



Ergebnisse geophysikalischer Untersuchungen im Gschlifgraben bei Gmunden (Oberösterreich) im Hinblick auf Massenbewegungen

KARL MILLAHN*), FRANZ WEBER*), ERICH NIESNER*), HERFRIED GRASSL**), WERNER HYDEN*), FREDERIK KERSCHNER*),
RAINER MORAWETZ**), CHRISTIAN SCHMID**) & JOHANNES T. WEIDINGER***)

12 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 66

*Oberösterreich
Nördliche Kalkalpen
Massenbewegung
Untergrundstruktur
Geologisch-geophysikalische Modellierung*

Inhalt

Zusammenfassung	117
Abstract	118
1. Ausgangssituation	118
2. Das Messprogramm	119
2.1. Die seismischen Messungen	120
2.2. Die geoelektrischen Messungen	122
3. Überblick über die Ergebnisse	122
3.1. Profil GS0503 (Seismik) und G503 (Geoelektrik)	122
3.1.1. Ergebnisse der seismischen Messungen (GS0503)	122
3.1.2. Ergebnisse der geoelektrischen Messungen (G503)	122
3.2. Profil GS0507 (Seismik) und G707 (Geoelektrik)	123
3.2.1. Ergebnisse der seismischen Messungen (GS0507)	123
3.2.2. Ergebnisse der geoelektrischen Messungen (G707)	125
3.3. Profil GS0402 (Seismik)	126
3.3.1. Ergebnisse der seismischen Messungen (GS0402)	126
3.3.2. Ergebnisse der geoelektrischen Messungen (G602)	128
3.4. Geoelektrik – Wiederholungsmessungen	128
4. Die Entwicklungen nach dem Abschluss des Projektes im Gschlifgraben	130
Dank	130
Literatur	131

Zusammenfassung

Ein interdisziplinäres Projekt des Programms „Geophysik der Erdkruste“ der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (ÖAW) hatte zum Ziel, die Anwendungs- und Aussagemöglichkeiten geophysikalischer Verfahren zur Untersuchung von Massenbewegungen im alpinen Raum zu untersuchen. Das Messgebiet des Gschlifgrabens bei Gmunden ist dadurch gekennzeichnet, dass seit dem Ende der Eiszeit Rutschungen unterschiedlichen Ausmaßes und unterschiedlicher Geschwindigkeit stattfinden, die bis zur Bildung von Erd- und Schlammströmen geführt haben. Raue Topographie und komplexe geologisch-tektonische Verhältnisse bewirken erhebliche Schwierigkeiten bei den Messungen und der Auswertung der geophysikalischen Daten. Die Massenbewegungen werden von den tonreichen Buntmergeln des Helvetikums ausgelöst, deren seismische Geschwindigkeiten im unverwitterten Zustand bis 2800 m/s liegen und die durch die Verwitterung bis auf Werte unter 2000 m/s abnehmen. Die spezifischen elektrischen Widerstände der Buntmergel liegen zwischen 7 und 50 Ohmm. Die Schlammströme weisen Geschwindigkeiten von 1500 m/s und Widerstände von 7 bis 25 Ohmm auf. Die refraktionsseismische Auswertung nach PALMER (1980) lässt einen seismischen 4–5-Schichtfall erkennen, wobei vor allem die höheren Horizonte durch oftmals unebene Geometrie in den Schichten und stärker variierende Geschwindigkeiten gekennzeichnet sind. Für die Rutschungen bedeutsame Gleitschichten können durch integrative Auswertung von Refraktionsseismik und Geoelektrik (ERT – Electric Resistivity Tomographie) identifiziert werden. Einen bedeutenden methodischen Fortschritt in der Auswertung brachte die refraktionsseismische Tomographie, durch die auch Hinweise auf „überschossene Schichten“ erhalten werden können. Hochoflösende reflexionsseismische Profile wurden im Unterlauf

*) Univ.-Prof. Dr. KARL MILLAHN, em. Univ.-Prof. DDr. FRANZ WEBER, Univ.-Prof. Dr. ERICH NIESNER, Dipl.-Ing. WERNER HYDEN, Dipl.-Ing. FREDERIK KERSCHNER, Montanuniversität Leoben, Department für Angewandte Geowissenschaften und Geophysik, Peter-Tunner-Straße 27, A 8700 Leoben.

**) Mag. Dr. HERFRIED GRASSL, Ing. RAINER MORAWETZ, Prof. Dr. CHRISTIAN SCHMIED, Joanneum Research Forschungsgesellschaft, Institut für Wasserressourcen Management, Roseggerstraße 17, A 8700 Leoben.

***) Mag. Dr. JOHANNES T. WEIDINGER, Erkudok Institut im Stadtmuseum Gmunden, Kammerhofgasse 8, A 4810 Gmunden.

des Gschlifgrabens gemessen, wo wegen der großen Mächtigkeit der Rutschmassen die Eindringtiefe von Refraktionsseismik und Geoelektrik nicht ausreichend war, um den festen Untergrund zu erreichen. Infolge Überschneidung der Geschwindigkeiten der älteren Rutschmassen und der Buntmergel bildet diese Grenze anscheinend auch keinen seismischen Leithorizont. Es gibt jedoch starke Hinweise auf seismofazielle Unterschiede, die eine Seismostratigraphie bei Vorhandensein weiterer Profile aussichtsreich erscheinen lassen. Die Mächtigkeit der Rutschmassen kann im Mündungsbereich des Gschlifgrabens eine Größenordnung von 200 m erreichen. Die geoelektrischen Messungen zeigen, wie erwartet, eine starke Korrelation der elektrischen Widerstände mit der Wassersättigung der tonigen Buntmergel. Da die Stabilität der Sedimente primär von der Wassersättigung abhängt, ist die Geoelektrik besonders gut für die Beurteilung der Stabilität der Rutschmassen geeignet (NIESNER, 2004; WEIDINGER et al., 2007; SEIBERL et al., 1995). Auch ein Einsatz von geoelektrischem Monitoring im Rahmen eines Frühwarnsystems wäre damit erfolgversprechend.

Geophysical Investigations in the Gschlifgraben Mass Movement near Gmunden (Upper Austria)

Abstract

Within an interdisciplinary project in the framework of the research program „Geophysik der Erdkruste“ of the Austrian Academy of Science (ÖAW) the possibilities of using geophysical methods for applications on landslides in alpine regions should be investigated. Since the end of the ice age a lot of different sized landslides and mudflows occurred in the research area, the Gschlifgraben near Gmunden (Upper Austria). There are a lot of difficulties in measuring and interpreting geophysical measurements in this area due to the rough topography and the complex geologic-tectonic situation. The landslides started in the clay rich marls (Buntmergel) of the helveticum. Depending on the weathering, the seismic velocity of the “Buntmergel” is ranging between 2000 and 2800 m/s and the specific electric resistivities are between 7 and 50 Ohmm. Mudflows have typical seismic velocities of around 1500 m/s and resistivities from 25 Ohmm down to 7 Ohmm.

The dataprocessing of the refraction seismic profiles with the PALMER (1980) method shows a 4–5 layer case. Especially the upper layers have uneven boundaries and large lateral velocity changes. Sliding planes can be identified by integrative analysis of refraction seismics and geoelectric (ERT – electric resistivity tomography). One major advantage is the possibility to get indications on hidden layers by the seismic tomography.

High resolution reflection seismic profiles have been measured in the lower part of the Gschlifgraben. In this area the achievable depth of investigation by refraction seismics or geoelectric is, due to the large thickness of the layers, too low to reach a basement. But due to ambiguity of the seismic velocities of the older sliding masses and the “Buntmergel” also a reflection horizon is unfortunately not existent. Perhaps there is a possibility to use seismostratigraphy for the differentiation. Therefore further seismic profiles could be useful. The thickness of the sliding masses could reach more than 200 meters near the mouth of the Gschlif creek.

The geoelectric profiles showed, as expected, a very strong correlation between the electric resistivity and the watersaturation of the “Buntmergel”. As the stability of the sediments is to a very high degree dependent on the watersaturation, the geoelectric measurements are very well suited for the evaluation of the stability of the sediments in the sliding area (NIESNER, 2004; WEIDINGER et al., 2007; SEIBERL et al., 1995). The probability of a successful use of geoelectric measurements for longtime monitoring within an early warning system is therefore very high.

1. Ausgangssituation

Das Auftreten großer Massenbewegungen im Gschlifgraben bei Gmunden ist durch das Zusammentreffen von vier Faktoren bedingt:

- Durch das Auftreten nicht kompetenter, rutschunggefährdeter Gesteine – Buntmergel des Helvetikums in relativ großer flächenhafter Ausdehnung.
- Die bedeutenden Höhenunterschiede dieses Vorkommens.
- Die Überlagerung des Helvetikums durch Wasser führende Grobklastika im höchst gelegenen Abschnitt des Vorkommens, wodurch seit dem Ende der Eiszeit vor ca. 10.000 Jahren permanent die Tongesteine des Helvetikums durch die Wässer aufgeweicht werden.
- Die klimatische Komponente: Die Einwirkung durch Oberflächenwässer auf die rutschungsempfindlichen Gesteine wird durch die Lage im Nordstaubereich der Kalkalpen verstärkt, wo mit Jahresniederschlägen von bis zu 2500 mm zu rechnen ist.

Das charakteristische Element der Massenbewegungen im Gschlifgraben sind Erd- und Schlammströme, über die in historischen Überlieferungen etwa seit 1600 berichtet wird. In Anbetracht der großen Schäden, die auch durch daraus generierte Muren entstanden sind, wurden bereits seit über 100 Jahren Überlegungen zur Vermeidung derselben und zur Sanierung des Gebietes angestellt, denen jedoch bis heute kein Erfolg beschieden war (LAATSCH & GROTTENHALER, 1972; BAUMGARTNER, 1976, 1981; BAUMGARTNER & MOSTLER, 1978; BAUMGARTNER & SORDIAN, 1982; BUNZA, 1978; JEDLITSCHKA, 1990; KOCH, 1892; SCHÄFFER, 1983; WEBER, 1960; WEIDINGER, 2003, 2005; WEIDINGER & VORTISCH 2005). Das vorliegende Projekt der ÖAW stellt insofern einen großen Fortschritt dar, als erst-

mals versucht wurde, bis in den tieferen Untergrund der unverwitterten Gesteine mit geophysikalischen Verfahren einzudringen und daraus Erkenntnisse abzuleiten.

Die komplizierten allgemeinen geologischen Verhältnisse wurden durch die langjährige Untersuchung von PREY (1951, 1951a, 1975, 1980) weitgehend geklärt, die in einer inhaltsreichen Publikation ihren Niederschlag fanden (PREY, 1983). Weitere Arbeiten zur lokalen Geologie sind bei GEYER (1911, 1917), GÖTZINGER (1937) und VAN HUSEN (1977) zu finden.

Mit den Massenbewegungen selbst befasste sich P. BAUMGARTNER (1976, 1981) in seiner Dissertation, wobei er die Entstehung und Klassifikation der Erd- und Schlammströme im Gschlifgraben untersuchte, diese auch zu quantifizieren versuchte und auch zu Sanierungsmaßnahmen Stellung bezog. Als weitere Arbeit zu Massenbewegungen sei auch auf TENTSCHERT (1998) verwiesen.

