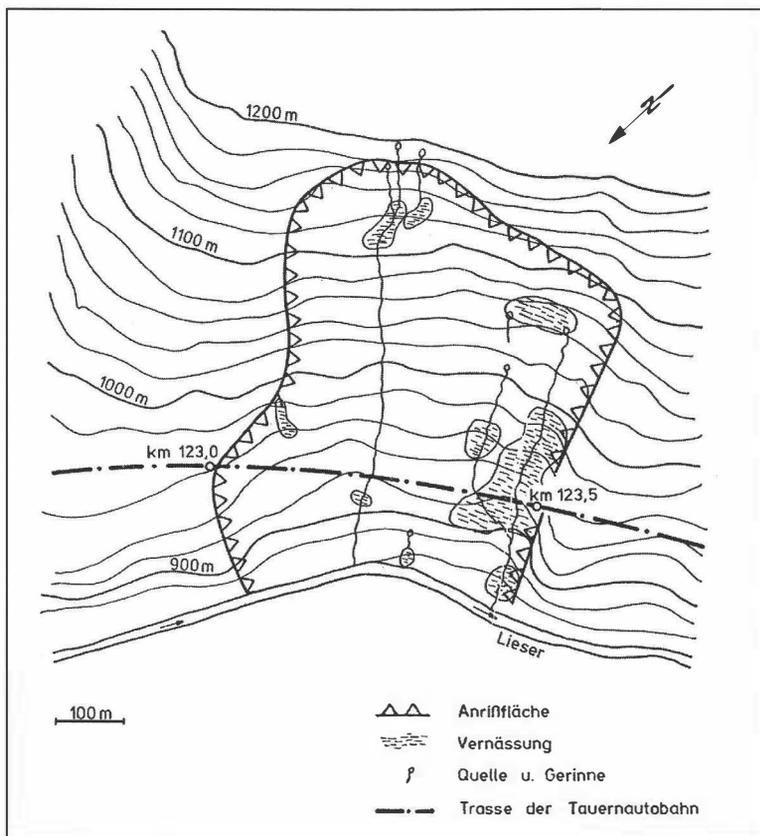


Abb. 10: Massenbewegung Hammerboden / Tauernautobahn km 123.0 bis 123,5 (BRÜCKL 1977).

