



Auswertungsprobleme bei Pliozänschottern in der Molassezone von Oberösterreich

Von ERICH NIESNER, CHRISTIAN SCHMID & FRANZ WEBER*)

Mit 24 Abbildungen und 1 Tabelle

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 47

Österreich
Oberösterreich
Oberpliozäne Schotter
Rieder Schichten
Auflösungsvermögen
Geoelektrik
Refraktionsseismik

Inhalt

Zusammenfassung	41
Abstract	42
1. Einleitung	42
2. Die geologischen Verhältnisse	43
3. Feldmessungen, Datenmaterial	43
4. Refraktionsseismik	43
5. Probleme der Auswertung der geoelektrischen Tiefensondierungen	45
5.1. Generelle Problemstellung	45
5.2. Theoretische Untersuchungen an einer für das Gebiet typischen Modellkurve	46
5.3. Auswertung der Tiefensondierungskurven	48
5.3.1. Lage der Tiefensondierungspunkte	48
5.3.2. Qualitätsbeurteilung der Kurven	48
5.3.3. Verwendete Auswertemethodik	50
5.3.4. Zur Lage der Schichtgrenzen	53
5.4. Ergebnisse und deren Interpretation	55
5.4.1. Profile	55
5.4.2. Struktur und Mächtigkeitskarten	64
5.4.2.1. Strukturkarte des ρ_4 -Horizontes (Riederschichten)	64
5.4.2.2. Mächtigkeitskarte des tonfreien Pliozänschotter	64
5.4.2.3. Isoohmenkarten	64
5.4.3. Hydrogeologische Aussagen	64
5.5. Vergleich der Ergebnisse mit den Bohrungen	69
6. Volumsabschätzung der Schotter	69
7. Diskussion der Ergebnisse	70
Literatur	70

Zusammenfassung

Der Schotterfächer von Geiersberg wurde einerseits wegen seiner Bedeutung als Massenrohstoff untersucht, und andererseits die Aussagemöglichkeiten einer aus Refraktionsseismik und geoelektrischen Tiefensondierung bestehenden Aufschlußmethode studiert, wobei mehrere Bohrungen zur Kontrolle der Ergebnisse zur Verfügung standen. Vom Startmodell aus gesehen bestanden für die Geoelektrik und Refraktionsseismik aufgrund der wahrscheinlichen petrophysikalischen Parameter gute Voraussetzungen für die Abgrenzung der Schotter. Tatsächlich zeigte sich bei der Auswertung der geoelektrischen Sondierungskurven, die in der Regel einem 4-Schichtfall entsprechen, daß die Basis der Schotter bzw. die Oberkante der miozänen Rieder Schichten trotz großen Widerstandsunterschiedes mit der üblichen Kurvenauswertung nur mit erheblichen Unsicherheiten zu bestimmen ist. Dabei kann auch eine „Pseudoschicht“ auftreten, die zu einer falschen Interpretation führen würde. In der Refraktionsseismik liegt meist ein 4-Schichtfall vor, wobei die Schotter durch niedrige Geschwindigkeiten (600–1000 m/s) gekennzeichnet sind, während die Rieder Schichten geschwindigkeitsmäßig 2 Bereiche aufweisen. Auch hier ist die Festlegung der Schotterbasis schwierig, da der Horizont bei dem gewählten Geophonabstand nur durch wenige Laufzeitpunkte repräsentiert wird. Die Oberkante der Rieder Schichten zeigt ein deutliches Relief und fällt generell nach N ab. Es gibt keine Hinweise auf eine Grundwasserführung in den Schottern. Es wurde versucht, aufgrund der Widerstände den Bereich der ton/schluffarmen Schotter von den z. T. stärker vertonten hangenden Schottern abzutrennen. Das Gesamtvolumen der Schottervorkommen beträgt mindestens 30 Mill. m³, wovon auf die höheren tonarmen Qualitäten 20 Mill. m³ entfallen.

*) Anschrift der Verfasser: Dipl.-Ing. Dr. ERICH NIESNER, Montanuniversität Leoben, Institut für Geophysik, 8700 Leoben; Dipl.-Ing. Dr. CHRISTIAN SCHMID, Joanneum Research, Institut für Angewandte Geophysik, 8700 Leoben; Prof. Dr. FRANZ WEBER, Montanuniversität Leoben, Institut für Geophysik, 8700 Leoben.

Interpretation Problems on Pliocene Gravels Located in the Molassezone of Upper Austria

Abstract

The gravel deposit of Geiersberg was investigated, because it is a very important large scale raw material and on the other side the possibilities of a combined interpretation of refraction seismic and geoelectric was studied. Information of several wells was available for controlling of the results. From the petrophysical parameters of the starting model there seems to be a good possibility to line out the gravel horizon. The real interpretation of the measured geoelectric sounding curves shows, that the geoelectric structure of the subsurface could be best described through a 4-layer case. The interpretation shows further, that the base of the gravels or the top of the miocene "Rieder" layers could only be estimated with a large uncertainty despite the large resistivity contrast. There is also the possibility, that a "pseudo layer" could appear which may lead to a wrong interpretation. In the refraction seismic, there exists a 4-layer case. The gravel has relative low velocities of 600 to 1000 m/s and the "Rieder" layers could be divided into two velocity zones. But also with the refraction seismic it was difficult to estimate the base of the gravels, as this horizon was due to the chosen geophon separation only represented by a few points. The top of the "Rieder" layers shows a significant relief and is generally dipping to north. None of the results shows, that there is groundwater in the gravel horizon. From the resistivities it was tried, to differentiate between more or less shaly gravels. The total volume of the gravels is not less than 30 million m³ with 20 million m³ of less shaly gravels with a better quality.

1. Einleitung

Pliozänschotter nehmen auf der Geologischen Karte von F. ABERER (1957) beachtliche Flächen in der Molassezone von O.Ö. ein und weisen in der Schotteranalytik gemeinsame Merkmale auf. Die Zuordnung erfolgte damals unter dem Gesichtspunkt, daß die Pliozänschotter den höchsten Tertiärsockel aufweisen. In Anbetracht dieses Kenntnisstandes schien es durchaus wünschenswert, daß noch mit anderen Kriterien eine Charakterisierung dieser Schotter erarbeitet wird. Diese könnten sich hinsichtlich der Lagerungsverhältnisse, der Zusammensetzung und der Petrophysik aus geophysikalischen Messungen ergeben. Für eine solche Untersuchung sprechen auch praktische Gesichtspunkte. So stehen die qualitativ hochwertigen Niederterrassenschotter wegen der Kollision mit anderen Nutzungen nur noch eingeschränkt zur Verfügung, sodaß seit Jahren auch auf diese Pliozänschotter zurückgegriffen wird.

Es wurde daher im Jahre 1980 von F. WEBER im Rahmen des Schwerpunkts „Geophysik der Erdkruste“ der Österr. Akademie der Wissenschaften das Projekt OA-10, das aus Mitteln des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung finanziert wurde, ausgearbeitet. Ziel der Untersuchungen war ein seit langem bekanntes Vorkommen von Oberpliozänschottern, nämlich der von Geiersberg und Peterskirchen sich erstreckende Schotterkörper. Als Meßverfahren gelangten geoelektrische Tiefensondierungen nach Schlumberger und Refraktionsseismik zur Anwendung.

Der von H. GRAUL (1937) als „Geiersberger Aufschüttung“ bezeichnete Horizont wurde unter anderem deshalb ausgewählt, weil hier bereits auf einem größeren Areal ein Abbau bis zur Tertiäroberkante stattfand und auch eine Reihe von Bohrungen der seismischen Erdölsuche (Ölfeld Ried/Innkreis) vorlagen, die zum Anschluß des geplanten Meßnetzes von großem Nutzen waren. Damit war die Möglichkeit für eine gut fundierte Aussage aus den geophysikalischen Daten gegeben.