Die geologischen Untersuchungen von J.T. WEIDINGER (2005) begleiteten das geophysikalische Programm in den Jahren 2004–2007 und bildeten eine verlässliche Grundlage bei der Planung und Durchführung der Messungen. Die Arbeit von J.T. WEIDINGER (2005) ist nicht nur durch den Maßstab von 1 : 2000 gekennzeichnet, sondern auch durch die räumlichen und zeitlichen Abgrenzungen der Erd- und Schlammströme, die umfangreichen quartärgeologischen und morphologischen Aussagen und die Abgrenzung der für die Massenbewegungen relevanten Gesteine. Die Interims- und Jahresberichte waren auch ein wichtiger Beitrag für die Interpretation der geophysikalischen Daten, insbesondere für die Geoelektrik. Als sehr nützlich hat sich auch die kompilierte geologisch-geotechnische Übersichtskarte des Gschlifgrabens (Abb. 1) erwiesen, die zwecks Interpretation der geophysikalischen Messungen erstellt wurde

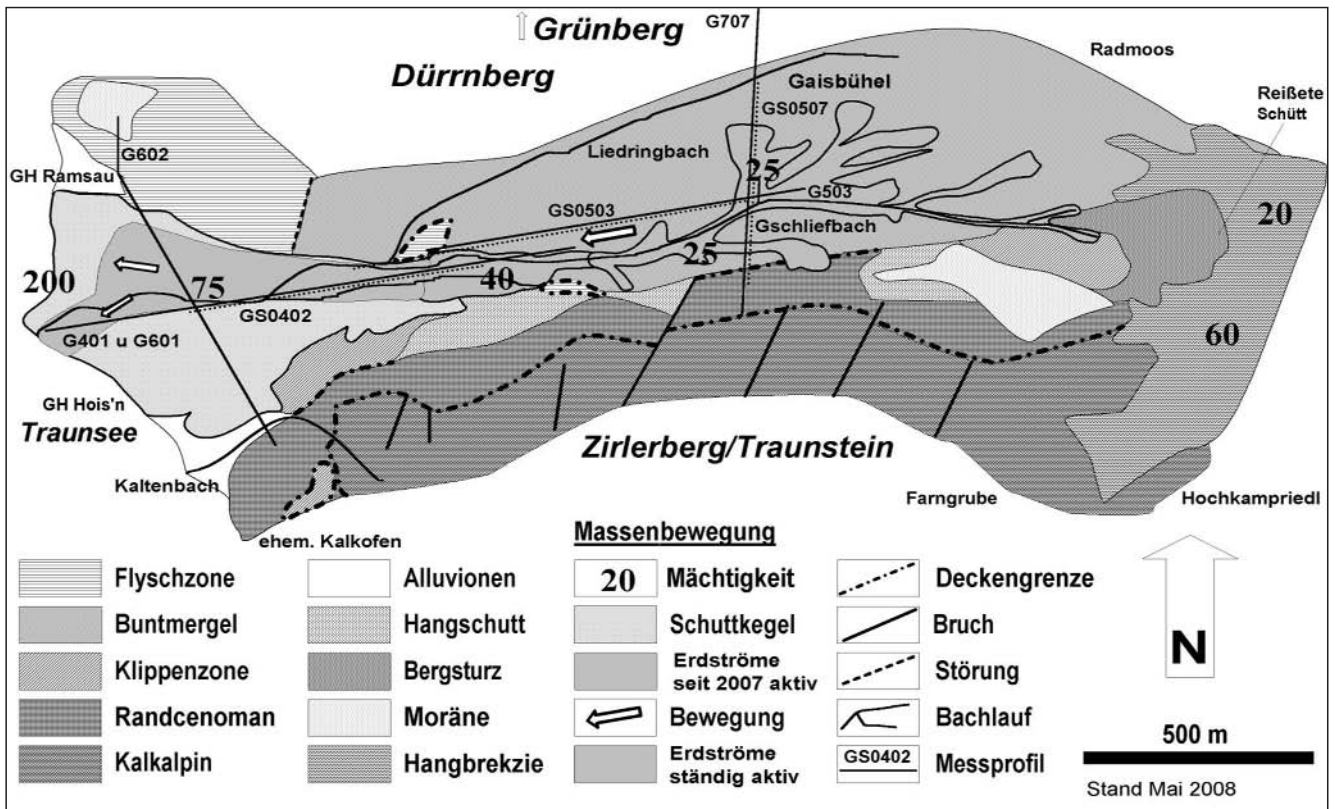


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte des Gschliefgrabengebietes (WEIDINGER, 2005-2007)

und im Vergleich mit einer normalen geologischen Karte folgende Merkmale aufwies:

- Beschränkung auf die Darstellung der großtektonischen Einheiten.
- Generalisierung des Quartärs.
- Darstellung der aktuell aktiven und passiven Rutschmassen.
- Wiedergabe der geschätzten Mächtigkeiten und Überlagerungshöhen.
- Lage aller Messprofile.

Die Planung der geophysikalischen Messungen war nicht einfach und es mussten gelegentlich Kompromisse zwischen erforderlichen Eindringtiefen und gewünschtem Auflösungsvermögen geschlossen werden. Ausgangspunkt war die bekannte Tatsache, dass die Ursache der Rutschungen und Schlammströme im großflächigen Auftreten von Tongesteinen der Buntmergelserie des Helvetikums lag (CRUDEN & VARNES, 1996; FIGDOR et al., 1990). Die Erosion führte bei diesen Tongesteinen zu einer Entfestigung und bei Wassereintritt zum Entstehen von plastischen und schlammigen Massen, die sich mit verschiedener Geschwindigkeit hangabwärts bewegten. Die Ausbildung von Gleitschichten mit frei beweglichem Wasser beeinflusst das Geschehen maßgeblich. Es war zu erwarten, dass die Tongesteine der Buntmergelserie und deren Verwitterungsprodukte durch niedrige spezifische elektrische Widerstände charakterisiert sind und sich dadurch signifikant von anderen Gesteinen aus der Flysch-, der Klippenzone und dem Kalkalpin unterscheiden. Die Unterscheidung von den grobkörnigeren Ablagerungen könnte mit Schwierigkeiten verbunden sein, wenn diese stark vertont sind. Der Einsatz der geoelektrischen Tiefensondierung mit Multielektrodenaufstellungen war dabei ein fixer Bestandteil des Messprogramms.

Schwieriger ist der Anwendungsbereich der Refraktionsseismik abzugrenzen, da angenommen werden musste, dass sich verschiedene Lockergesteine und auch solche

des präquartären Untergrundes geschwindigkeitsmäßig überschneiden (KOZLOVSKII, 1988; NOVOTNY & BRÜCKL, 1999; MAURITSCH et al., 1996; MAURITSCH & SEIBERL, 1996, 1997, 1998; MCCANN & FORSTER, 1990; MÜLLER, 1977). Am einfachsten war die Problemstellung beim Nachweis von Hartgesteinen (Karbonate, Sandsteine, Konglomerate) im Untergrund (BRÜCKL et al., 2001; HEUBERGER & BRÜCKL, 1993; MAURITSCH et al., 2000). Die Messungen mit Mehrfachüberdeckung stießen an Grenzen wegen der topografischen Verhältnisse, die längere Profile nur im Grabenbereich zuließen, wovon auch die Stellungnahme zu Sanierungsmaßnahmen betroffen war.

Die Messungen eines Profils mittels Induzierter Polarisation sind als ein Versuch zu betrachten, ob diese Methode verwertbare geologisch-lithologische Aussagen zu liefern imstande ist und ob sich etwa Leithorizonte in den Tongesteinen erkennen lassen. Der erforderliche Messaufwand ist allerdings sehr hoch, sodass dieses Verfahren nur punktuell eingesetzt werden konnte. Unterschiede sowohl in der Polarisierbarkeit als auch im Frequenzverhalten konnten festgestellt werden, wobei allerdings allgemein gültigere Aussagen auf Grund der zu geringen Datendichte zur Zeit noch nicht möglich waren (NIESNER, 2004). Die Eigenpotentialmessungen haben sich schon bei früheren Untersuchungen als ein geeignetes Verfahren erwiesen, um permeable von impermeablen Schichten zu unterscheiden. Die geringen Kosten und der rasche Messfortschritt rechtfertigen in jedem Fall den Versuch bei diesem Projekt (NIESNER, 2004).

2. Das Messprogramm

Auf Grund vorläufiger petrophysikalischer Modelle wurde ein Messprogramm aufgestellt, das aus refraktionsseismischen, reflexionsseismischen Messungen und geoelektrischen Multielektrodenmessungen (ERT) bestand. Ein

Lageplan aller geoelektrischen und seismischen Profile ist in der Abb. 2 dargestellt.

Weiters wurden auf einem Profil die Aussagemöglichkeiten von Eigenpotential und IP-Messungen untersucht.

2.1. Die seismischen Messungen

Die seismischen Messungen sollten den allgemeinen Bauplan des Messgebietes erkunden und Geschwindigkeitswerte der wichtigsten Einheiten einschließlich der Rutschgebiete und Daten für die Aufstellung von geologisch-geophysikalischen Modellen liefern (BRÜCKL & PAROTIDIS, 1999; CAMPAGNOLLI & SANTARATO, 1975). Von besonderem Interesse waren Hinweise über die Mächtigkeit von Schlammströmen und Rutschmassen sowie die Frage nach dem Tiefgang der Auswirkungen der Massenbewegungen.

Bei den Profilen GS0503 und GS0507 betrug der Aufnahme- bzw. Schusspunktsabstand 10 bzw. 60 m. Als Aufnahmeapparatur wurde das seismische Messsystem SUMMIT II Plus (DMT, Essen) eingesetzt. Die seismischen Daten dieser beiden Profile wurden nach der klassischen refraktionsseismischen Methode „Generalized Reciprocal Method“ (GRM) nach PALMER (1980) mit dem am Institut für Wasser Ressourcen Management der Joanneum Research Forschungsgesellschaft entwickelten Programm SDM und refraktionstomographisch mit dem Programmpaket RAYFRACTTM (Intelligent Resources Inc., Vancouver) bearbeitet.

Beim Profil GS0402 wurde ein wesentlich kleinerer Aufnahmeabstand von 2,5 m gewählt, da diese Daten auch reflexionsseismisch bearbeitet wurden (Schusspunktsab-

stand 5 m, Lademenge rund 120 g, 210 bis 220 aktive Kanäle, 55-fache nominelle Überdeckung, Geophonketten mit jeweils 8 Stück 10-Hz-Geophonen). Die reflexionsseismische Datenbearbeitung erfolgte mit dem Softwarepaket FOCUS (ParadigmTM) mittels den Standardschritten sphärische Divergenzkorrektur, Dekonvolution, Geschwindigkeitsanalyse, statische Korrektur, NMO, AGC, Stapelung, Bandpass- und Kohärenz-Filterung (YILMAZ, 2001). Besonders großer Wert wurde auf die Unterdrückung geführter Störwellen gelegt. Bei der NMO wurde daher ein besonders kleiner „stretch mute“ von 2% gewählt.

Die Auswertung lässt klar erkennen, dass die Methodik der Mehrfachüberdeckung unerlässlich ist, um eine eindeutige Klärung der Lagerungs- und Geschwindigkeitsverhältnisse zu erreichen. Aus dem vorliegenden Datenmaterial kann auch mit einiger Sicherheit die Aussage getroffen werden, dass beide Auswertungsverfahren, nämlich die Reciprocal Time-Methode nach PALMER (1980) und die Tomografie ihre Vorzüge und Schwächen haben.

Die Abb. 3 zeigt eine Gegenüberstellung der beiden refraktionsseismischen Auswertemethoden am Beispiel des Refraktionsseismikprofils GS0503. Die Auswertung nach PALMER dürfte in den oberen Schichten detaillierte Aussagen liefern und dabei auch genauere Geschwindigkeits- und Mächtigkeitsangaben und auch laterale Geschwindigkeitsänderungen besser erfassen. In größeren Tiefen werden die Horizonte stärker schematisiert und auch eine Blindzone wird nicht erfasst. Die tomographische Auswertung kann bei starkem Relief manche Strukturen und Geschwindigkeitszonen unvollständig wiedergeben. Sie lässt jedoch Blindzonen erkennen und gibt auch in größerer Tiefe noch Anhaltspunkte über die Lagerungsverhält-