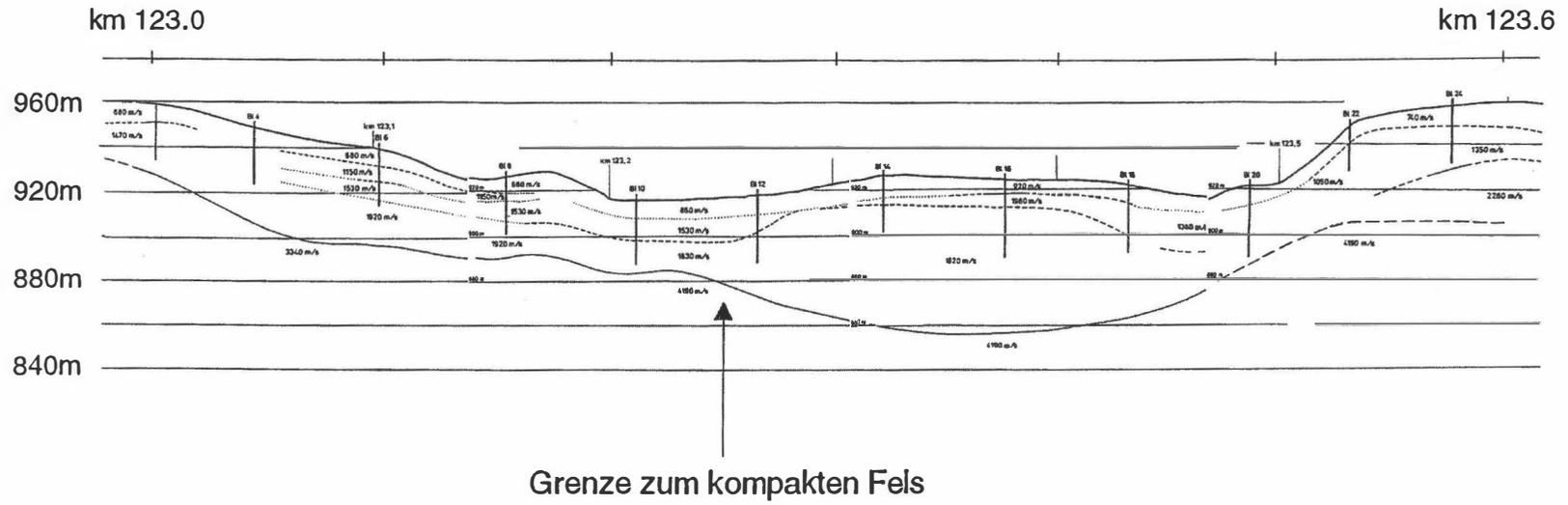


Abb. 11: Massenbewegung Gradenbach – refraktionsseismisches Längsprofil (BRÜCKL 1984).

5.4. Bergsturz Köfels

Der Bergsturz von Köfels, der sich vor etwa 8700 Jahren ereignet hat, gilt als die größte Massenbewegung im Kristallin der Alpen. Da an seiner freigelegten Gleitfläche Bimsstein und an einer internen Verformungszone glasartig erstarrte Gesteine (Friktonite) aufgeschlossen sind, ist er schon seit langem Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen. Während ein früher vermutetes vulkanisches Ereignis heute widerlegt erscheint, wird die Hypothese eines Meteoreinschlages gegenüber der rein gebirgsmechanischen Deutung der Erscheinungen noch immer aufrechterhalten (HEUBERGER 1994).

Für das Verständnis der Mechanik dieses Bergsturzereignisses ist die Kenntnis über den Tiefgang der Rutschmasse und die Ausbildung des Tales vor dem Ereignis notwendig. Zur Klärung dieser Fragen wurden reflexionsseismische Messungen ausgeführt. Abbildung 13 zeigt das Wellenfeld des Profils C sowie die Auswertung von Schichtgrenzen. Man sieht, daß man im Bereich dieses Profils mit einer Überdeckung von etwa 400 m rechnen kann. Abbildung 14 zeigt dieses Ergebnis gemeinsam mit Reflexionshorizonten weiterer Messungen in einem Längsschnitt entlang der Öztaler Ache (HEUBERGER und BRÜCKL 1993). Diese großen Tiefen des unbewegten Untergrundes stehen nicht im Einklang mit den bestehenden geomechanischen Deutungen (ERISMANN 1979) und es ist zu hoffen, daß umfassendere geophysikalische Untersuchungen zusammen mit einer integrierten Interpretation zur Klärung dieses wohl einmaligen Phänomens führen werden.