Die Zielsetzung des Forschungsprojektes war zunächst durchwegs praktischer Natur: Es sollten quantitative Angaben über die Massenbilanz der Schotter gemacht und günstige Gebiete für einen Abbau herausgearbeitet werden; es sollte jedoch auch der Tongehalt nach Möglichkeit bestimmt werden, da dieser ein wichtiges Qualitätskriterium für die Verwendung der Schotter darstellt. Ein nicht unwichtiger Nebenaspekt bestand auch in der Abschätzung einer Wasserführung im Schotterkörper. Aufgrund

der größenordnungsmäßig bekannten petrophysikalischen Verhältnisse, vor allem bezüglich der spezifischen elektrischen Widerstände, war mit einem einfachen Fall zu rechnen, da sich die Schotter widerstands- und geschwindigkeitsmäßig gut vom Hangenden und Liegenden unterscheiden. Tatsächlich ergaben sich jedoch – wie in manchen analogen geologischen Situationen – Auswertungsprobleme bei der genauen Bestimmung der Schotterbasis und somit der Schottermächtigkeit. Durch den Algorithmus der EDV-gestützten Auswertung der geoelektrischen Sondierungskurven ergibt sich eine Tendenz, beim Übergang von einem sehr hochohmigen zu einem niederohmigen Horizont eine „Zwischenschicht“ einzubauen. Im gegenständlichen Fall wäre davon der Bereich der obersten Partien der Rieder Schichten der miozänen Innviertler Serie betroffen. Da dies geologisch nicht ganz auszuschließen war, wobei an eine Dominanz von Sanden im Topbereich der Rieder Schichten zu denken wäre, lag ein von der Oberflächengeophysik nur schwer zu lösendes Interpretationsproblem vor. Elektriklogs aus Bohrungen, die eine eindeutige Entscheidung ermöglicht hätten, standen nicht zur Verfügung. Es war daher der Versuch gerechtfertigt, durch neue, leistungsfähige Auswertungsverfahren der Geoelektrik eine Reinterpretation in die Wege zu leiten (E. NIESNER, 1990).

Auch von der Anwenderseite her gesehen haben sich zusätzliche Aspekte ergeben. So wurden in den letzten Jahren intensive Bemühungen gestartet, in mehreren Bezirken der Molassezone Standorte für Deponien ausfindig zu machen. Dabei kommt den petrophysikalischen Eigenschaften der Tonmergel des Miozäns eine große Bedeutung zu. Diese waren wiederum der tiefste Horizont der damaligen Untersuchungen, sodaß bei der nunmehrigen Auswertung auch die Frage einbezogen wurde, inwieweit die Methodenkombination Geoelektrik/Refraktionsseismik indikativ für die Standortsuche und Untersuchung sein kann.

Zur Klärung der hydrogeologischen Verhältnisse wurden auch Modellrechnungen angestellt, ob ein geringmächtiger wasserführender Schotter unter den gegebenen Widerstands- und Geschwindigkeitsverhältnissen überhaupt nachweisbar ist. Es wurde auch ein anderer hydrogeologischer Fall in die Überlegungen einbezogen, wie sich nämlich ein durch Vertikalklüftung der Tonmergel entstandener Aquifer („stehender Schlier“) auswirken würde.

Die Problemstellung umfaßte weiters eine möglichst genaue geophysikalische Kartierung, aus der in der Folge eine Massenbilanz der Schotter erfolgen konnte; außerdem die Erfassung von Zonen höheren Lehmantils, da

diese die wirtschaftliche Verwertbarkeit dieses Schottervorkommens wesentlich beeinflussen könnten. Ferner sollte im Laufe dieser Untersuchungen versucht werden, ein genaues Relief des darunterliegenden Tertiärs zu konstruieren. Da dieses meist ein Wasserstauer ist, kommt der Kenntnis des Tertiärreliefs große hydrologische Bedeutung zu. Die Widerstandsverteilung innerhalb des Tertiärs sollte über eventuelle wasserführende Sandeinlagerungen Aufschluß geben. Da diese tertiären Schichten selbst sowohl hydrologisch als auch baueologisch bedeutungsvoll sind, ist die Ermittlung ihrer petrophysikalischen Charakteristik durchaus von Interesse.

Entsprechend der komplexen Problematik des Forschungsprojektes OA-10 kam der Planung der Untersuchungen große Bedeutung zu. Die genaue Planung und Durchführung der Messungen wurde in einem eigenen Kapitel beschrieben. Vorweggenommen sei hier erwähnt, daß die Feldarbeiten so ausgerichtet wurden, daß die einzelnen geoelektrischen Profile über den in der Karte von F. ABERER (1957) eingezeichneten Schotterkörper hinausgehen. Auf diese Weise sollte das Auskeilen des Schotterkörpers vollkommen erfaßt werden können.

Der vorliegenden Arbeit liegt dieses Projekt OA 10 des Schwerpunktprogramms „Geophysik der Erdkruste“ zugrunde.

2. Die geologischen Verhältnisse

Das Meßgebiet zeigt einen relativ einfachen geologischen Bau. Der präquartäre Untergrund wird von den Rieder Schichten der Inviertler Serie gebildet, die Mächtigkeiten von 60 – 80 m erreichen. Diese bestehen nach F. ABERER (1957) aus hellgrauen bis grünlichgrauen sandig-glimmerigen Tonmergeln mit mergelig-glimmerigen Feinsandlagen, wobei nach N hin – also in Richtung Peterskirchen – die Sandlagen zurücktreten und die Tonmergel dominieren. Die Schichten sind flach gelagert, wie in einzelnen ehemaligen Mergelgruben zu sehen ist. Gegen das Hangende zu weisen die Rieder Schichten nur eine geringmächtige Auflockerungs- und Verwitterungszone auf. Über den Rieder Schichten folgt der Komplex der Oberpliozänschotter, die der Gegenstand der Untersuchung waren. Nach H. GRAUL (1937) sind in der Molassezone 3 Aufschüttungshorizonte ausgebildet, das Meßgebiet gehört zum Geiersberger Schotterfächer. Für die Alterseinstufung ist das Fehlen einer Verknüpfung mit Moränen und die Höhenlage wichtig. Diese fluviatilen Schotter bestehen aus Gneis, Granit, Quarz und etwa 14 % nichtkristallinen Komponenten. Das Bindemittel ist sandig-schluffig. Eine zusammenhängende Lehmdecke über dem Schotterkomplex ist nicht ausgebildet, und es findet sich nur lokal eine 0,5–6 m mächtige Lehmschicht. Da die im Meßgebiet liegenden Bohrungen als Spülbohrungen abgeteuft worden waren, können über die Verteilung des Bindemittels der Schotter keine näheren Aussagen gemacht werden.

3. Feldmessungen, Datenmaterial

Für eine flächenmäßige Erfassung der Untergrundverhältnisse wurden 6 geoelektrische Tiefensondierungsprofile mit einer Gesamtlänge von ca. 6.700 m geplant. Einzelne Tiefensondierungspunkte sollten auch außerhalb der vermuteten oberpliozänen Schotter gemessen wer-

den, um daraus exakt die Widerstände der darunterliegenden Rieder Schichten ermitteln zu können. Die Anlage der Profile erfolgte auch unter dem Gesichtspunkt, daß die vorhandenen Bohrungen sowohl zu Eichzwecken als auch zur Einbindung in die vorgesehenen Karten (Struktur- und Mächtigkeitskarten der oberpliozänen Schotter) mit einbezogen werden können.

Sämtliche Tiefensondierungskurven wurden mit 2 verschiedenen Gerätetypen nach dem Schlumberger-Verfahren mit maximalen Elektrodenabständen von 400 m gemessen. Insgesamt wurden im Jahr 1980 72 Sondierungspunkte registriert.

Die erste Auswertung dieser Meßkurven erfolgte unter Verwendung eines Rechenprogrammes vom Geological Survey, Denver, Colorado (A.R. ZOHDY, 1974). Mit diesem werden automatisch die Schichtwiderstände und die Schichtgrenzen errechnet. Eine iterative Anpassung der Meßkurve an die dem errechneten Modell entsprechende Kurve erfolgt automatisch und soll den Fehler minimieren. Diese Ergebnisse wurde vorerst für die Profil- und Kartenherstellung herangezogen.