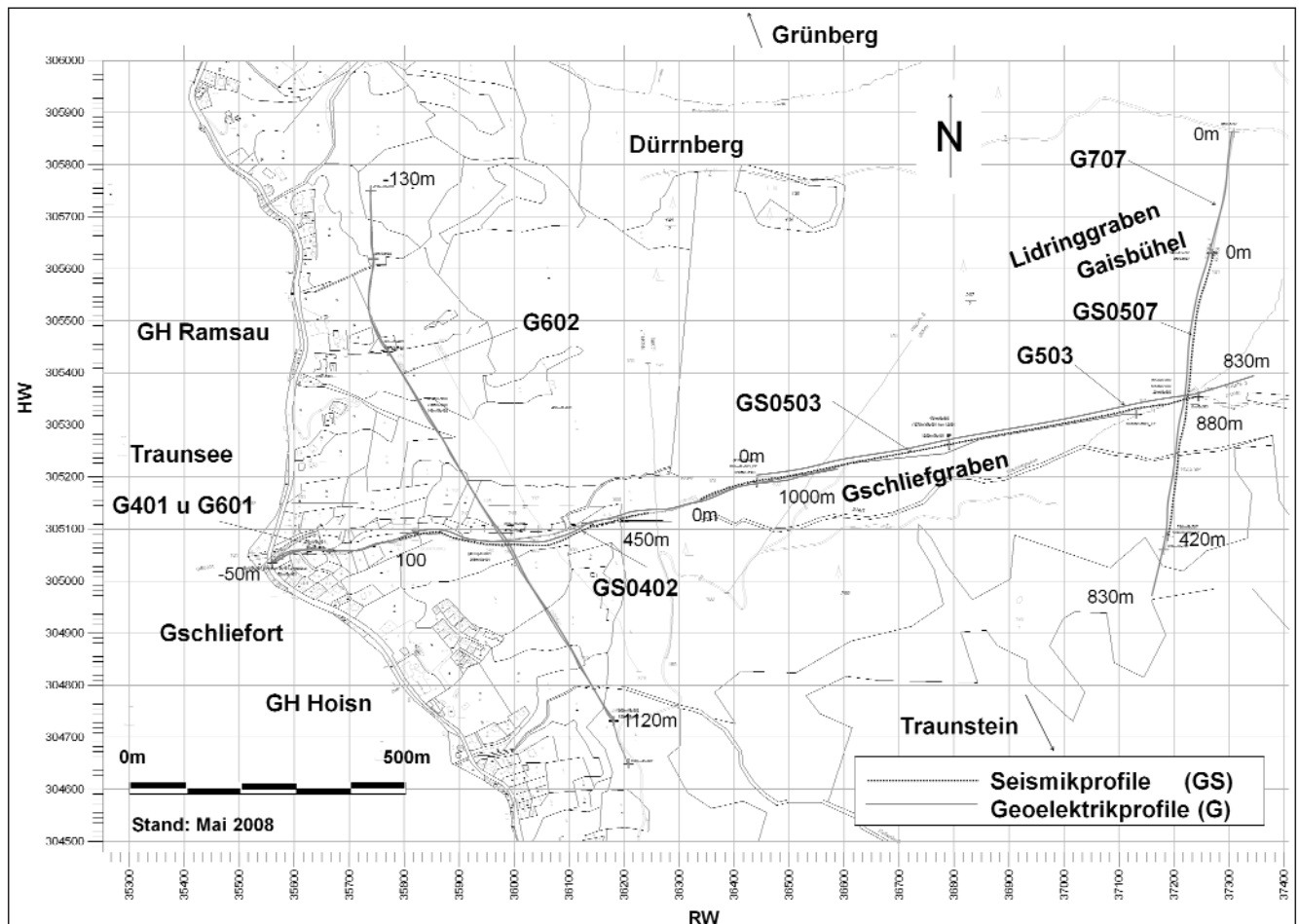


Abb. 2. Lageplan der Geoelektrik- und Seismikprofile.

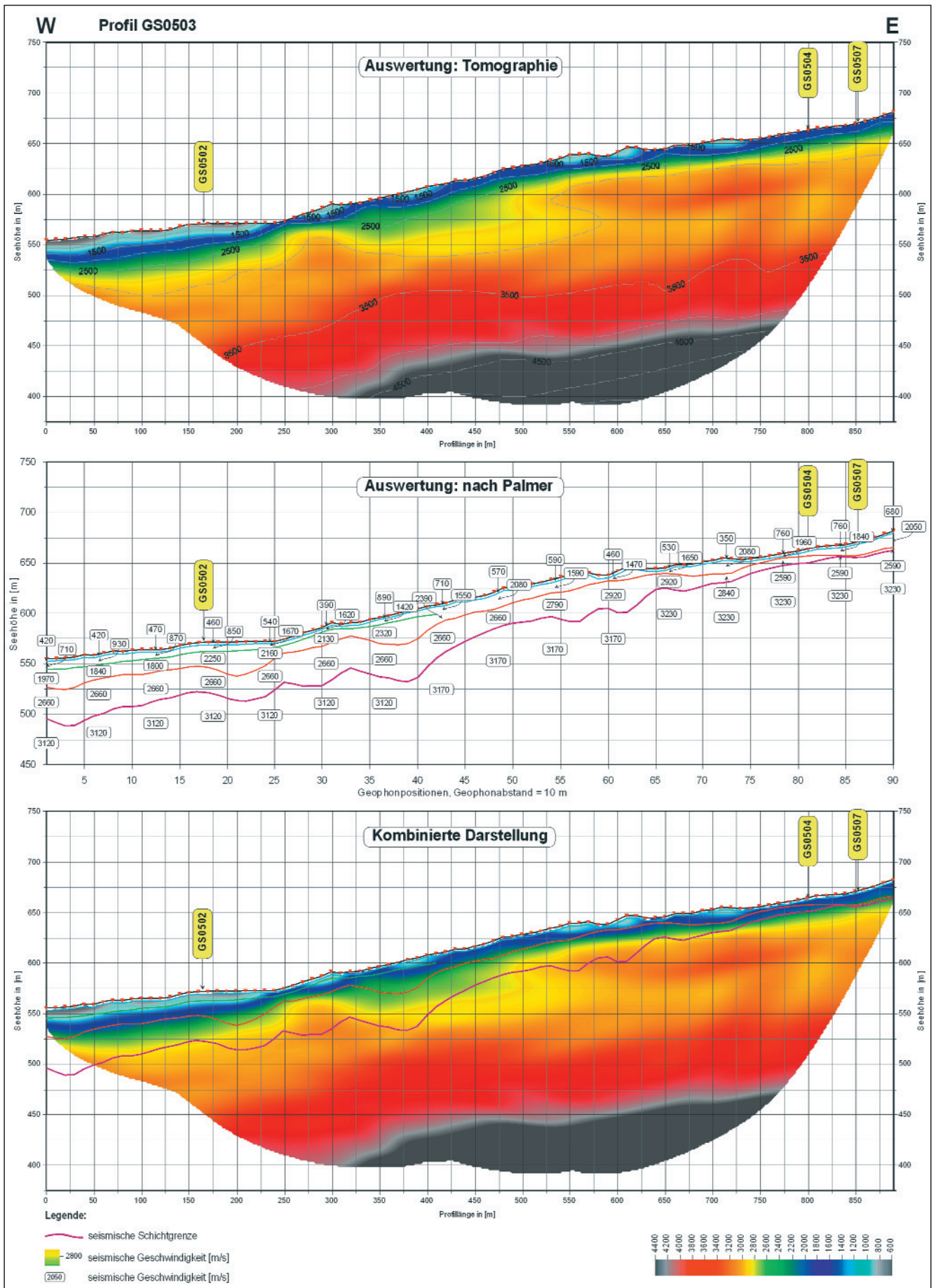


Abb. 3. Refraktionsseismikprofil GS0503 – Vergleich Auswertung nach PALMER (1980) und Tomographie.

nisse, wenn auch in geglätteter Form. Es bedarf noch weiterer Erfahrungen, ob nicht die Tomographie Verhältnisse mit Fehlen von diskreten Schichten, etwa bei Auftreten von Geschwindigkeitsgradienten, besser abbildet.

2.2. Die geoelektrischen Messungen

Bei den Messungen im Gschlifgraben kam eine Multi-elektroden-Geoelektrikanlage mit intelligenten Schaltelektroden zum Einsatz. In der Literatur wird diese Methode oftmals als „Electric Resistivity Tomography“ (ERT; GOROSABEL & PONSATI, 1995) bezeichnet. Insgesamt standen 84 Elektroden zur Verfügung, die mit einem maximalen Abstand von 10 m zwischen den Elektroden ausgelegt werden konnten. Dies ergab eine maximal erreichbare Profillänge von 830 m für eine Auslage und bestimmte auch die maximal erreichbare Eindringtiefe. Entsprechend der Definition nach EDWARDS (1977) ergibt diese Elektrodenauslage eine maximale effektive Eindringtiefe von 170 m in der Mitte der Elektrodenauslage. Systembedingt nimmt diese Eindringtiefe zu den Enden der Auslage hin ab. Die effektive Eindringtiefe nach EDWARDS (1977) ist als Median des Integrals über die Sensitivitäten über die Tiefenebenen festgelegt. Dies bedeutet, dass bei der effektiven Eindringtiefe noch 50% des Signals von den darunter liegenden Schichten stammen. Bedingt durch die absoluten Werte des elektrischen Widerstandes des Untergrundes verringert sich dieser Wert bei guter Bodenleitfähigkeit noch etwas.

Die Kontaktierung der Elektroden erfolgte über Stahlspieße, die in den Boden gesteckt wurden. Durch die Verwendung von intelligenten Elektroden war eine vollautomatische Datenerfassung über ein auf einem Notebook ausgeführtes Messprogramm möglich. Dadurch kann eine hohe Datendichte und damit Auflösung erreicht werden. Die Inversions- und Auswertprogramme können direkt auf diese digital gespeicherten Daten zurückgreifen.

Um die maximal mögliche Eindringtiefe zu erreichen, wurde mit 10 m Elektrodenabstand gemessen. Als Messkonfiguration wurde vornehmlich die Wenner-Anordnung verwendet. Bei längeren Profile kam die „roll-on“-Technik zur Anwendung. Dabei kann allerdings nur die Profillänge, nicht aber die Eindringtiefe vergrößert werden.

Die Auswertung der Messungen erfolgte nach der p2d-Methode (NIESNER, 1990, 1996).

3. Überblick über die Ergebnisse

Die Weitmaschigkeit der seismischen Profile gestattet es nicht, ein räumliches Bild der Strukturen des Untergrundes und der einzelnen Komplexe der Massenbewegungen zu entwerfen. Es konnte jedoch in Verbindung mit der geologischen Detailkartierung der Rahmen der bewegten oder aufgelockerten Gesteinsmassen besser abgegrenzt und auch quantitative Angaben über einzelne quartäre Schichtglieder ermittelt werden. Insbesondere konnte ein Einblick in die Eigenschaften der wichtigen Tongesteine des Helvetikums auch in den verschiedenen Stadien der Verwitterung und Wassersättigung gewonnen werden. Für die petrophysikalische Charakterisierung der wichtigsten regionalgeologischen Einheiten hinsichtlich ihrer In-situ-Eigenschaften wurde eine gewisse Grundlage geschaffen.

Unter genetischen Gesichtspunkten sind die seismischen Profile einzuordnen in die Zonen des Nährgebietes, des Quellniveaus und der beginnenden Rutschungen, die Zone der repräsentativen Querprofile und das Akkumulationsgebiet.

Vom Standpunkt der Auswertung am einfachsten zu behandeln waren die annähernd im Talniveau des Gschlifgrabens verlaufenden Längsprofile.

3.1. Profil GS0503 (Seismik) und G503 (Geoelektrik)

3.1.1. Ergebnisse der seismischen Messungen (GS0503)

Einen guten Überblick über den Aufbau des Untergrundes bietet das WSW–ENE-verlaufende Profil GS 0503 (Abb. 3), dessen westliches Ende ca. 800 m von Ufer des Traunsees liegt. Zum Zeitpunkt der Messung im Juli 2005 war der Erdstrom oberflächlich trocken. Es lässt sich in dem mehrfach überdeckten refraktionsseismischen Profil ein seismischer 5-Schichtfall ableiten, der sich im höheren Abschnitt des Grabens durch Auskeilen des V_2 -Horizonts zu einem 4-Schichtfall reduziert. Der meistens 2–3 m mächtige V_1 -Horizont entspricht der Humusschicht und die ausgetrocknete Erdstromschicht hat nur geringe Geschwindigkeiten von 420–540 m/s. Der darunter liegende V_2 -Horizont hat Mächtigkeiten um 5 m, die talwärts zunehmen und im Abschnitt bis Profilmeter 240 Geschwindigkeiten von 710–930 m/s aufweisen und ebenfalls noch weitgehend trockenen Lockergesteinen entsprechen müssen. Etwa ab Profilmeter 240 erfolgt eine sprunghafte Zunahme der V_2 -Geschwindigkeit auf 1670 m/s, was auf einen Gesteinswechsel und/oder auf eine Wassersättigung hinweist. Der V_3 -Horizont ist durch Mächtigkeiten von 15–25 m und Geschwindigkeiten um meist 1800–2160 m/s charakterisiert. Seine Basis weist ein nicht unbeachtliches Relief auf, die Geschwindigkeit weist ihn als möglich Wasser führend aus, was aber erst durch die Geoelektrik bestätigt wird.

Der V_4 -Refraktor zeigt Mächtigkeiten von 25–35 m und ist durch eine konstante Geschwindigkeit von 2660 m/s gekennzeichnet. Nach der Geologie ist es wahrscheinlich, dass es sich um die weitgehend unverwitterten Buntmergel des Helvetikums oder um stärker verfestigte ältere Rutschmassen handelt. Der V_5 -Refraktor liegt in einer Tiefe von 50–75 m und weist konstante Geschwindigkeiten von 3120 m/s auf.

Dieser Geschwindigkeitsbereich ist für die Buntmergelserie eindeutig zu hoch. Andere Schichtglieder des Helvetikums könnten Mergelkalke mit Fleckenmergellagen sein, deren Mächtigkeit PREY (1983) auf weniger als 20 m schätzt. Diese werden im Gaisrücken anstehend erwähnt. Eine andere Möglichkeit wäre, dass es sich um eingeschuppte Flyschgesteine (Zementmergel?) handelt. Eine endgültige Klärung kann wohl nur eine Bohrung bringen.