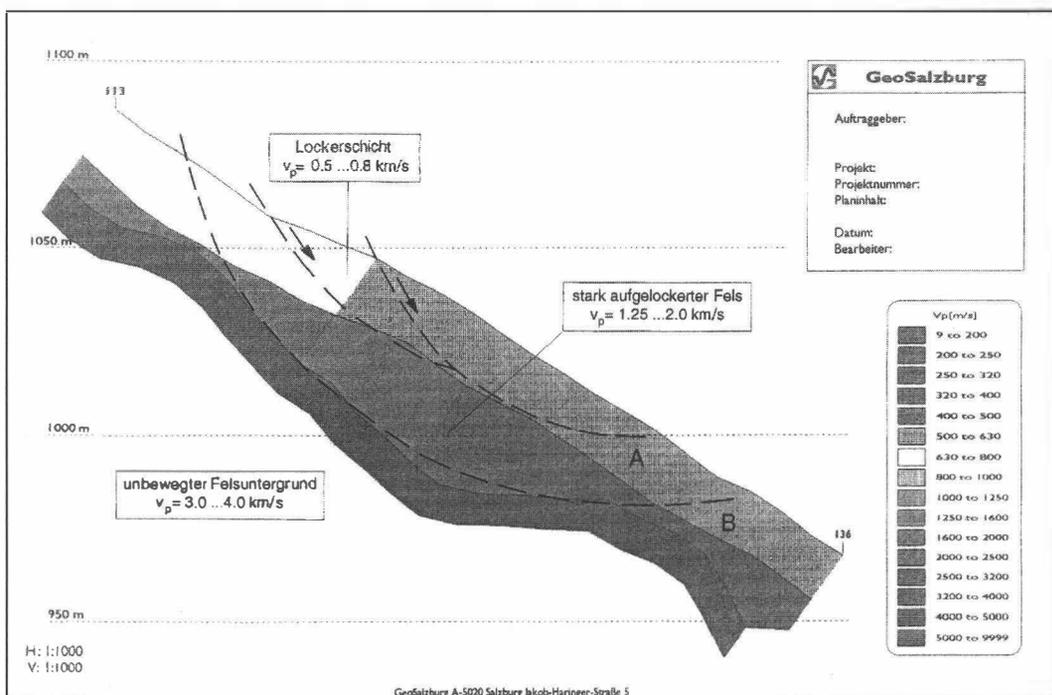


Abb. 12: Talzuschub Grödnacher Graben – refraktionsseismisches Längsprofil.

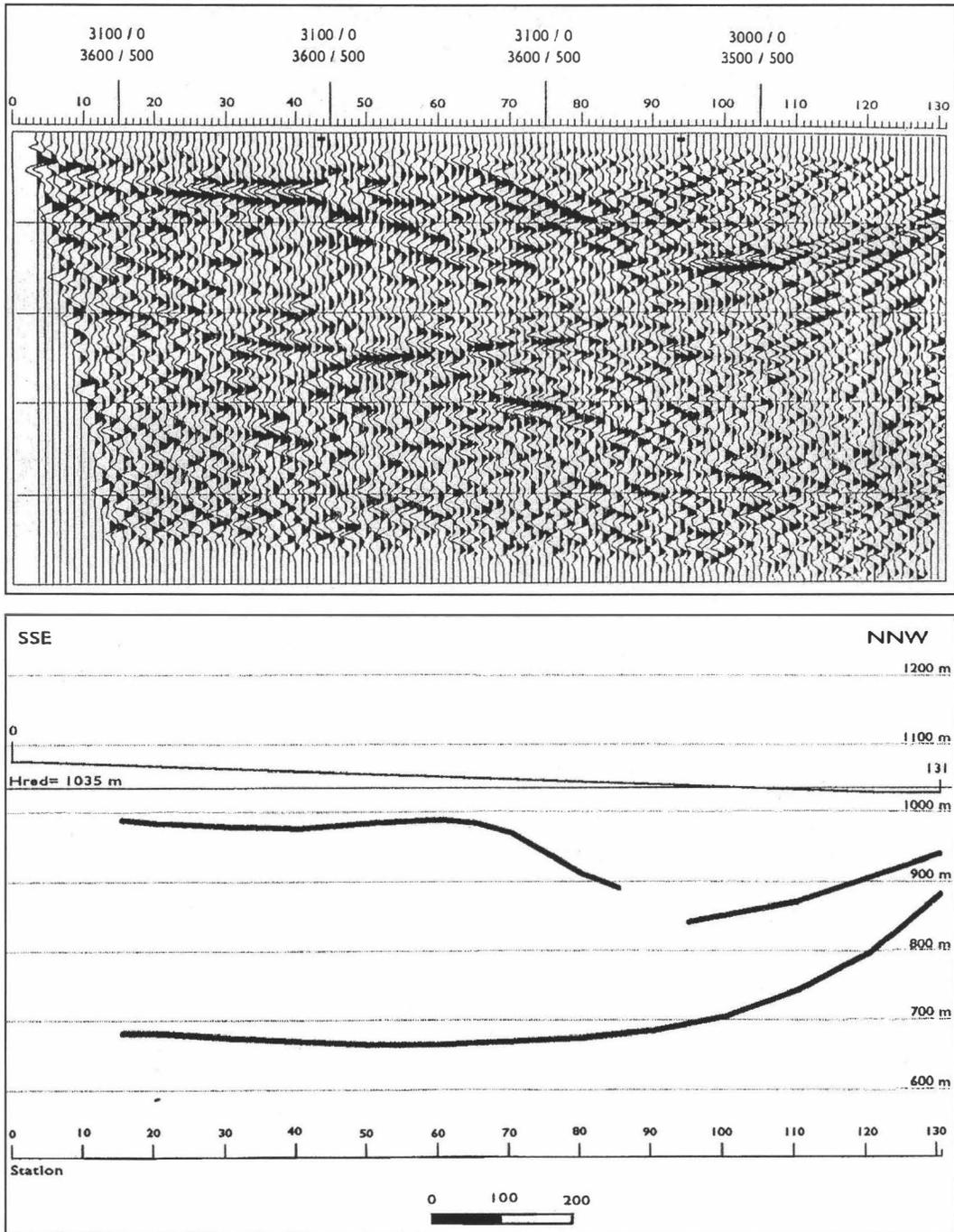


Abb. 13: Bergsturz Köfels – Reflexionsseismik Profil C
(HEUBERGER und BRÜCKL 1993).