Ergänzend wurden auf Grund dieser ersten Ergebnisse refraktionsseismische Messungen geplant und ausgeführt. Die Problematik der Seismik hinsichtlich überschossener Schichten bei geringer Mächtigkeit der grundwasserführenden Schotter über dem sich in der seismischen Geschwindigkeit nur geringfügig von den Schottern unterscheidenden Tertiär war bekannt.

Entlang eines Längs- und eines Querprofils wurden ca. 3.300 Profilmeter gemessen. Annähernd entlang des Längsprofils wurde mit einem Schußpunktabstand von 240 m und einem Geophonabstand von 20 m gearbeitet. Um eine bessere Kontrolle über die oberflächennahen Schichten zu erhalten, wurde am Querprofil der Schußpunktabstand auf 120 m und der Geophonabstand auf 10 m verkürzt. Die Erstausswertung der seismischen Ergebnisse erfolgte nach der Interceptzeitmethode. Um die Genauigkeit dieser Methode zu erhöhen, wurden auch statische Korrekturen vorgenommen. Nach einem Verfahren von R. SCHMÖLLER (1978) wurden auch Untersuchungen über den Einfluß von allfällig vorhandenen Blindzonen bzw. überschossenen Schichten auf die Seismogramme angestellt.

Sämtliche Mittelpunkte der geoelektrischen Tiefensondierungen sowie die Geophon- und Schußpunkte der Refraktionsseismik wurden der Lage und Höhe nach eingemessen. Anschließend wurden unter Berücksichtigung der Bohrungsdaten die vorerst in Profilmform vorliegenden Ergebnisse kartenmäßig dargestellt. Weiters wurde der Versuch unternommen, aus den ermittelten elektrischen Schichtwiderständen der Schotter auf den Tongehalt zu schließen. Dazu wurde ein Verfahren verwendet, welches bei der Auswertung von geophysikalischen Bohrlochmessungen der Erdölindustrie entwickelt wurde und von H. JANSCHKE (1974) für die Belange der Grundwasserprospektion modifiziert worden war.

4. Refraktionsseismik

Die refraktionsseismischen Messungen bilden eine wichtige Ergänzung zur Geoelektrik, da in Verbindung mit den Bohrungen eine gute Kontrolle über das Relief der Tertiäroberfläche gegeben ist und lithologische sowie hydrologische Aussagen möglich sind. Im allgemeinen liegt ein

Refraktionseisemik Geiersberg Profil S I / Abschnitt 1

S N

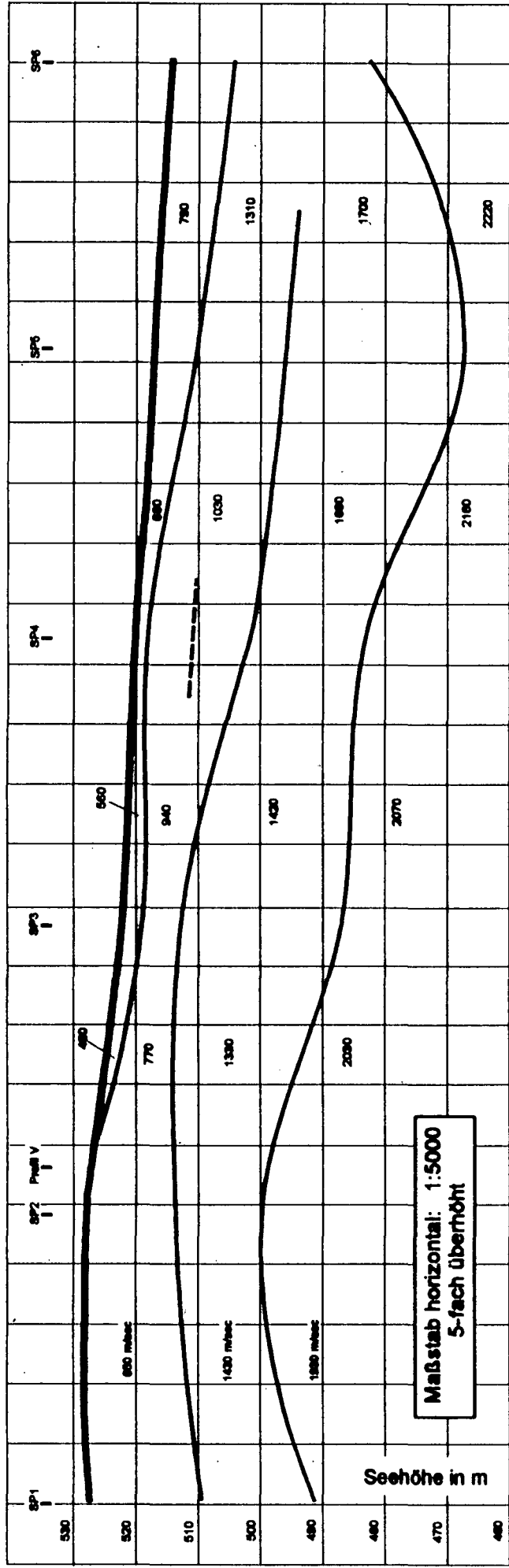


Abb. 1

Refraktionseisemik Geiersberg Profil S I / Abschnitt 2

S N

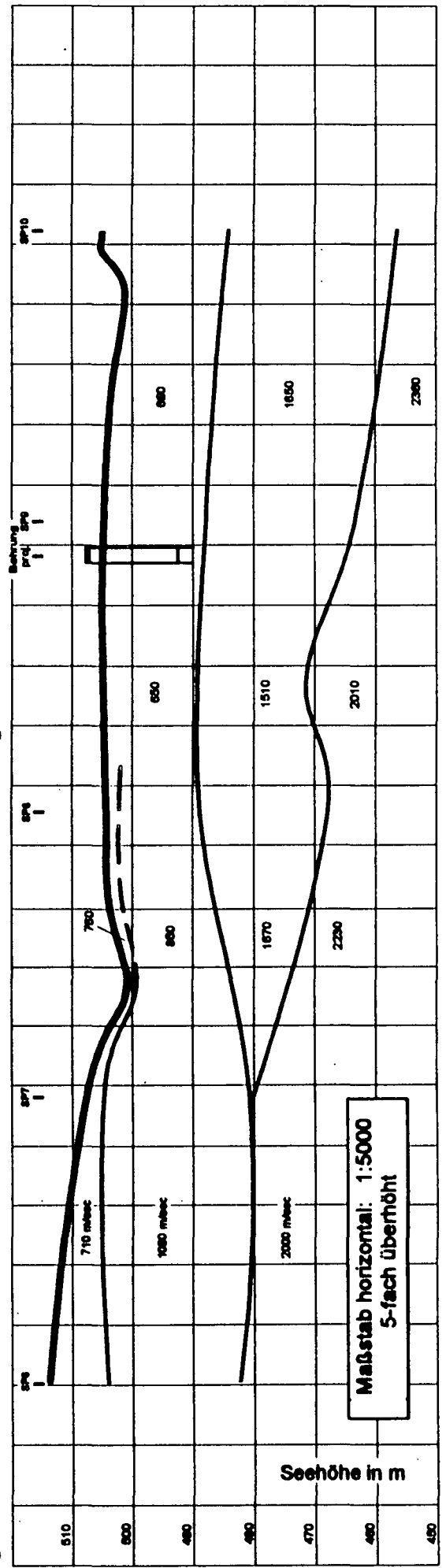


Abb. 2

Abb. 1.
Refraktionsseismisches Längsprofil Teil 1.

seismischer 4-Schichtfall vor, der in einen 3-Schichtfall übergehen kann. Die oberflächennahe, lehmige Verwitterungsschicht (V_1 -Horizont) zeigt Geschwindigkeiten von 360–500 m/s. Der V_2 -Horizont entspricht den Pliozänschottern und weist Geschwindigkeiten von 590–850 m/s (Mittelwert 710 m/s) auf. Daraus ergibt sich, daß es sich um trockene Schotter handeln muß. Der V_3 -Horizont zeigt Geschwindigkeiten von 1530 m/s mit einem Schwankungsbereich von 1080–1860 m/s. Er entspricht lithologisch den oberen, stärker sandigen Partien der Schichten. Der V_4 -Horizont ist der tiefste Refraktor mit Geschwindigkeiten von 1930–2360 m/s (Mittel 2130 m/s). Es ist dies jener Geschwindigkeitsbereich, der auf Grund vielfacher Erfahrungen in der Molassezone tertiären Tonmergeln entspricht.