3.1.2. Ergebnisse der geoelektrischen Messungen (G503)

Das Geoelektrikprofil G503 (Abbildung 4) verläuft entlang derselben Profillinie wie das Seismikprofil GS0503, wobei das Geoelektrikprofil gegenüber dem Seismikprofil um 100 m hangaufwärts (Richtung Osten) verschoben ist. Die Lage des Profils ist in Abb. 2 eingezeichnet.

Der obere Teil des Geoelektrikprofils am Profilanfang lag direkt in einem aktiven Erdstrom. Dies zeigen auch die sehr niedrigen Widerstände von teilweise unter 7 Ohmm in diesem Bereich. Entsprechend der bereits durchgeführten Zuordnung der Widerstandsbereiche fügen sich diese Werte gut in die aufgestellte Widerstandsklassifizierung ein. Die Ursache für die ab Profilmeter 160 erkennbare Widerstandserhöhung im oberflächennahen Bereich liegt darin, dass das Profil hier etwas außermittig des Grabens mehr auf dem Hangfuß liegt. Trotzdem ist der sehr niederohmige Bereich weiterhin in den tieferliegenden Schichten zu erkennen. Ab Profilmeter 500 verläuft das Profil wieder mehr in der Grabenmitte. Dies ist auch an den wieder niederohmigeren oberflächennahen Schichten erkennbar. Ab Profilmeter 560 liegt das Profil wiederum in einem aktiven Erdstrom, gekennzeichnet durch die wieder sehr

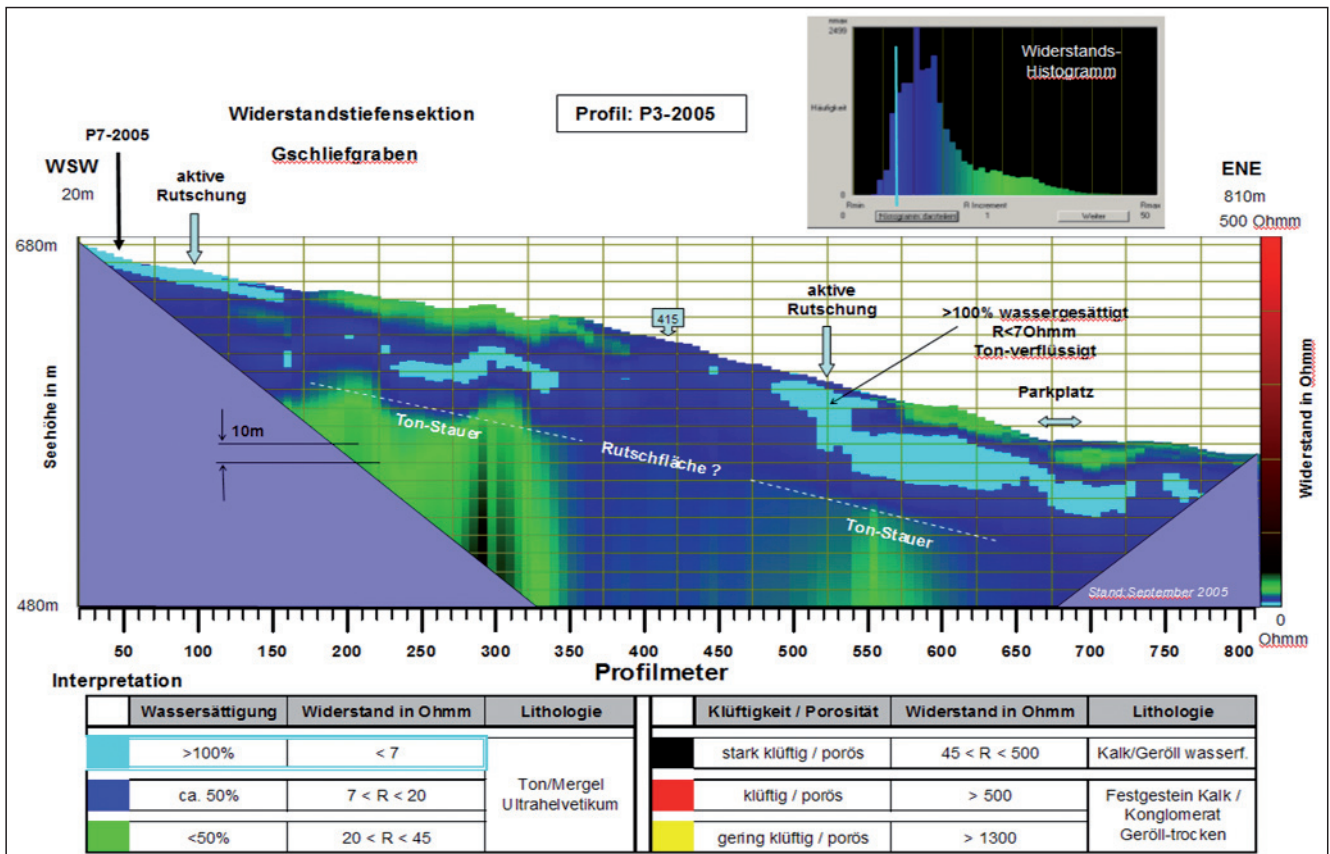


Abb. 4. Geoelektrikprofil G503 – Widerstandstiefensektion.

niederohmigen Bereiche von unter 7 Ohm. Auch die höherohmigen Zonen oberhalb und im Bereich des Parkplatzes (Holzplatz) können durch den außermittigen Verlauf des Profils am Hangfuß erklärt werden.

Deutlich ist in den geoelektrischen Ergebnissen über nahezu den gesamten Profilibereich diese sehr niederohmige Zone bis in Tiefen von 40 bis 60 m erkennbar. Diese Grenze (s. Abb. 4) könnte eine potentielle Rutschfläche darstellen.

Begleitende geologische Untersuchungen beim Setzen von Rammpfählen im Rahmen der Sanierungsmaßnahmen nach dem Einsetzen des Großrutschereignisses (s. Kapitel 4.) ca. bei Profilmeter 100 ergaben (mündliche Mitteilung von J.T. WEIDINGER), dass im Liegenden des aktiven Erdstromes ab einer Tiefe von ca. 20 m sehr stark durchfeuchtete, tektonisch stark beanspruchte anstehende Buntmergel auftreten. Geoelektrisch liegen diese stark durchfeuchteten Buntmergel in einem Widerstandsbereich zwischen 7 und 20 Ohm und passen daher gut in das aufgestellte Widerstandsschema, in dem dieser Widerstandsbereich als gerade noch stabil (bzw. langsam kriechend) eingestuft werden kann. In diesem Messergebnis aus dem Jahr 2005 sind aber bereits größere Bereiche mit Widerständen unter 7 Ohm und damit teilweise verflüssigtes Material zu erkennen.

Die Wassersättigung lag damit sehr nahe an dem instabilen Bereich. Eine geringe Zunahme der Wassersättigung könnte damit zur Instabilität dieser Schicht führen. Dieses Messergebnis wurde leider 2 Jahre danach durch das Auftreten der Großrutschung (s. Kapitel 4.) bestätigt. Dabei ist die oberflächennahe Schicht im gesamten Profilibereich mobilisiert worden. Die Geländeoberkante hat sich durch das Abrutschen der Erdmassen um 10 bis 15 m gesenkt. Derzeit gibt es aber noch keine aktuellen Messungen über die Tiefenlage dieser Rutschfläche.

3.2. Profil GS0507 (Seismik) und G707 (Geoelektrik)

3.2.1. Ergebnisse der seismischen Messungen (GS0507)

Ein besonders repräsentatives Beispiel für die Massenbewegungen im zentralen Rutschgebiet des Gschliefls wird durch das Profil 7 (Seismikprofil GS0507; Abb. 5) und Geoelektrikprofil G707 (Abb. 6) dokumentiert.

Vor allem der nördliche Profiltail verläuft direkt im Axialbereich eines bedeutenden aktiven Erdstroms. Die PALMER-Auswertung lässt relativ einfach Lagerungsverhältnisse erkennen, die im Rutschgebiet einem 4-Schichtfall entsprechen. Der tiefste Horizont liegt in Tiefen von 15–30 m und ist durch eine konstante Geschwindigkeit von 2630 m/s gekennzeichnet. Der unmittelbar darüber liegende Horizont mit Geschwindigkeiten von 2060–2380 m/s kann nach Vergleich mit der Geologie nur als Buntmergelserie angesprochen werden. Wenn man annimmt, dass in der Buntmergelserie Geschwindigkeiten von 2600 m/s auftreten, dann wäre die einfachste Erklärung, dass der obere Horizont die verwitterten Gesteine und der untere Horizont das unverwitterte Gestein umfasst. Der V_2 -Refraktor zeigt – ausgenommen am Profilanfang und am Hangfuß – variable Geschwindigkeiten bis 1580 m/s, wie sie in wassergesättigten Lockergesteinen auftreten. Auf diesen Horizont dürfte die Hauptmasse des Erd- und Schlammstrommaterials entfallen, das zusammen mit dem geringmächtigen V_1 -Horizont eine mittlere Mächtigkeit von 7–10 m aufweist. Etwa bei Profilmeter 38 erfolgt ein steilerer Abfall des Tops des V_2 -Refraktors, auf den sich eine ca. 50 m breite Einmündung anschließt, in der die Lockermassen 20 m Mächtigkeit erlangen. Es könnte sich bei diesem Merkmal um eine ältere Rutschung mit muschelförmiger Geometrie handeln. Es dürfte sich an der Basis des V_2 -Horizonts oder

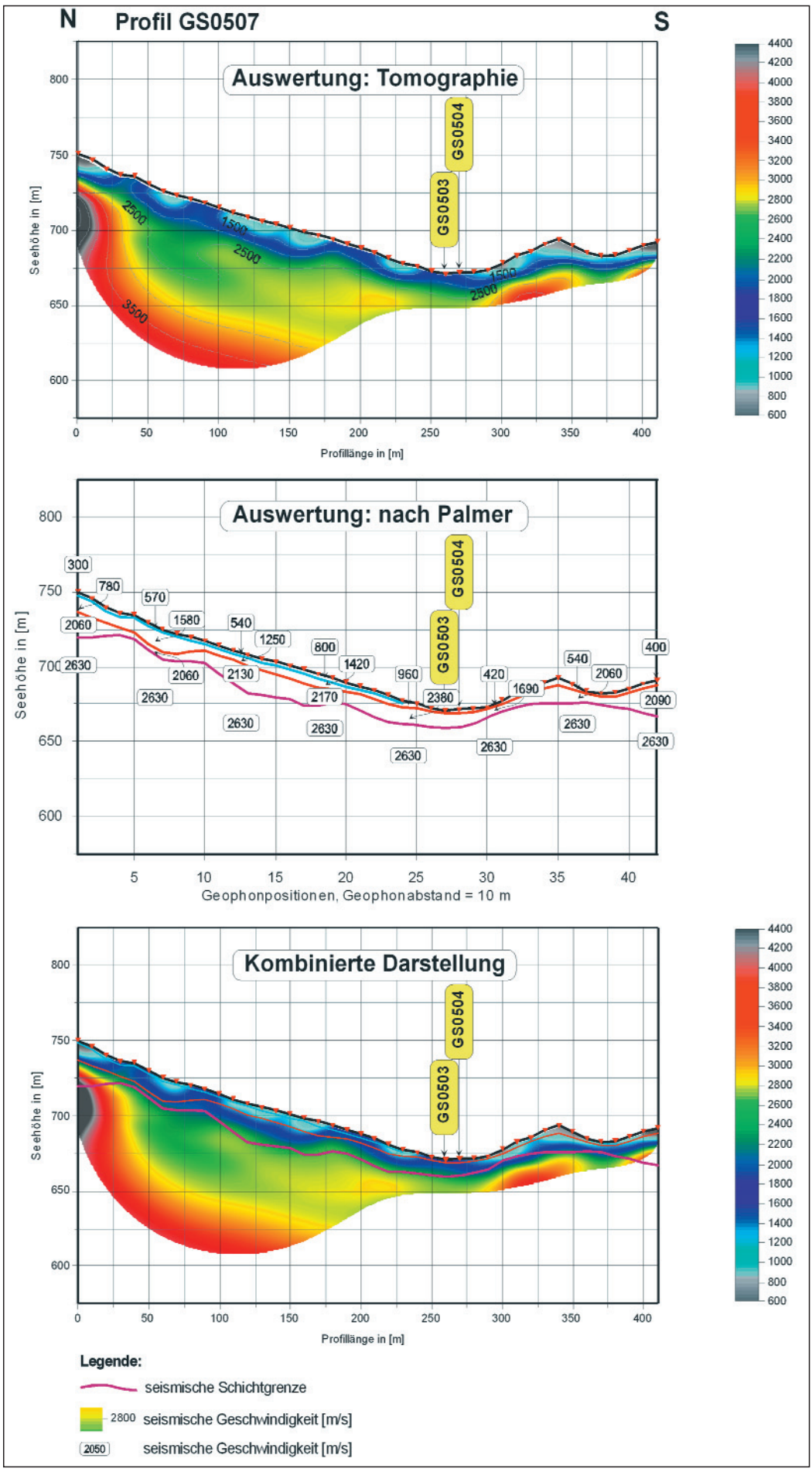


Abb. 5. Refraktionsseismisches Profil GS057 – Vergleich Auswertung nach PALMER (1980) und Tomographie.

knapp darüber die Gleitschicht befinden. Bemerkenswert ist, dass die Oberkante des V_4 -Horizonts das Relief des V_3 -Refraktors, teils schwächer, teils stärker abbildet.