5.5. Hangrutschung im Flysch

In den tonigen Formationen der Flyschzone des Wienerwaldes treten Hangbewegungen häufig schon bei geringer Neigung auf, wobei die Durchnässung des Bodens die Bewegung noch besonders begünstigt.

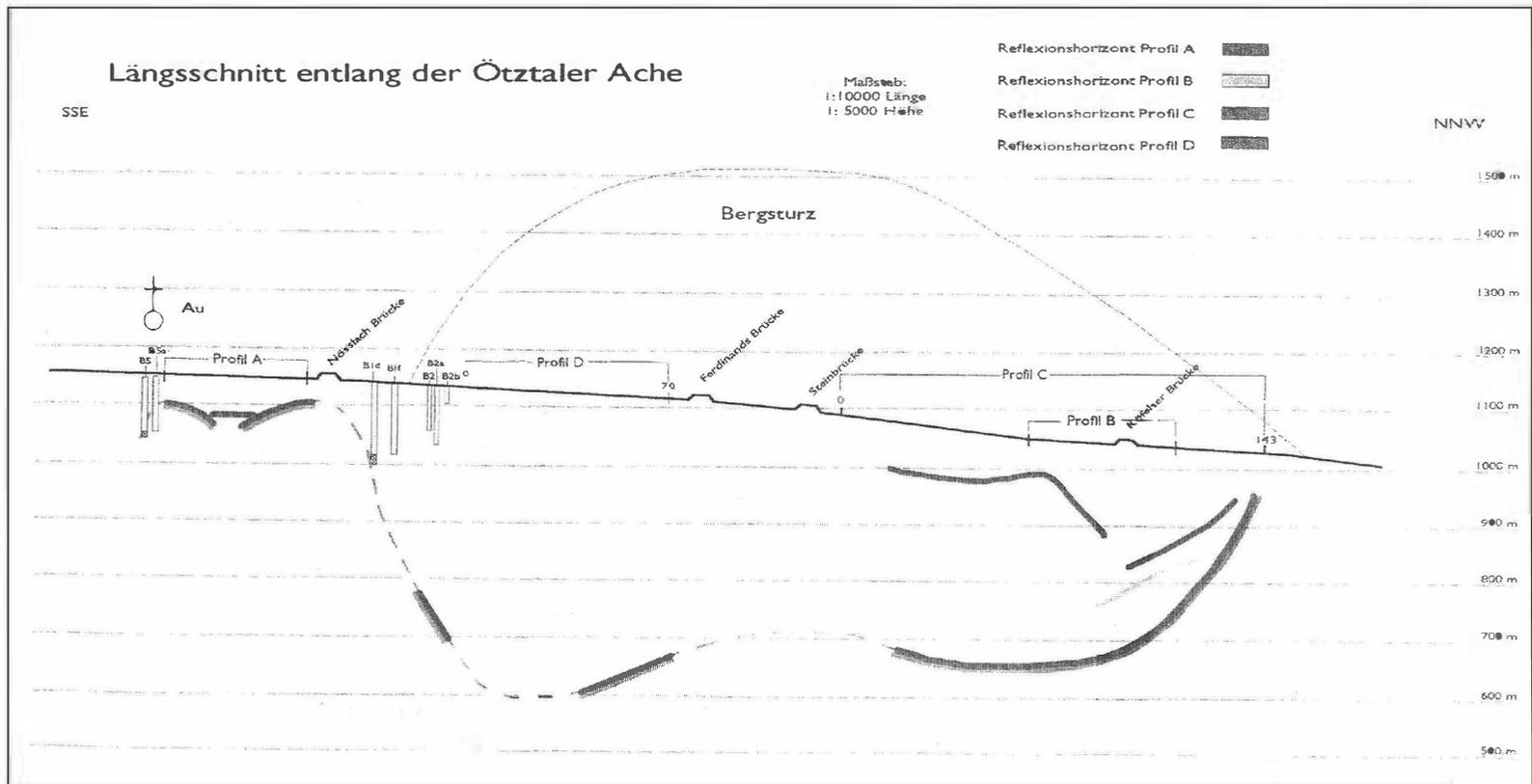


Abb. 14: Bergsturz Kofels – Schnitt entlang der Ötztaler Ache: Ergebnisse der Reflexionsseismik (HEUBERGER und BRÜCKL 1993).