Es ergeben sich somit 2 Probleme bei der Auswertung der refraktionsseismischen Daten:

- 1) Die Frage der Erkennung der Unterkante der Pliozänschotter, d.h. ob diese mit der Grenze V_2/V_3 -Horizont zusammenfällt. Der Vergleich mit den Bohrdaten führt zu dem Schluß, daß das nur teilweise der Fall ist. So dürfte die seismische Grenze zwischen den SP 4–7 bis zu 10 m tiefer liegen als die Basis der Schotter. Es zeigt sich, daß nur dann eine gute Übereinstimmung besteht, wenn die V_2 -Geschwindigkeiten relativ niedrig und die Mächtigkeit des V_2 -Horizonts mäßig ist.
- 2) Unklar ist auch noch die Lithologie des V_3 -Horizonts. Nach den Bohrprofilen handelt es sich um gut geschichtete, sandige Tonmergel mit einzelnen Feinsandlagen. Innerhalb dieses Horizonts erfolgt lediglich der Farbumschlag der Tonmergel von graugrün auf blaugrau, weitere Unterschiede sind nicht bekannt. Eine Erklärungsmöglichkeit wäre die, daß die oberen 20–30 m der ca. 90 m mächtigen Rieder Schichten stärker sandig und diagenetisch weniger verfestigt sind als die Hauptmasse derselben. Eine andere Möglichkeit wäre die Annahme von tief hinabreichenden Verwitterungserscheinungen (Entkalkung ?), die zu diesem nur petrophysikalisch feststellbaren Effekt geführt hat.

Lokal kann der V_3 -Horizont noch zweigeteilt sein, wie auf Profil S2 ersichtlich ist; dabei ergibt sich ein oberer Ast mit Geschwindigkeiten von 1070–1110 m/s und ein unterer Teil mit Geschwindigkeiten von 1670–1860 m/s, die nach SW zu einem einheitlichen Horizont unter Abnahme von Mächtigkeit und Geschwindigkeit zusammenlaufen. Der V_3 -Horizont ist stets dem oberen, bis 35 m mächtigen Anteil der Rieder Schichten zuzuordnen, wie der Vergleich mit den Bohrungen eindeutig belegt. Lediglich im Bereich von SP 9 scheint lokal keine geschwindigkeitsmäßige Trennung zwischen Pliozänschotter und Rieder Schichten möglich zu sein.

Der V_4 -Horizont ist durch Geschwindigkeiten von 2100 \pm 140 m/s gekennzeichnet und entspricht der Hauptmasse der vorwiegend mergeligen Rieder Schichten. Soweit ein Schluß aus dem Datenmaterial möglich ist, könnte eine Zunahme der V_4 -Geschwindigkeiten von S nach N erfolgen.

Abb. 2
Refraktionsseismisches Längsprofil Teil 2.

Aus dem Verlauf des V_3 -Horizonts ist in Verbindung mit den entsprechenden Bohrungsdaten ersichtlich, daß die Tertiäroberkante ein deutliches Relief aufweist. Ebenso ist die Oberkante des V_4 -Horizonts nicht niveaubeständig, wobei auf den Profilen ein flaches nördliches Einfallen überwiegt. Eine Folge der Verwitterung dürfte bei der geschwindigkeitsmäßigen Zerteilung der Rieder Schichten auszuschließen sein, die Entstehung des V_4 -Horizonts ist mit großer Wahrscheinlichkeit auf sedimentologische Ursachen zurückzuführen.

Grundsätzlich kann die Refraktionsseismik als eine brauchbare Methode angesehen werden, um die Quartärmächtigkeit wenigstens größenordnungsmäßig anzugeben. Für genauere Tiefenangaben sind allerdings kürzere Geophonabstände (höchstens 10 m) unerlässlich, da der V_2 - und V_3 -Ast oft nur durch 1–2 Punkte repräsentiert werden.

5. Probleme der Auswertung der geoelektrischen Tiefensondierungen

5.1. Generelle Problemstellung

Das aus dem Projekt OA-10 zur Verfügung stehende Datenmaterial von geoelektrischen Sondierungen an dem Schotterkörper von Geiersberg soll nun genauer untersucht werden. Der Grund für diese neuerliche Überarbeitung dieser Meßkurven war, daß spätere Untersuchungen von in der Nähe liegenden Schottervorkommen, bei denen auch die Ergebnisse von Bohrungen in die Interpretation mit einbezogen werden konnten, zeigten, daß die Interpretation der tieferen geoelektrischen Horizonte sehr problematisch ist. Die Schwierigkeit bei der Interpretation der Geoelektrikkurven wird in diesem Gebiet durch den extrem starken Widerstandskontrast zwischen den meist trockenen oberpliozänen Schottern und den darunterliegenden sehr niederohmigen Rieder Schichten verursacht. Aus diesem Grund wurde daher versucht, die damals durchgeführten geoelektrischen Tiefensondierungen unter Einbeziehung dieser neuen Gesichtspunkte zu reinterpretieren.

Wie die neueren Untersuchungen gezeigt haben, neigen die Programme, die für die Interpretation der geoelektrischen Tiefensondierungen herangezogen werden, besonders bei sehr starken Widerstandskontrasten zwischen den Schichten zum Einbau von künstlichen Zwischenhorizonten, deren Widerstände zwischen den Widerständen der benachbarten Schichten liegen. Ein Blick auf die im Jahre 1980 durchgeführte Interpretation zeigt, daß immer gleichzeitig mit den Schottern auch ein solcher Zwischenhorizont auftritt. Keilt der Schotterkörper aus, so verschwindet auch dieser Zwischenhorizont. Weiters kann bei Tiefensondierungen, die direkt am anstehenden Tertiär durchgeführt wurden, keine Strukturierung bzw. Schichtung der Rieder Schichten festgestellt werden. Auch die Widerstände des mergeligen Miozäns der Molasse erreichen nirgends Werte, die mit den Widerständen der Zwischenschicht von einigen 100 Ohm-m vergleichbar wären. Auch in den Beschreibungen der bereits früher in diesem Gebiet abgeteufte Bohrungen wird keine signifikante Schichtgrenze im Bereich der Basis dieses Zwischenhorizontes ausgewiesen. Es konnte lediglich ein Farbumschlag des Schliers beobachtet werden, wobei diese Grenze allerdings meist nicht mit der Schichtgrenze der

Zwischenschicht zusammenfällt. Trotzdem muß eine Widerstandsänderung in einer Schicht nicht notwendigerweise aus dem Bohrschmant erkannt werden. Lediglich mit Hilfe von Bohrlochmessungen, die allerdings in diesem Fall nicht zur Verfügung standen, kann eine derartige Schichtgrenze mit Sicherheit festgestellt werden.

In der damaligen Interpretation wurde diese Zwischenschicht als verwitterter oder stärker sandiger Tonmergel gedeutet. Die Widerstände dieses Gesteins könnten in diesem Widerstandsbereich der Zwischenschicht liegen, und daher war dies zum damaligen Zeitpunkt die naheliegendste geologisch plausible Erklärung.

Neuere Untersuchungen (NIESNER, 1989) an anderen in der näheren Umgebung liegenden Schottervorkommen, bei denen auch ein Abbau durchgeführt wurde, zeigten, daß in keinen dieser Vorkommen eine Zwischenschicht zwischen dem Schotterkörper und den Rieder Schichten festgestellt werden konnte. Auch diese Schottervorkommen hatten einen ähnlichen Aufbau und waren daher mit jenen von Geiersberg durchaus vergleichbar.