Von der Geologie (WEIDINGER, 2005–2007) ist bekannt, dass die Rutschungen sich am Gaisbühl-Hang aufwärts stetig fortsetzen und der Beginn der Massenbewegungen derzeit ca. 100 m nördlich vom Profilanfang liegt. Die tomographische Auswertung gibt wichtige zusätzliche Informationen. Ein Unterschied in der Darstellung besteht darin, dass nicht wie in der konventionellen Auswertung Schichten dargestellt werden, an denen sich die Geschwindigkeiten sprunghaft ändern, sondern die Struktur des Untergrundes durch kontinuierlich sich vertikal und lateral ändernde Geschwindigkeiten wiedergegeben wird. Auf das Vorhandensein von Horizonten weisen größere Geschwindigkeitsgradienten hin. Im oberen Bereich des Profils, bis etwa zur Basis des V_3 -Horizontes, ist die Struktur bei beiden Auswertungsverfahren annähernd gleich. Lediglich der Bereich der Schlammströme erscheint in der Tomographie an drei Stellen in der Weise unterbrochen, dass Isolinien etwas höherer Geschwindigkeiten antiklinalförmig bis an die Erdoberfläche auftauchen.

Der bis ca. SH 690 m aufragende Rücken südlich des Gschlif besteht aus Erdstrom- und Felssturzmateriale und zeigt in der Tomographie ziemlich niedrige Geschwindigkeiten, wobei in ca. 680 m ein zusammenhängender Bergwasserspiegel möglich ist. Wesentlich aussagekräftiger als die Horizontalauswertung erscheint die Tomographie im größeren Tiefenbereich bis ca. 80 m. Dabei erweist sich der nach PALMER durch konstante Geschwindigkeit homogen erscheinende V_4 -Horizont strukturell stark gegliedert. Die regionale Struktur kommt im Verlauf der 3000-m/s-Isolinie gut zum Ausdruck; diese liegt am nördlichen Profilanfang in ca. 15 m Tiefe und taucht etwa bei Profilmeter 30 steil bogenförmig ab; bei Profilmeter 150 liegt sie in 600 m SH, also in etwa 75 m Tiefe und zeigt ein mäßiges südliches Einfallen. Der Tiefenbereich zwischen 30 und 50 m zeigt nördlich des Gschlif einen komplexen Geschwindigkeitsverlauf, der bis zu einer Blindzonenentstehung geht. Eine Erklärung könnte sein, dass auch in größeren Tiefen Bewegungsbahnen ausgebildet sind, was ungünstige geomechanische Auswirkungen hätte.

Die geoelektrischen Daten (Profil G707 – Abb. 6; Profilmeter 0 des Seismikprofils entspricht Profilmeter 280 am Geoelektrikprofil) bilden eine wichtige Ergänzung zur Strukturerkennung und gestatten oftmals erst eine litholo-

gische Aussage. In geringer Tiefe erstreckt sich zwischen Profilmeter 390 und 520 (Geoelektrikprofil) eine niederohmige Zone (mit Widerständen bis unter 7 Ohm), die gut mit dem seismisch ermittelten Schlammstrom (110–240 m) zusammenfällt. Hangaufwärts wird diese Schicht höherohmig, was auf eine Zunahme mergeligen Materials hinweisen könnte.

Nun tritt in einer Tiefe von 25–30 m im Nordteil des Profils eine weitere niederohmige Zone auf, die mittelsteil nach Süden einfällt. Schlammiges Material ist auszuschließen, da die relativ hohen Geschwindigkeiten auf kompakteres Gestein hinweisen. Es ist also anzunehmen, dass es sich um gut leitende Tone oder Tonschieferlagen innerhalb von Tonmergeln handelt, allerdings kann entsprechend der elektrischen Widerstände dieser Zone eine Zuordnung zu langsam fließendem Material nicht ausgeschlossen werden. Letztere Deutung könnte auch für jene niederohmige Zone gelten, die sich bei dem Rücken südlich vom Gschlif in 15–20 m Tiefe erstreckt und der Form nach die Topographie nachbildet.

3.2.2. Ergebnisse der geoelektrischen Messungen (G707)

Dieses Talquerprofil erstreckt sich von der Flyschzone bis zum Kalkalpin und inkludiert auch den Bereich des, nur den zentralen Teil erfassenden, Seismikprofils GS 507. Die Widerstandstiefensektion dieses Profils ist in Abb. 6 dargestellt.

Das Profil beginnt im Norden am Dürrenberg, quert die aktive Lidringgrabenrutschung und zwischen Profilmeter 200 und 300 den Gaisbühl. Dann folgt das Profil einem der aktiven oberen Seitenarme der Gschlifgrabenrutschung, überquert einen kleinen Geländerrücken und endet schließlich im Kalkalpin.

Das Kalkalpin ist deutlich durch die hohen Widerstände zu erkennen. Am Übergang vom hochohmigen Kalkalpin zu den Buntmergeln liegt eine Zone mit höheren Widerständen, die als Hangschutt interpretiert wurde. Dann folgen die generell niederohmigen Buntmergel, wobei in den Buntmergeln eine starke Korrelation zwischen dem Widerstand und der Wassersättigung auftritt. In den aktiven, oberflächennah erkennbaren Rutschungen (Lidringgrabenrutschung zwischen Profilmeter 50 und 200 und Gschlifgrabenrutschung von Profilmeter 330–530 bzw. bei Profilmeter 660) sind die elektrischen Widerstände wie zu

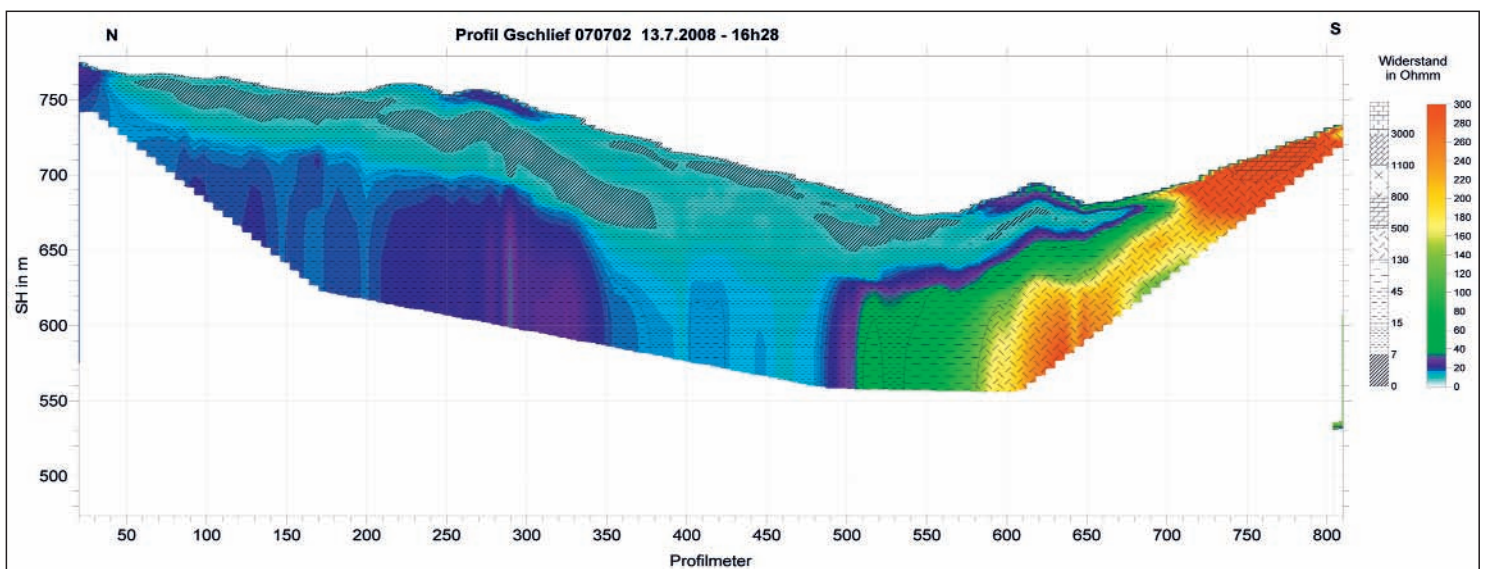


Abb. 6. Geoelektrikprofil G707 – Widerstandstiefensektion.

erwarten sehr niedrig und liegen nahe bei 7 Ohmm. Diese niedrigen Widerstandszonen wurden in dem Profil hervorgehoben und stellen Buntmergel mit hoher Wassersättigung dar, die sich bereits im plastischen bis verflüssigten Zustand befinden und sichtbar in Bewegung sind (Geschwindigkeit im Bereich von dm pro Tag). Neben einer oberflächennahen Gleitzone in 10–20 m Tiefe liegt noch eine weitere in ca. 50 m Tiefe. Erst ab dieser Tiefe können etwas verfestigtere Buntmergel angetroffen werden, wobei, wie Wiederholungsmessungen ergeben haben, auch diese Buntmergel Änderungen in der Wassersättigung und damit Festigkeit unterliegen.

Als sehr wichtige Aussage aus diesem Profil muss festgestellt werden, dass trotz der höheren seismischen Geschwindigkeiten der Gaisbühel als keinesfalls stabil angesehen werden kann. Vielmehr wird der Gaisbühel durch eine 50 m mächtige, niederohmige, wahrscheinlich wasser-gesättigte, instabile Schicht unterlagert. Dieser Bereich trägt zur Massenakkumulation im oberen Gschlifegraben wesentlich bei und muss bei der Berechnung der Volumina und des Gefahrenpotentials der bewegten Massen unbedingt einbezogen werden. Diese Instabilität des Gaisbühels ist auch an anderen, noch nicht publizierten Profilen evident.

3.3. Profil GS0402 (Seismik)

3.3.1. Ergebnisse der seismischen Messungen (GS0402)

Im Akkumulationsgebiet geben das refraktions- und reflexionsseismische Profil GS0402 (Abb. 7, 8 und 9), das knapp südlich der Achse des Gschlifegrabens verläuft, einen Einblick über die Lagerungsverhältnisse, aber auch über die Probleme in diesem Abschnitt mit den größten Quartärmächtigkeiten.

Es liegt ein refraktionsseismischer 4-Schichtfall vor mit V_1 -Geschwindigkeiten von 360 m/s und V_2 -Werten von im Mittel 1150 m/s. Die V_3 -Geschwindigkeiten liegen bei 1780 m/s und im tiefsten Refraktor, der gegen Westen mäßig steil einfällt, beträgt die Geschwindigkeit 2780–2970 m/s und die Mächtigkeit der Überlagerung bis ca. 50 m. Die geologische Interpretation wird erleichtert durch die bei GP 183 befindliche Bohrung (500 m östlich vom Seeufer), die bis in 64 m Tiefe in den Sedimenten der

Massenbewegungen verblieb. V_1 - und V_2 -Refraktor entsprechen den trockenen oder nur gering Wasser führenden Lockerschichten, während der V_3 -Refraktor als potentiell Wasser führend angesehen werden kann. Wichtig ist die Aussage, dass die Gesteine älterer Rutschungen, die bereits stärker kompaktiert sind, höhere Geschwindigkeiten von 2800 m/s erreichen können und somit mit dem Bereich der Buntmergel überlappen.

Eine sichere Aussage über die maximale Mächtigkeit der Rutschmassen am Seeufer war aus der Reflexionsseismik nicht zu entnehmen. Lediglich bei der Tomographie konnte unter der Annahme konstanten Einfallens des Untergrundes eine Abschätzung der Gesamtmächtigkeit der Rutschmassen bei der Gschlifmündung von mehr als 200 m vorgenommen werden. Unter diesen Umständen war daher der Einsatz der Reflexionsseismik trotz aller methodischen Schwierigkeiten und der höheren Kosten nicht nur gerechtfertigt, sondern in Anbetracht der zu erwartenden Erfahrungen bei der Datengewinnung und der Datenbearbeitung von grundsätzlicher Bedeutung für Untersuchungen dieser Art. Die Messungen waren auf eine hochauflösende, möglichst hochfrequente Datengewinnung ausgerichtet.