Im Rahmen einer Studie wurden an einer derartigen Massenbewegung parallel seismische, geoelektrische und gravimetrische Messungen ausgeführt (FIGDOR et al. 1990). Es zeigt sich, daß sich mit Hilfe der Geoelektrik das Ausmaß der Massenbewegung kartieren läßt. Während die Ausbreitung der p-Wellen im wesentlichen durch das Hangwasser bestimmt ist, gibt die Auswertung der s-Wellen deutlich unterschiedliche Auflockerungsmächtigkeiten wieder.

Abbildung 15 zeigt einen Schnitt durch einen Teilbereich des Untersuchungsgebietes, in dem eine jüngere Rutschung eine ältere überprägt hat. Die Auswertung der s-Wellen ergibt einen Horizont, der offensichtlich die Grenze zum ungestörten Boden wiedergibt. Ein aus gravimetrischen Daten errechnetes Dichtemodell bestätigt diesen Schichtverlauf.

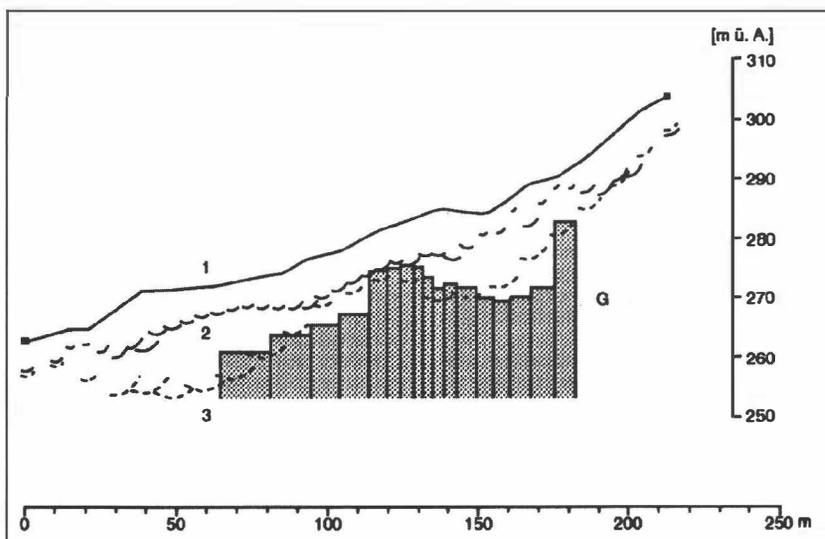


Abb. 15: Hangbewegungen im Flysch – Profil 1: Ergebnis von Refraktionsseismik und Gravimetrie: 1 = Geländeverlauf; 2 = p-Wellen-Horizont $v_p = 1,9$ km/s; 3 = sh-Wellen-Horizont $v_s = 0,55$ km/s; G = gravimetrisches Dichtemodell.

6. Neuere Entwicklungen und Ausblick

6.1. Methodische Weiterentwicklung

Aus überwiegend wirtschaftlichen Gründen konnte in den vergangenen Jahrzehnten die Ingenieurgeophysik Untersuchungen nicht auf jenem wissenschaftlichen und technologischen Standard durchführen, welcher der Geophysik im Bereich der Kohlenwasserstoffexploration zur Verfügung stand. Diese Einschränkungen gelten heute nicht mehr in diesem Maße und es ist möglich, die leistungsfähigsten Verfahren in einer der Aufgabenstellung angepaßten Weise einzusetzen.

Eine dieser Tendenz entsprechende Entwicklung wird derzeit an der Abt. für Geophysik der TU Wien betrieben. Bisher wurden in der Refraktionsseismik nur Laufzeiten ausgewertet. Auf Basis eines leistungsfähigen Auswerte-Systems soll die Bearbeitung refraktierter Wellenfelder zu einem in der Praxis einsetzbaren Verfahren entwickelt werden (BRÜCKL und CASTILLO 1995). Abbildung 16 zeigt anhand eines mit synthetischen Daten gewonnen Beispiels, wie das Wellenfeld eines Refraktors als Horizont abgebildet wird und welche Auflösung bei gegebenem Frequenzinhalt des seismischen Signals erreicht werden kann.