Auf Grund der obig beschriebenen Überlegungen wurde es als sinnvoll erachtet, auch die geoelektrischen Messungen, die zur Erkundung des Schottervorkommens von Geiersberg im Jahr 1980 durchgeführt wurden einer Reinterpretation zu unterziehen. Um den Einfluß der verschiedenen Parameter auf die Meßkurve genauer zu untersuchen, wurden vorerst einige Berechnungen an einem theoretischen Modell durchgeführt.

5.2. Theoretische Untersuchungen an einer für das Gebiet typischen Modellkurve

Auf Grund aller bisherigen Untersuchungen kann ein typisches Modell für dieses Gebiet erstellt werden. Den Aufbau dieses Modells für den Untergrund zeigt Tabelle 1.

An der Oberfläche liegt eine meist sehr geringmächtige Humusschicht, deren Widerstand etwa bei 200 Ohm·m liegt. Unter dieser Humusschicht folgt eine Lehm- bzw.

Tabelle 1.
Typisches Modell für die Widerstände des Untergrundes im Untersuchungsgebiet.

Schicht Nr.	Elektr. Widerstand	Unterkantentiefe	Art der Schicht
1	200	0.1	Humus
2	50	3.0	Lehm
3	2000	10	Schotter
4	20	--	Rieder Schichten

sandig-lehmige Schicht, deren Widerstand niedriger als der der Humusschicht ist. Für das Modell wurde hier ein Widerstand von 50 Ohm·m angenommen. Diese Schicht ist einige Meter mächtig und wird gefolgt von einem hochohmigen Schotterpaket. Da diese Schotter meist trocken sind, liegen die Widerstände bei einigen tausend Ohm·m. Unter dieser hochohmigen Schotterschicht treten die sehr niederohmigen Rieder Schichten auf. An dieser Schichtgrenze kommt es somit zu einem großen Widerstands-kontrast von etwa 1 zu 10. Auf die Annahme einer Zwischenschicht wurde verzichtet, da diese, wie bereits ausgeführt, bis jetzt noch nirgends nachgewiesen werden konnte. Daß auch mit der Annahme dieser Zwischenschicht eine gute Anpassung an die Messkurven erreicht werden kann, zeigt die Interpretation für das Projekt OA-10. Für das nach Tabelle 1 definierte Modell wurde nun eine typische theoretische Sondierungskurve für das Untersuchungsgebiet berechnet. Die aus diesem Modell erhaltene theoretische Sondierungskurve ist typisch für das Untersuchungsgebiet und ist in der Abbildung 3 dargestellt.

Nach einem durch den niederohmigen Lehmhorizont verursachten mehr oder weniger stark ausgeprägten Minimum im Anfangsteil der Kurve steigen die scheinbaren Widerstände stetig an. Nach Erreichen des Maximums kommt es, verursacht durch die niederohmigen Rieder Schichten, zu einem extrem starken Abfall der scheinbaren Widerstände. Im Endteil der Kurve nähert sich der Widerstand asymptotisch dem Widerstand der Rieder Schichten. Bei den zur Verfügung stehenden geoelektrischen Sondierungskurven stand allerdings dieser letzte Teil der Kurve für eine Interpretation nicht zur Verfügung, da die Messungen im Bereich des starken Abfalls beendet wurden. Für die Interpretation wäre jedoch auch dieser Endteil der Kurve sehr wichtig. Oftmals ist es jedoch auf Grund der immer größer werdenden Aufstel-

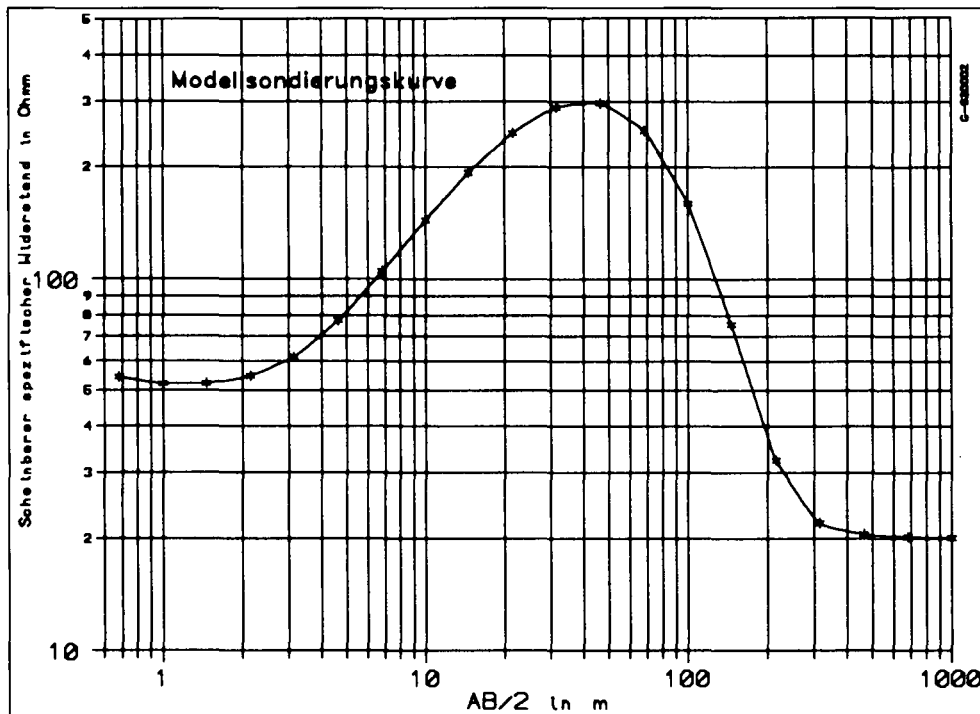


Abb. 3.
Typische Sondierungskurve für das Untersuchungsgebiet entsprechend dem theoretischen Untergrundmodell nach Tabelle 1 (200 Ohm·m/0.1 m, 50 Ohm·m/3 m, 2000 Ohm·m/10 m, 20 Ohm·m).

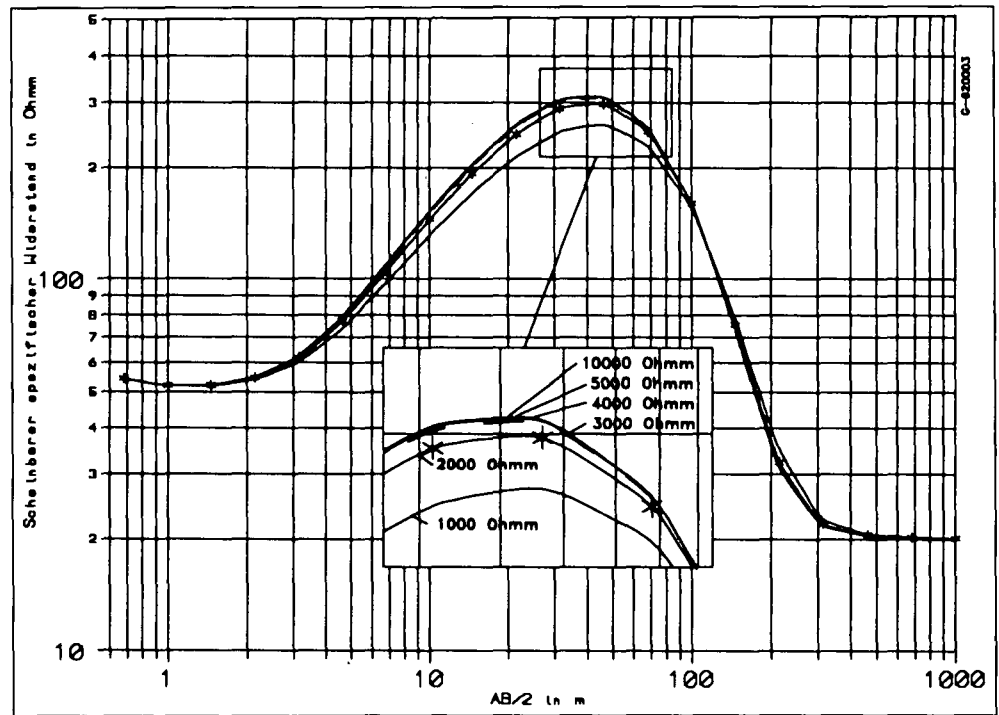
Abb. 4.
Theoretische Sondierungskurven für Schotterwiderstände von „1.000“ bis „10.000“ Ohm-m.

lungslängen und des damit stark steigenden Meßaufwandes, der Topographie, von Lateraleffekten, zivilisatorischen Ursachen u.a. nicht möglich, diesen Teil der Kurve genau zu messen. Deshalb muß bei der Interpretation davon ausgegangen werden, daß dieser Teil der Kurve nicht zur Verfügung steht. Auf dieses Thema wird aber im folgenden noch genauer eingegangen.