Das als Endprodukt vorliegende unmigrierte oder migrierte Zeitprofil (Abb. 8) lässt den Schluss zu, dass eine Unterscheidung von Rutschmassen und präquartärem Untergrund (Helvetikum, Flysch) auf seismofazieller Basis grundsätzlich möglich sein sollte. Die Reflexionen aus dem präquartären Untergrund sind durch größere Längserstreckung, ebene horizontale oder geneigte Reflexionskonfiguration und größere Amplitude gekennzeichnet. Die Reflexionen aus den Rutschmassen zeichnen sich durch kurze Längserstreckung, oftmals unebene Konfiguration, lokal steileres Einfallen, schwache Reflexionsamplitude und Auftreten von reflexionsleeren Bereichen aus. Feststehen dürfte auch, dass die Grenze Rutschmassen/Untergrund auf Grund ungenügender Impedanzunterschiede vermutlich keinen seismischen Leithorizont bildet.

Im Westteil des Profils tritt ein deutlich ausgeprägter Reflektor erstmals bei ca. 0,3 s auf, der nach Osten zu ansteigt. Damit ist ein Rahmen für die Berechnung der möglichen Mächtigkeiten der Rutschungssedimente gegeben.

Bei den Geschwindigkeiten sollte die Möglichkeit des Auftretens einer Geschwindigkeitsanisotropie nicht außer Acht gelassen werden.

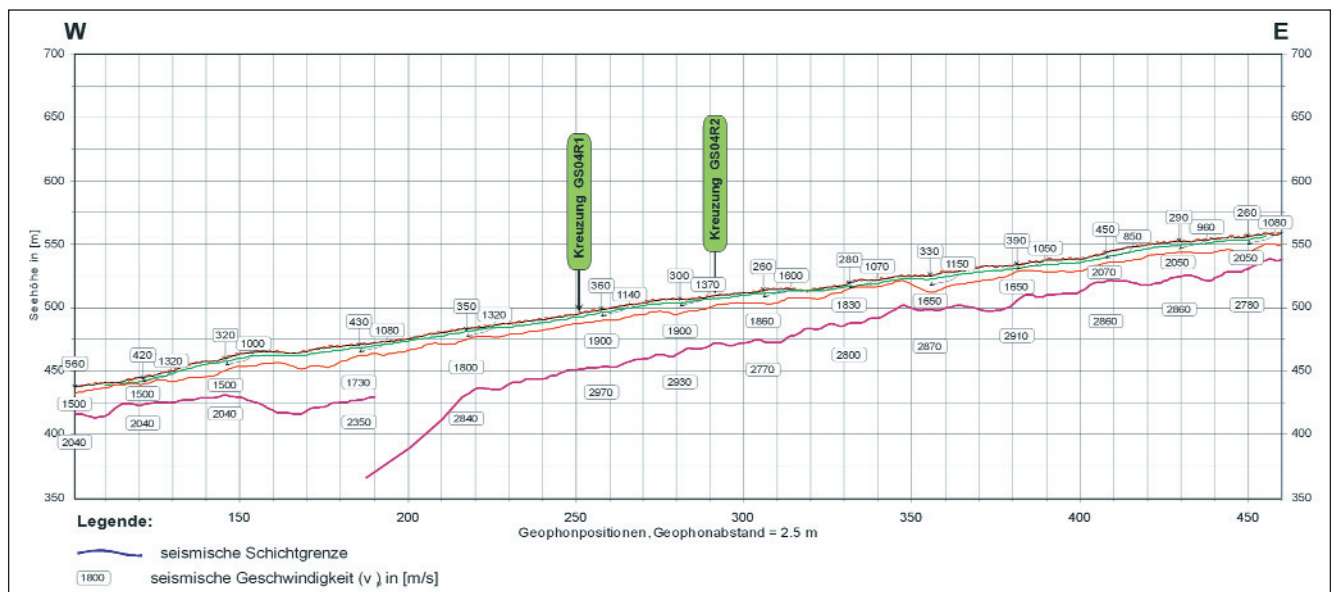


Abb. 7. Refraktionsseismikprofil GS0402 (Auswertung nach PALMER, 1980).

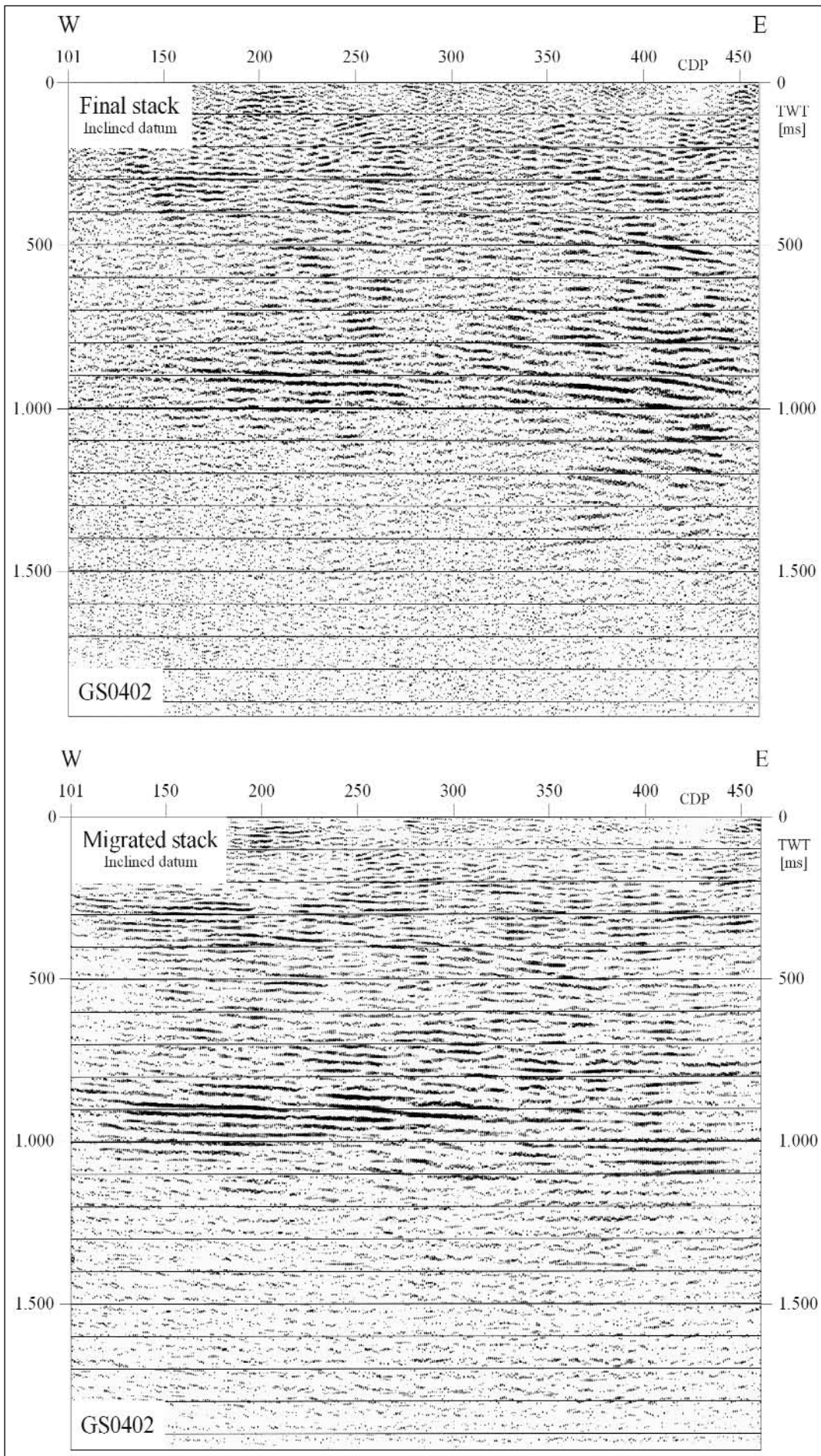


Abb. 8.
 Profil GS 0402 – Reflektionsseismik Zeitprofil – unmigrierte und migrierte Sektion (geneigtes Datum).

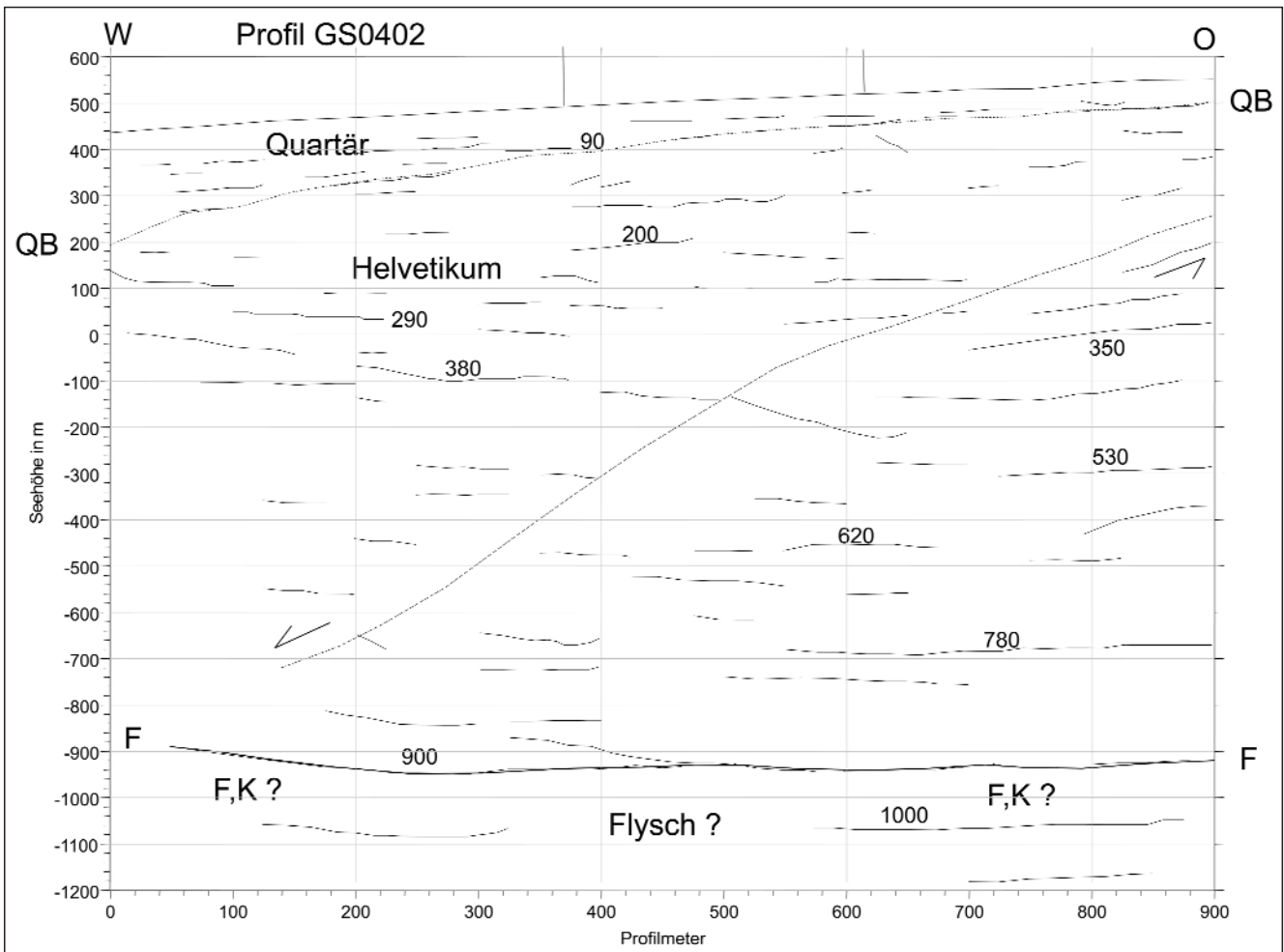


Abb. 9.
Reflexionsseismikprofil GS0402 – Tiefenprofil (Tiefenumrechnung mit 2000 m/s).

3.3.2. Ergebnisse der geoelektrischen Messungen (G602)

Als Beispiel für ein Geoelektrikprofil vom unteren Teil des Gschlifgrabens wurde das Profil 602 (Abb. 10), ebenfalls ein Talquerprofil über den Schwemmkegel, gemessen im Jahr 2006, ausgewählt.