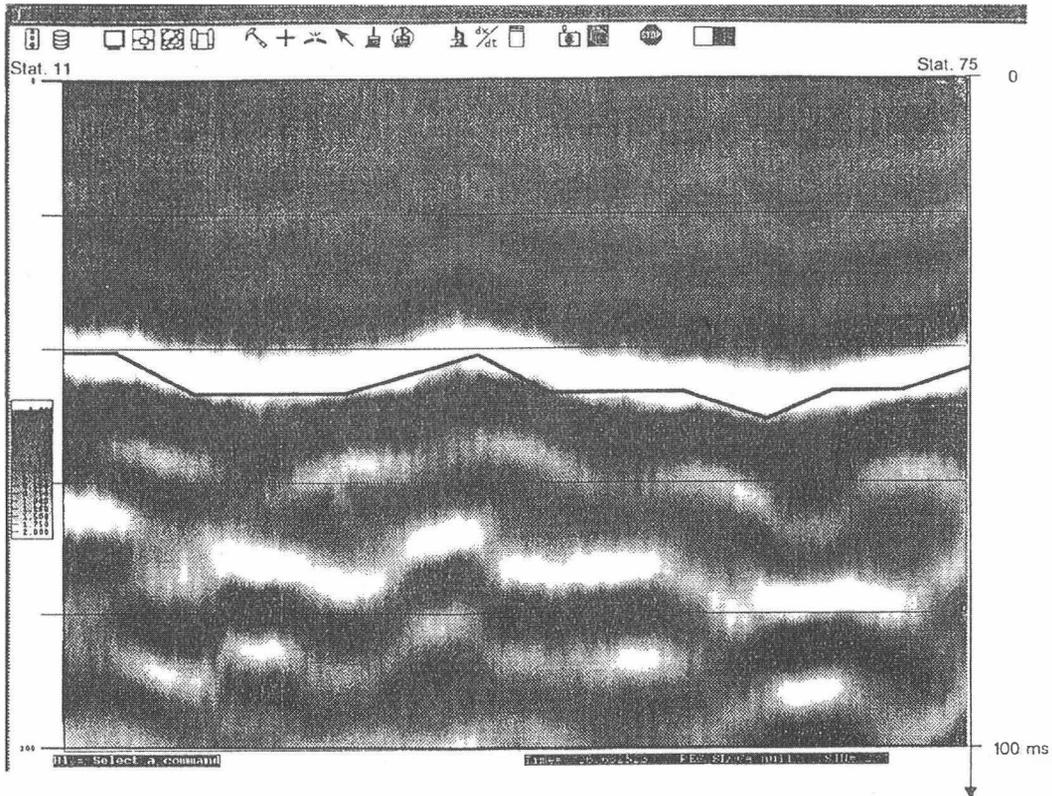


Abb. 16: Wellenfeld-Auswertung.

6.2. Interdisziplinäre Interpretation

Wie mit jeder anderen geowissenschaftlichen Methode kann mit einer geophysikalischen Untersuchung nur ein Teil der gesamten geologisch-geomechanischen Wirklichkeit einer Massenbewegung aufgeschlossen werden. Da für die Entwicklung eines geophysikalischen Modells aber auch die durch geophysikalische Messungen nicht erfassbaren Informationen wesentlich sein können, ist eine fachübergreifende Interpretation notwendig.

Eine derartige Studie wurde in jüngster Zeit an der Abt. f. Geophysik d. TU Wien für eine Massenbewegung in der Keuper-Schiefer-Serie am Semmering erstellt (CASTILLO 1995).