Eine für die Interpretation sehr wichtige Frage ist, wie gut der Schichtwiderstand und die Schichttiefe des Schotterhorizontes durch die Sondierungskurven definiert ist, bzw. wie groß die zulässigen Fehlergrenzen für die Meßwerte sein müssen, damit diese Parameter noch aus den Sondierungskurven erhalten werden können. Es soll also eine Fehlerabschätzung für die aus den Sondierungskurven berechneten Schichtwiderstände und Schichttiefen durchgeführt werden.

Zu diesem Zweck wurde ein ideales Modell angenommen, bei dem nur die Widerstände der Schottererschicht verändert werden und die übrigen Parameter bis auf die Schottermächtigkeit konstant gehalten werden. Die Schottermächtigkeit wird so berechnet, daß sich eine möglichst geringe Abweichung zu dem in Tabelle 1 definierten Schichtmodell ergibt. Die Schichtwiderstände des Schotters wurden zwischen „1000“ und „10000“ Ohm-m variiert, um ein Bild über die Abhängigkeiten dieser Parameter zu ermitteln. Die theoretischen Sondierungskurven sind in der Abbildung 4 eingezeichnet. Deutlich ist erkennbar, daß ab Widerständen von etwas über 1000 Ohm-m nur noch minimale Unterschiede zwischen den Kurven auftreten.

Um diesen Unterschied zu quantifizieren, wurde der jeweilige Fehler aus den Abweichungen zwischen den Kurven in Bezug auf die theoretische Modellkurve des



Ursprungsmodells berechnet. Das folgende Diagramm (Abbildung 5) zeigt nun die Abhängigkeit dieses Fehlers von dem Schotterwiderstand sowohl in linearer als auch in logarithmischer Skalierung (kleines Bild).

Aus dieser Abbildung ist deutlich erkennbar, daß man auch bei Variation des Schichtwiderstandes in einem großen Bereich eine Anpassung mit einem Fehler von unter 1 % erreichen kann, wobei die zugehörige Schichttiefe im vorliegenden Fall zwischen 4.5 und 15 m variieren kann. Dies entspricht einem Fehler von ca. ±50 % in der Festlegung der Schichttiefe und dies, obwohl die Kurve mit einem Fehler von unter 1 % an die Modellkurve angepaßt wurde. Sind nun die Meßwerte fehlerbehaftet, was immer der Fall ist, so kann dieser Fehler noch größer werden.

Aus dem Diagramm in der Abbildung 5 ist weiters ersichtlich, daß der Inversionsalgorithmus bei dem obig be-

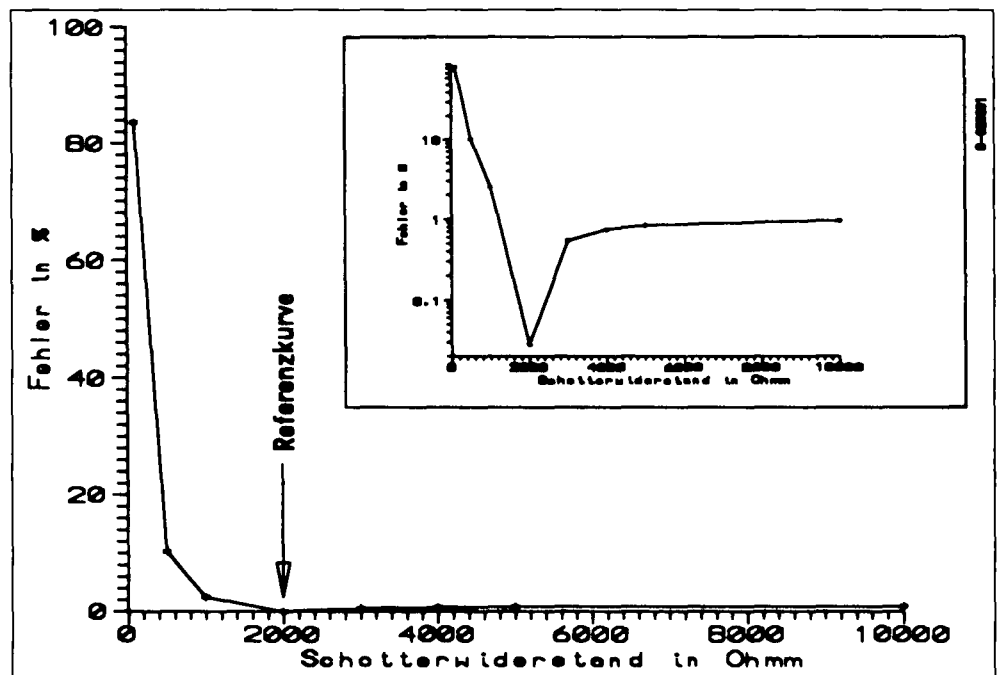


Abb. 5.
Fehler in bezug auf das Referenzmodell (ρ -Schotter = 2.000 Ohm-m) bei Variation des Widerstandes der Schotterschicht (Schicht 3).

Abb. 6. Fehlerkurven für die ersten beiden Schichten des theoretischen Untergrundmodells in Abhängigkeit vom Schichtwiderstand.

handelten theoretischen Modell Konvergenz in Bezug auf das Referenzmodell zeigt, obwohl die Steigung der Fehlerkurve sehr gering ist. Betrachtet man aber nun eine tatsächliche fehlerbehaftete Meßkurve, so kann es vorkommen, daß sich im Bereich der flachen Steigung der Kurve ein örtliches Minimum ausbildet, in dem der Inversionsalgorithmus „hängenbleibt“, oder daß das kleine Minimum des richtigen Modells durch die auftretenden Fehler verschwindet und der Algorithmus ein anderes lokales Minimum als Endmodell angibt.

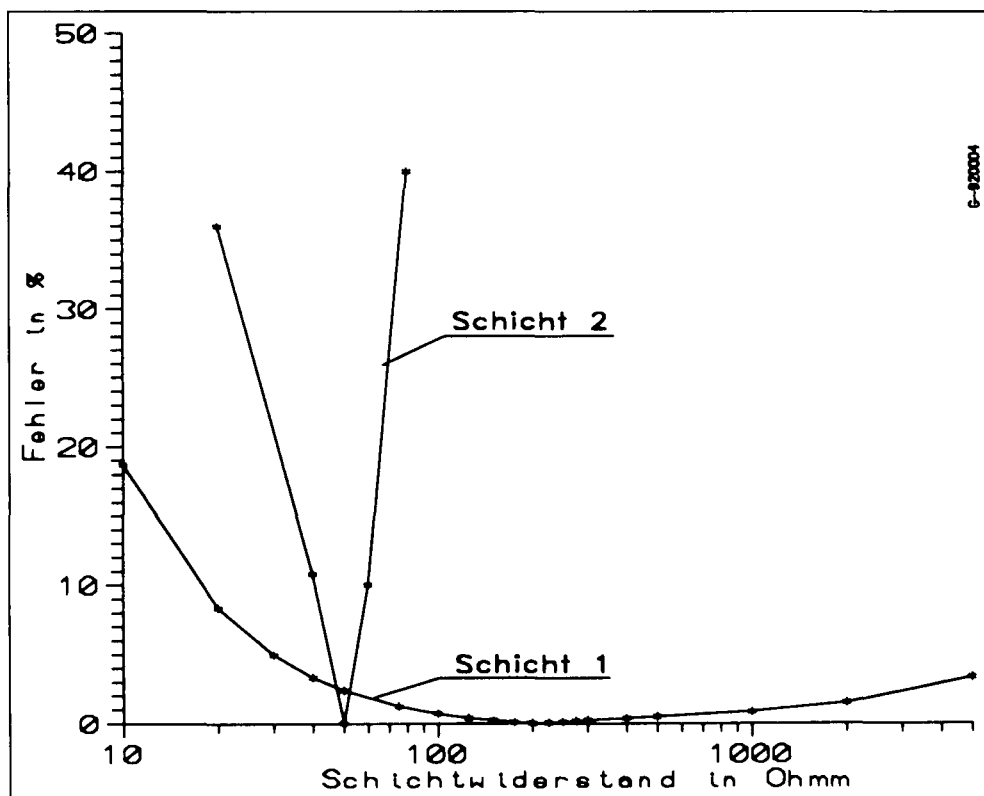
Diese Fehlerkurve wurde für einen Idealfall und für nur 2 freie Parameter ermittelt. Tatsächlich müssen aber auch meist die restlichen Parameter frei gelassen werden, womit sich das Problem in den n -dimensionalen Raum verlagert und dadurch noch schwieriger eindeutig zu lösen ist. Es müssen also zusätzliche Möglichkeiten und Informationen gesucht werden, die die Zahl der freien Parameter weiter einschränken. Diese Richtung wurde bei der Interpretation der Meßkurven in diesem Gebiet besprochen.