Dieses Profil ist insofern interessant, als sich hier bereits die ein Jahr später aufgetretene Großbrutschung 2007/2008 (siehe dazu auch Punkt 4) im Untergrund durch niedrige Widerstände angekündigt hat. Die niederohmigsten Bereiche auf diesem Profil liegen bei Profilmeter 400. Genau in diesem Bereich trat die Mobilisation des Materials auf. Die Rutschmasse bewegt sich seit Ende November 2007 in dem durch die Scherrisse eingegrenzten Bereich quer zur Profillinie. Die Ausdehnung der Großbrutschung von 2007/2008 ist in der Abb. 10 eingezeichnet. Diese Scherrisse liegen genau dort, wo ein stärkerer lateraler Widerstandsanstieg im Untergrund erkennbar ist. Auch die oberflächennah etwas hochohmigeren trockeneren Zonen liegen schollenmäßig in dem niederohmigen Rutschbereich und zeigen keine zusammenhängende Struktur. Erst von Profilmeter 250 bis zum Profilanfang ist eine höherohmige stabilere Deckschicht mit durchgehend ca. 30 m Mächtigkeit erkennbar. Etwas unterhalb dieser Profillinie ist ein Teil der Rutschmasse in Richtung Süd ausgebrochen. Obwohl das Profil etwas oberhalb dieses Ausbruchbereiches gemessen wurde, sieht man doch bereits südlich der Rutschung weitere niederohmige Bereiche, die weiter talwärts den Beginn einer Schwächezone darstellen könnten, in die das Ausweichen der Rutschmassen erfolgt ist.

Weitere Indikationen bezüglich einer Zuspitzung der Gefahrensituation zeigen auch die Wiederholungsmessungen auf dem Tallängsprofil entlang des Gschlifbaches, die im Folgenden beschrieben werden:

3.4. Geoelektrik – Wiederholungsmessungen

Dieses Profil wurde sowohl im Jahr 2004 als auch im Jahr 2006 gemessen. In der Abb. 11 ist nur ein interessanter Ausschnitt aus dem unteren Teil dieses Profils dargestellt. Dieses Profil liegt im Randbereich der aktuellen Rutschung. Bei den Messungen im Jahr 2004 konnte bei Profilmeter 400 eine höherohmige Zone festgestellt werden, die auf Grund der gemessenen Widerstände als stabil eingestuft werden konnte und daher eine Barriere gegen die Rutschung darstellte. Oberhalb dieser Barriere ist bereits deutlich eine stark wassergesättigte Zone erkennbar.

Dieses Profil über den Bereich der Barriere wurde im Jahr 2006 wiederholt gemessen. Die Ergebnisse sind ebenfalls in der Abb. 11 dargestellt. Auffallend ist, dass die oberen 50 m dieser im Jahr 2004 noch als Barriere wirkenden Zone deutlich niederohmiger geworden war. Die Wassersättigung dieser Zone hat, wahrscheinlich durch Infiltration aus dem darüber liegenden Bereich, zugenommen. Es kam also in der Zeit zwischen den beiden Messungen zu einer sich stetig ausbreitenden Wasserinfiltration und damit zur Destabilisierung dieser Barriere. Der betreffende Bereich wurde in der Abbildung hervorgehoben. Diese Interpretation hat sich durch das Auftreten der Großbrutschung von 2007/08 bestätigt. Die gesamten oberflächennahen Bereiche wurden durch die Rutschung mobili-

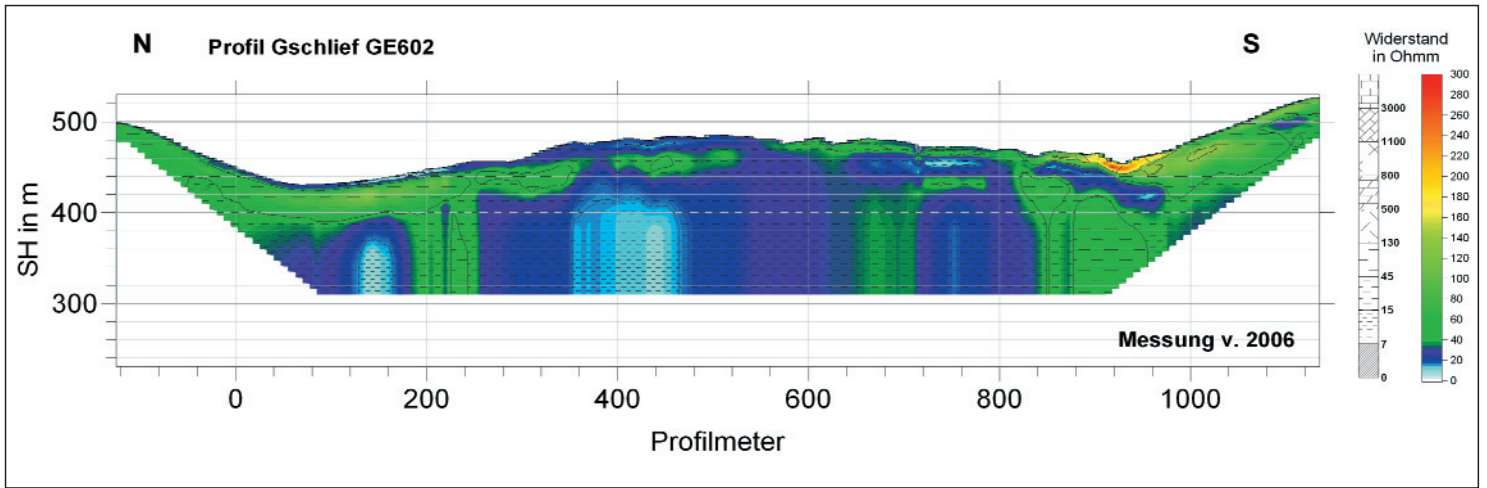


Abb. 10.
Geoelektrikprofil G602 – Widerstandstiefensektion.

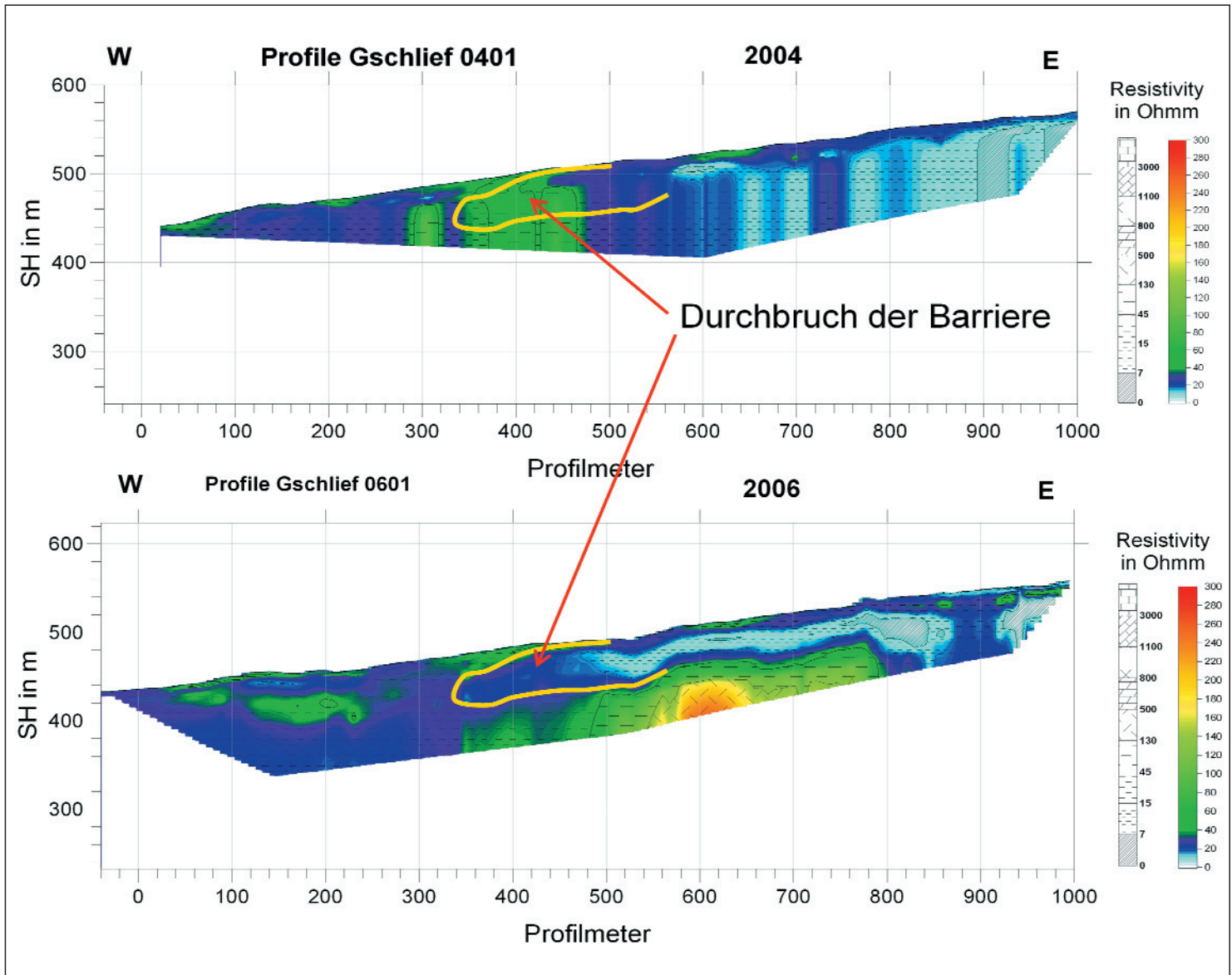


Abb. 11.
Widerstandstiefenprofile der geoelektrischen Wiederholungsmessungen (oberes Profil v. 2004, unteres Profil v. 2006).

siert. Alle Talsperren (21 Stück) der Wildbachverbauung des Gschlifbaches sind mit den Rutschmassen zu Tal gewandert. Beiliegende Abb. 12 zeigt die Reste dieser Talsperren.

4. Die Entwicklungen nach dem Abschluss des Projektes im Gschlifgraben

Bereits zu Ostern 2006 erfolgte eine Massenbewegung im Kalkofenzug am Nordhang des Zirlerberges, die allerdings anders geartet war als diejenige im Gschlifgraben (WEIDINGER et al., 2007). Es war dies nämlich mehr oder weniger eine Sackung, die in den Lias-Fleckenmergeln und Mergelkalken am Fuße des Traunsteins erfolgte. Die Ursache dürfte sicherlich nicht rein lithologischer Natur sein. Die Abrisskanten queren das regionale Schichteinfallen unter einem steilen Winkel. Es dürften an der Auslösung der Bewegung auch tektonische Elemente und Gebirgsspannungen beteiligt gewesen sein. Weiters wäre noch zu überprüfen, ob nicht auch geologisch junge Blattverschiebungen, die die Decken und Schuppengrenzen versetzen, bei dem Ereignis eine Rolle gespielt haben.

Dieses Initialereignis löste eine Kettenreaktion von Massenbewegungen aus, die sich über ca. eineinhalb Jahre aufbauten und talwärts fortsetzten. Letztendlich führten sie zu der bereits oben erwähnten Großrutschung, die Ende November 2007 von einem mittelfristigen Akkumulationsraum im zentralen Gschlif ihren Ausgang nahm und sich entlang des Grabens bis zum Ufer des Traunsees fortsetzte.

Diese Rutschmassen erreichten im Unterlauf des Gschlifgrabens eine beträchtliche Mächtigkeit von bis ca. 20 Meter. Die Breite der bewegten Gesteinskomplexe nahm gegen den Unterlauf des Gschlifs bis auf ca. 500 m zu. Die Bewegung erreichte maximale Geschwindigkeiten

von bis zu 20 m pro Tag. Mit ihrem Fortschreiten kam es zu einer akuten Bedrohung der Häuser am Ostufer des Traunsees zwischen den Liegenschaften Gasthof Ramsau und Gasthof Hoisn.

Die katastrophalen Ereignisse erreichten um Weihnachten 2007 ihren Höhepunkt, als die Räumung zahlreicher Objekte im Gefahrenbereich von der Behörde verfügt worden war. Auch die Traunsee-Uferstraße war gefährdet und wurde gesperrt. Bezeichnend waren das Auftreten von Rissen im Gefolge der Rutschungen in der Umgebung der Objekte.