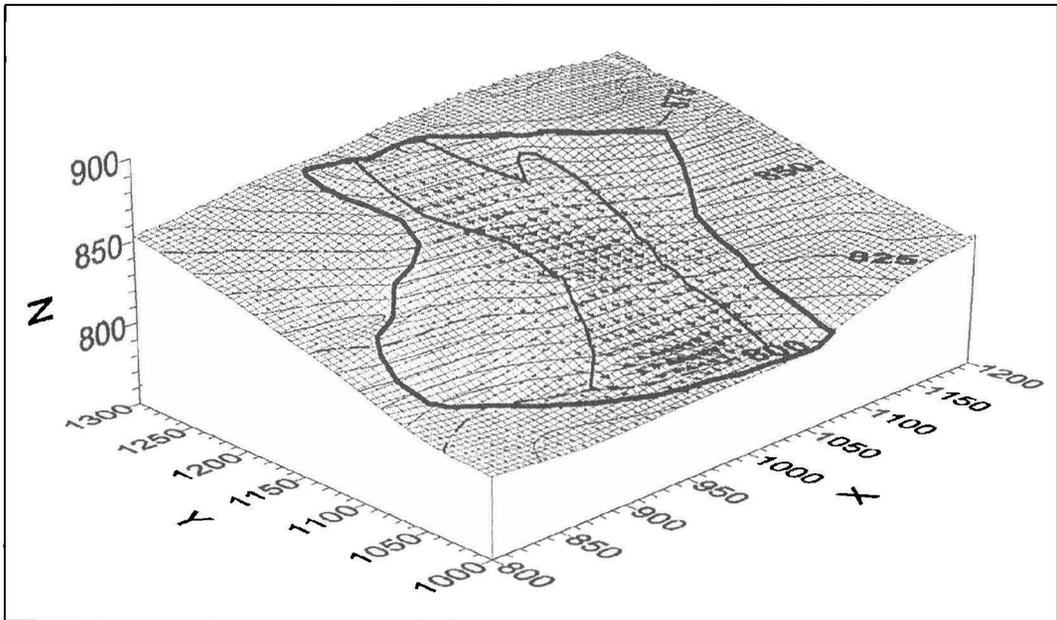


Abb. 17: Hangrutschung Haidbachgraben – FE-Modell (CASTILLO 1995) 3D-Darstellung der Oberfläche.

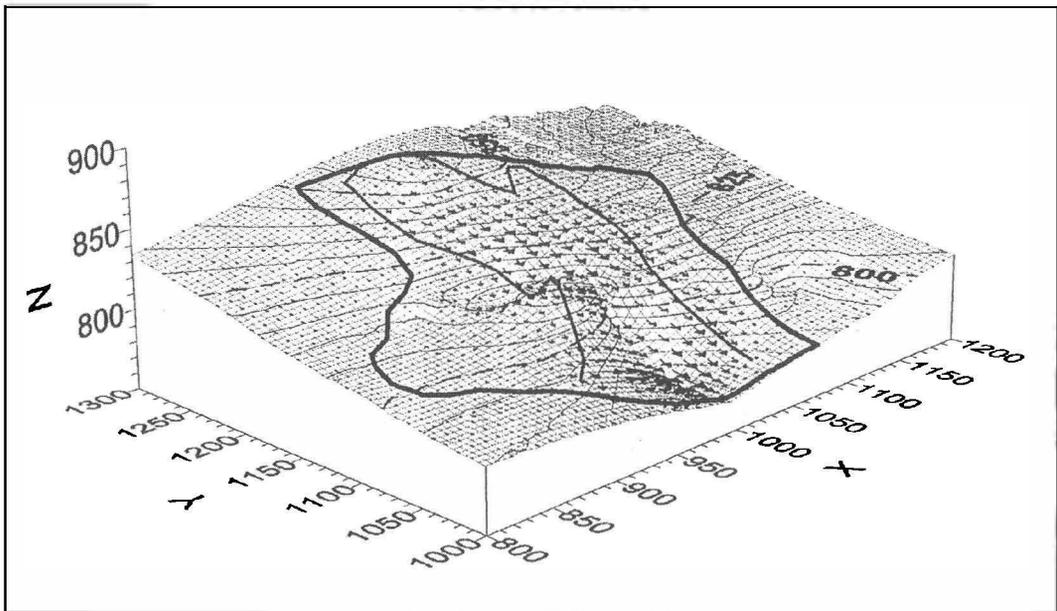


Abb. 18: Hangrutschung Haidbachgraben – FE-Modell (CASTILLO 1995) 3D-Darstellung der Gleitfläche.