Auch für die ersten beiden Schichten wurde eine Fehlerbetrachtung durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Fehleranalyse sind in Abb. 6 dargestellt. Aus den in dieser Abbildung dargestellten Fehlerkurven ist erkennbar, daß die zweite Schicht relativ gut durch die Tiefensondierungskurve definiert ist und die Widerstände bzw. Schichtmächtigkeiten dieser Schicht nur in einem geringen Bereich variieren können. Im Gegensatz dazu ist die erste Schicht nicht so gut definiert. Die Widerstände und damit verbunden auch die Schichtmächtigkeiten können in einem großen Bereich schwanken. Die hier in diesem Abschnitt durchgeführten Fehlerbetrachtungen für die einzelnen Parameter werden später bei der endgültigen Interpretation der Sondierungskurven berücksichtigt.

5.3. Auswertung der Tiefensondierungskurven

5.3.1. Lage der Tiefensondierungspunkte

Für die Interpretation standen 68 Tiefensondierungskurven zur Verfügung. Diese Tiefensondierungspunkte wurden zu 6 Profilen, nämlich einem etwa N-S-verlaufenden Längsprofil und fünf „Querprofilen“ zusammengefaßt. Die Lage dieser „Querprofile“ war an die Topographie angepaßt, wobei neben einem Ost-West-Profil die dominanten Richtungen für die anderen „Querprofile“ NW-SE bzw. SW-NE sind. Die genaue Lage der Profile und der Tiefensondierungspunkte ist im Lageplan in Abbildung 7 einge-



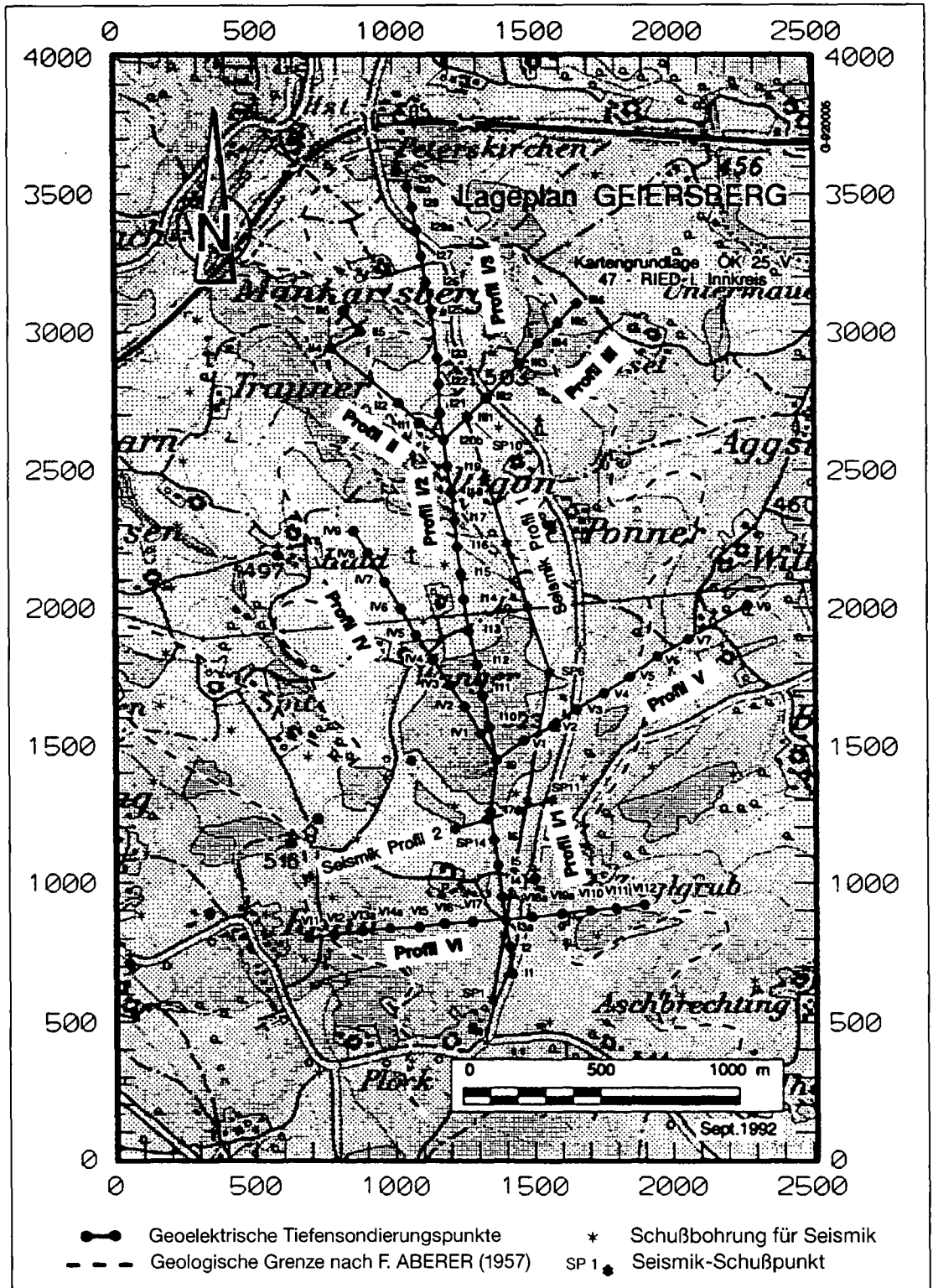
zeichnet. Auch die Lage des in einem anderen Kapitel beschriebenen Seismikprofiles und die von F. ABERER (1957) kartierte geologische Grenze des Schotterkörpers ist in diesem Lageplan eingezeichnet. Weiters ist auch die Lage der für seismische Messungen abgeteufte Schuß- und Tiefbohrungen, deren Ergebnisse ebenfalls für die Gesamtinterpretation zur Verfügung standen, eingetragen.

Das Meßgebiet weist auch ein stärkeres topographisches Relief auf, das ebenfalls bei der Interpretation zu berücksichtigen ist. Einen Überblick über die topographischen Verhältnisse in dem Untersuchungsgebiet zeigt die 3D-Darstellung der Geländeoberfläche in der Abbildung 8. Der in dieser Abbildung dargestellte Ausschnitt ist identisch mit dem im Lageplan gezeigten Ausschnitt. Auch die Lage der Profile und der Tiefensondierungspunkte ist in dieser Abbildung eingezeichnet.