Als Sofortmaßnahmen wurden Bohrungen zur Entwässerung der Rutschmassen bis in Teufen von ca. 25 m durchgeführt, Teile der Rutschmassen abgebaggert und wegtransportiert. Weiters erfolgte eine Bohrkampagne mit Kernbohrungen bis 170 m Tiefe (lt. mündl. Mitteilung von Ch. SCHMID), die die aus den geoelektrischen und seismischen Messungen erhaltenen großen Mächtigkeiten der verschiedenen alten Rutschungen bestätigten.

Es kann daraus der Schluss gezogen werden, dass die seinerzeitige Auswahl des Testgebietes Gschlifgraben richtig war und die von der Geophysik gelieferten Daten von erheblicher Bedeutung für weiterführende geomechanische Studien sein werden.

Dank

Die Autoren danken der Österreichischen Akademie der Wissenschaften für die Genehmigung des Projektes und insbesondere dem Vorsitzenden des Programms „Geophysik der Erdkruste“ Herrn Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. Dr.h.c. F. ZIEGLER für die verständnisvolle Unterstützung. Der Geschäftsleitung der Joanneum Research Forschungsgesellschaft mbH wird für die profunde Unterstützung durch ein eigenfinanziertes Projekt bestens gedankt. Ferner wird Herrn HR. Dipl.-Ing. W. GASPERL von der Sektionsleitung Oberösterreich und Herrn Dipl.-Ing. M. SCHIFFER und Herrn Dr. W. BITTERLICH von der Gebietsbauleitung Salzkammergut der Österreichischen Wildbach und Lawinenverbauung (WLV) für die



Abb. 12. Reste der Talsperren des Gschlifbaches (03/2008 EN).

logistische Unterstützung gedankt. Den Österreichischen Bundesforsten wird für die Erteilung der Zugangserlaubnis zu den Messgebieten ebenfalls gedankt.

Literatur

- BAUMGARTNER, P. (1976): Die Massenbewegungen im Gschlifgraben bei Gmunden (Traunsee, OÖ) – Eine Analyse aus hydrogeologischer und ingenieurgeologischer Sicht. – Unveröffentl. Diss., 115 p., zahlr. Skizzen, Taf., Abb. u. Beil., Innsbruck.
- BAUMGARTNER, P. (1981): Erd- und Schuttströme im Gschlifgraben bei Gmunden am Traunsee (OÖ). Zur Geologie, Entstehung, Entwicklung und Sanierung. – Mitt. Ges. Geologie- und Bergbaustud. Österr., **27**, 19–38, Wien.
- BAUMGARTNER, P. & MOSTLER, H. (1978): Zur Entstehung von Erd- und Schuttströmen am Beispiel des Gschlifgrabens bei Gmunden (Oberösterreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **8**, Festschrift Heissel, 113–122, Innsbruck
- BAUMGARTNER, P. & SORDIAN, H. (1982): Zum horizontalen und vertikalen Aufbau des Erd- und Schuttströme-Kegels des Gschlifgrabens am Traunsee bei Gmunden (Oberösterreich). – Jb. Oö. Mus.-Ver., **127/1**, 227–236, Linz.
- BRÜCKL, E., BRÜCKL, J. & HEUBERGER, H. (2001): Present Structure and Prefailure Topography of the Giant Rockslide of Köfels. – Z. f. Gletscher. u. Glazialgeol., **37/1**, 49–79.
- BRÜCKL, E. & PAROTIDIS, M. (1999): Estimation of large scale mechanical properties of a giant landslide on the basis of seismic results. – Proceedings of the 2nd International Workshop on the Application of Geophysics to Rock Engineering, August 24th, Paris, France, 26–31.
- BUNZA, G. (1978): Bewegungsablauf und Sanierungsmöglichkeiten von Erdströmen. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **8** (Festschrift Heißel), 209–225, Innsbruck.
- CAMPAGNOLI, I. & SANTARATO, G. (1975): Monitoring creep movements by seismic refraction. – 1st Meeting, Environmental and Engineering Geophysics, Turin, Italy, 25–27. Sept., Extended Abstracts, 6–9.
- CRUDEN, D.M. & VARNES, D.J. (1996): Landslide types and processes. – In: TURNER, A.K. & SCHUSTER, R.L. (eds.): Landslides – Investigation and Mitigation – Transportation Research Board Special Report, **247**, 36–75, US National Research Council, Washington, D.C..
- EDWARDS, L.S. (1977): A modified pseudosection for resistivity and IP. – Geophysics, **42**, 1020–1036.
- FIGDOR, H., ROCH, K.H. & SCHEIDEGGER, A.E. (1990): Geophysikalische und geodätische Untersuchungen an einer Hangrutschung im Flysch. – Österreichische Zeitschrift für Vermessungswesen und Photogrammetrie, **78** (4), 212–220.
- GEYER, G. (1911): Über die Kalkalpen zwischen dem Almtal und dem Traungebiet. – Verh. Geol. R.-A., 67–86, Wien.
- GEYER, G. (1917): Über die Querverschiebung am Traunsee. – Verh. Geol. R.-A., 67–99, Wien.
- GÖTZINGER, K. (1937): Zur Kenntnis der helvetischen Zone zwischen Salzach und Alm (vorläufiger Bericht). – Verh. Geol. B.-A., 230–235, Wien.
- GOROSABEL, A.C. & PONSATI, A.C. (1995): Determination of water flow at the base of a large landslide by resistivity methods. 1st Meeting, Environmental and Engineering Geophysics, Turin, Italy, 25–27. Sept., Extended Abstracts, 18–22.
- HEUBERGER, H. & BRÜCKL, E. (1993): Reflexionsseismische Messungen am Bergsturz von Köfels. Geologie des Oberinntaler Raumes – Schwerpunkt Blatt 144 Landeck. – Arbeitstagung der Geol. B.-A. 1993, 156–158, Wien.
- JEDLITSCHKA, M. (1990): Analyse von Massenbewegungen in Verwitterungsdecken auf Flysch und Buntmergel und deren Stabilitätsverbesserung am Beispiel des Gschlifgrabens bei Gmunden. – Unveröffentl. Diss. Univ. f. Bodenkultur, 158 p., Wien.
- KOCH, A. (1892): Geologisches Gutachten über die projektierte Verbauung des Gschlifgrabens bei Gmunden behufs Hintanhaltung der bedrohlichen Rutschungen. – Unveröffentl. Gutachten, 50 p., 1 Beilage, Wien
- KOZLOVSKII, E.A. (ed., 1988): Landslides and Mudflows. – 2 Vols., 376 p., Moscow (UNESCO-UNEP).
- LAATSCH, W. & GROTTENTHALER, W. (1972): Typen der Massenverlagerung in den Alpen und ihre Klassifikation. – Forstwirtschaftliches Centralblatt, **91/6**, 309–339, Hamburg– Berlin
- NOVOTNY, B. & BRÜCKL, E. (1999): P- and SV-wave velocity depth profiles from 2-component recordings. – 5th EEGS-ES Meeting, 6–9. Sept., Budapest, Hungary, Proceedings SeP2.
- MAURITSCH, H. J., SEIBERL, W. (1996): Geophysikalische Erfassung geogener Risikofaktoren. – Endbericht 1995, Wien (Akademie d. Wissenschaften).
- MAURITSCH, H.J., SEIBERL, W., SCHNEIDERBAUER, K., RÖMER, A., ARNDT, R., SENDLHOFER, G.P. (1996): Geophysikalische Verfahren bei Hangrutschungsproblemen. – Wien (Akademie d. Wissenschaften).
- MAURITSCH, H.J., SEIBERL, W. (1997): Beiträge geophysikalischer Untersuchungsmethoden zur Früherkennung von Hanginstabilitäten. – Jahresbericht 1996, Wien (Akademie d. Wissenschaften).
- MAURITSCH, H.J., SEIBERL, W. (1998): Beiträge geophysikalischer Untersuchungsmethoden zur Früherkennung von Hanginstabilitäten. – Jahresbericht 1997, Wien (Akademie d. Wissenschaften).
- MAURITSCH, H.J., SEIBERL, ARNDT, R., RÖMER, A., SCHNEIDERBAUER, K., SENDLHOFER, G.P. (2000): Geophysical investigations of large landslides in the Carnic region of southern Austria. – Eng. Geol., **56**, 373–388.
- MCCANN, F.M. & FORSTER, A. (1990): Reconnaissance geophysical methods in landslide investigations. – Eng. Geol., **29**, 59–78.
- MUELLER, K. (1977): Geophysical methods in the investigation of slope failures. – Bull. Int. Assoc. Eng. Geol., **16**, 227–229.
- NIESNER, E. (1990): Neue Methode zur Auswertung geoelektrischer Messungen. – 50. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Leoben.
- NIESNER, E. (1996): Verbesserte Pseudo 2d (p2d) Inversionsmethode zur Auswertung von Multielektroden – Geoelektrikmessungen mit Anwendungsbeispielen. – 5. Arbeitsseminar „Hochauflösende Geoelektrik“, Bucha.
- NIESNER, E. (2004): Zwischenbericht über die Ergebnisse der geoelektrischen Messungen im Gschlifgraben.
- PALMER, D. (1980): An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation (GRM). – Geophysics, **46** (11), 1508–1518.
- PREY, S. (1951): Zur Stratigraphie von Flysch und Helvetikum im Gebiet zwischen Traun- und Kremstal in Oberösterreich. – Verh. Geol. B.-A., **1949**, 123–127, Wien.
- PREY, S. (1951a): Der Gschlifgraben in der Flyschzone bei Gmunden (Vortrag). – Mitt. Geol. Ges., **44**, 263–265, Wien.
- PREY, S. (1975): Bemerkung zur Paläogeographie des Eozäns im Helvetikum-Ultrahelvetikum in Ostbayern, Salzburg und Oberösterreich. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt. I, **184**, 1–7, Wien.
- PREY, S. (1980): Ultrahelvetikum and Flysch in Upper Austria near Gmunden (Excursion description). – In: Outline of the Geology of Austria and selected excursions (Intern. Geol. Congr.), Abh. Geol. B.-A., **34**, 210–214, Wien.
- PREY, S. (1983): Das Ultrahelvetikum-Fenster des Gschlifgrabens südsüdöstlich von Gmunden (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **126/1**, 95–127, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1983): Massenbewegung des Gschlifgrabens und Umgebung. – Arbeitstagung der Geol. B.-A. 1983, 37–41, Wien
- SEIBERL, W., ARNDT, R., RÖMER, A., SUPPER, R. & OBERLERCHER, G. (1995): Landslide investigations by helicopter. – In: MÜLLER, K. (ed.): 1st Meeting, Environmental and Engineering Geophysics, Turin, Italy, 25–27. Sept., Extended Abstracts, 514–516.
- TENTSCHERT, E. (1998): Das Langzeitverhalten der Sackungshänge im Speicher Gepatsch (Tirol, Österreich). – Felsbau, **16/3**, 194–200.
- VAN HUSEN, D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal (mit quartärgeol. Karte 1:50000). – Jb. Geol. B.-A., **120/1**, 130 p., Wien.
- WEBER, F. (1960): Zur Geologie der Kalkalpen zwischen Traunsee und Almtal. – Mitt. Geol. Ges., **51**, 295–362, Wien.
- WEIDINGER, J.T. (2003): Massenbewegungen und Gebirgsgefahren am Fuße der Traunstein-Nord- und Westwände, Gmunden, Oberösterreich. – Gmundner Geo-Studien, **2**, 375–394, Gmunden.

WEIDINGER, J.T. (2005–2007): Kartierungsberichte zur beiliegenden Manuskriptkarte über die detaillierte geologische Aufnahme des geophysikalischen Messgebiets im Gschlifgraben am Traunsee-Ostufer/Oberösterreich (1., 2. und 3. Zwischenbericht über die Arbeiten im Messgebiet der Jahre 2004–2007 mit Manuskriptkarten, Detailkarten, Profilschnitten und Fotos). – Unveröff. Berichte, insg. 87 p.

WEIDINGER, J.T., NIESNER, E. & MILLAHN, K. (2007): Interpretation angewandt geologisch-geoelektrischer Untersuchungen in der Gschlifgraben-Rutschung am Traunsee-Ostufer (Gmunden/Oberösterreich). – In: EGGER H. & RUPP CH.: Beiträge zur Geologie Oberösterreichs, Arbeitstagung Geol. B.-A. 2007 in Linz, 57–72.

WEIDINGER, J.T. & VORTISCH, W. (2005): Massenbewegungen im System Hart-auf-Weich zwischen Traunstein und Dachstein (OÖ, Stmk.) und ihre anthropogene Beeinflussung. – Gmundner Geostudien, **3**, 75–94, Gmunden.

YILMAZ, O. (2001): Seismic data analysis: processing, inversion, and interpretation of seismic data Vol. II. – Investigations in Geophysics, no. **10**, 1027 p., Tulsa (Society of Exploration Geophysicists).

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 5. Juli 2008