Sie stellt eine Integration von Oberflächengeologie (FELLNER 1990), Seismik und Geoelektrik, Bewegungsmessungen und F(inite) E(lement)-Berechnungen auf der Basis eines viskoplastischen Modells dar. Die Bewegungsmessungen zeigten im unteren Teil des Hanges eine auffällige, nicht der Hangneigung entsprechende Richtung (Abb. 17). Auf Basis der geophysikalisch ermittelten Grenzfläche zum

unbewegten Gebirge und einer geologisch begründeten Einschätzung der Materialparameter konnte die FE-Berechnung diese, nicht der Oberflächenneigung folgende Bewegungsrichtung bestätigen (Abb.18). Damit wurde die Konsistenz des Interpretationsmodells nachgewiesen.

7. Literatur

BRÜCKL, E. (1977): Die Erfassung von Hangbewegungen im Fels durch geophysikalische Methoden. BM.f.B.u.T., Straßenforschung, 82, Wien.

BRÜCKL, E. (1984): Bericht über seismische Untersuchungen im Bereich des Talzuges im Gradenbach. Mitt. d. forstl. Bundesversuchsanstalt Wien, S. 153.

BRÜCKL, E. (1987): Refraktionsseismische Bestimmung oberflächennaher Geschwindigkeiten. 7. Mintrop-Seminar, Kassel.

BRÜCKL, E. (1988): A seismic system for shallow-depth investigations. European Association of Exploration Geophysicists, 50th Meeting, The Hague.

BRÜCKL, E., CASTILLO, E. (1995): Resolution of imaging techniques in 2D-refraction seismology. Proc. of the Int. Symp. on Recent Advances in Exploration Geophysics, Kyoto.

CASTILLO, E. (1995): Untersuchung von Massenbewegungen mit geophysikalischen Methoden und FE-Modellrechnungen. Dissertation TU Wien, Wien.

ERISMANN, T. (1979): Mechanism of large landslides. Rock Mechanics, 12, S. 15-46.

FELLNER, D. (1990): Baugeologische Erkundung von Massenbewegungen. Diplomarbeit TU Graz, Graz.

FIGDOR, H., ROCH, K.-H., SCHEIDEGGER, A.E. (1990): Geophysikalische und geodätische Untersuchungen an einer Hangrutschung im Flysch. Österr. Zeitschr. f. Verm.wesen u. Photogr., 78, 4, S. 212-220.

HEUBERGER, H., BRÜCKL, E. (1993): Reflexionsseismische Messungen am Bergsturz von Köfels. Geologie d. Oberinntaler Raumes - Schwerpunkt Blatt 144, Landeck Arbeitstagung d. Geologischen Bundesanstalt, S. 156-158, Wien.

HEUBERGER, H. (1994): The giant landslide of Köfels, Ötztal, Tyrol. Mountain Research and Development, 14, 4, S. 290-294.

MÖLK, M. (1992): Bericht zur geotechnischen Kartierung des Gödnacher Grabens. unveröff. Bericht d. forsttechnischen Dienstes f. Wildbach- u. Lawinenverbauung.

MOSER, M., GLUMAC, S. (1982): Zur Kinematik von Talzugeschüben, dargestellt am Beispiel des Talzuges Gradenbach/Kärnten. Allg. Vermessungsnachr., 89. Jg., H 5, 174 - 189, Karlsruhe.

MOSER, M., GLUMAC, S. (1983): Geotechnische Untersuchungen zum Massenkriechen in Fels am Beispiel des Talzschubes Gradenbach (Kärnten). Verh. Geol. B.-A., Jg. 1982, 3, S. 209-241, Wien.

NEMCOK, A., PASEK, J., RYBAR, J. (1972): Classification of landslides and other mass movements. Rock Mechanics, 4, S. 71-78.

ROCH, K.-H. (1987): Über die Bedeutung dynamisch ermittelter Parameter für die Bestimmung von Gesteins- und Gebirgseigenschaften. Geowiss. Mitt. TU Wien, 30, Wien.

STEINHAUSER, P., BRÜCKL, E., ARIC, K. (1984): Anwendung geophysikalischer Verfahren bei der geotechnischen Vorerkundung von Tunnelbauten. BH.f.B.u.T., Straßenforschung, S. 235, Wien.

ZYSCHINSKY, U. (1968): Über Sackungen. Rock Mechanics, 1, S. 30-52.

Anschrift der Verfasser: o. Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. Ewald Brückl und ao. Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. Karl-Heinz Roch, Institut für Theoretische Geodäsie und Geophysik, Gusshaustr. 25-29/128/2, A - 1040 Wien.