5.3.2. Qualitätsbeurteilung der Kurven

Bevor die Inversion und Interpretation der Sondierungskurven durchgeführt wird, soll die Qualität der gemessenen Tiefensondierungskurven etwas genauer untersucht werden. Diese Qualität der Tiefensondierungskurven ist in der Folge auch sehr wichtig für die Interpretation. Die Ergebnisse von Feldmessungen werden immer sorgfältig kontrolliert, und auch die Meßgeräte sind robust und einfach zu bedienen, sodaß hier bereits davon ausgegangen werden kann, daß reine Meßfehler in den Kurven auszuschließen sind. Die Einflußgrößen auf die Messung, die im weiteren berücksichtigt werden müssen, sind Inhomogenitäten im Untergrund, laterale Widerstands- und Tiefenänderungen innerhalb der Auslage, die Topographie, schlechte Auswahl des Meßpunktes bzw. der Richtung der Auslage, Kabel, Wasserleitungen, geerdete Zäune und andere technische Störungen, soweit sie nicht bereits direkt in den Meßkurven erkennbar sind. Auch der Meßpunktabstand sollte an die im Untergrund zu erwartenden Veränderungen angepaßt sein, damit die einzelnen Meß-

Abb. 7.
Lageplan des Untersuchungsgebietes bei Geiersberg mit den geoelektrischen und den seismischen Profilen und den Schußbohrungen und der von F. ABERER (1957) kartierten geologischen Grenze der oberpliozänen Schotter.



punkte sinnvoll zu einem Profil zusammengefaßt werden können. Ein wichtiges Kriterium ist die Kontinuität der Sondierungskurven entlang eines Profiles.

Zur Beurteilung der Kontinuität der Sondierungskurven entlang eines Profiles wurden die Sondierungskurven für jeden Punkt der Profile aufgetragen und dann zu Flächen kombiniert. Diese Darstellungen zeigen damit die Änderungen der Sondierungskurven entlang der Profile. In der Abbildung 9 ist diese aus den Sondierungskurven von Profil 1 gebildete Fläche dargestellt. In dieser Abbildung ist zu erkennen, daß diese Fläche auf der ersten Hälfte des Profiles relativ glatt ist, während sie gegen Ende des Pro-

files zunehmend Oszillationen zeigt. Ein Grund für diese Veränderungen in den Sondierungskurven könnte die Topographie sein. Ein Blick auf die Abbildung 8 zeigt, daß das Profil gegen Ende in einem Bereich mit stärkerer Topographie und damit wahrscheinlich auch stärker variierendem Aufbau des Untergrundes verläuft. Um dies zu untersuchen, wurde eine etwas geänderte Darstellung der Sondierungskurvenfläche gewählt und zusätzlich auch die Topographieänderungen entlang des Profiles dargestellt. Die Abbildung 10 zeigt diese Darstellung. Deutlich aus dem allgemeinen Trend heraus fällt die Kurve I 16. Relativ kontinuierlich läßt sich aber die Lage der Maxima des

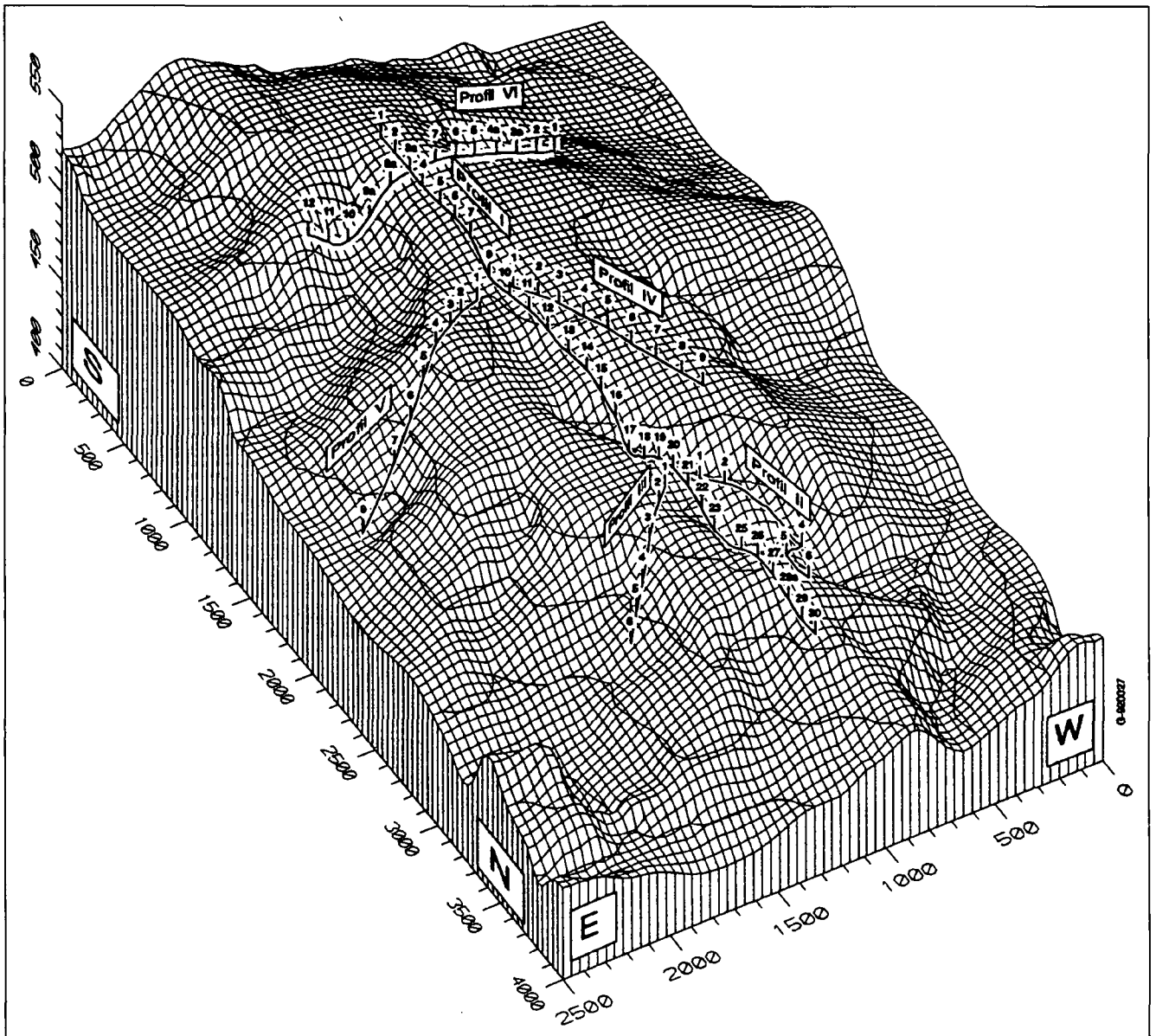


Abb. 8.
3D-Darstellung der Topographie im Untersuchungsgebiet mit der Lage der geoelektrischen Profile.

scheinbaren Widerstandes entlang des Profils verfolgen. Die Bereiche mit den größten scheinbaren Widerständen wurden in der Abbildung 10 schraffiert dargestellt. Dabei muß natürlich berücksichtigt werden, daß sich eine niederohmige Oberflächenschicht auch auf die scheinbaren Widerstände der tieferliegenden Horizonte auswirkt. Gut ist bereits in dieser Darstellung die Widerstandsverteilung des obersten Schichtenpaketes zu erkennen. Zwischen I 6 und I 13 ist, wie auch durch die spätere genaue Auswertung bestätigt wird, der Widerstand der Deckschicht deutlich höher als in der Umgebung. Maxima treten bei I 16, I 18, zwischen I 23 und I 25, und zwischen I 29 und I 30 auf. Eine Fläche von zusammengefaßten Sondierungskurven wurde auch für die Profile II und III in der Abbildung 11 dargestellt. Diese Fläche zeigt einen sehr kontinuierlichen Übergang zwischen den einzelnen Sondierungskurven und ist wesentlich glatter als die von Profil I. Die Topographie entlang dieses Profiles zeigt keine starken Veränderungen, weshalb bei diesem Profil auch kein Topographieeinfluß zu erwarten ist. Deutlich ist die Zunahme der Mächtigkeit bzw. des Widerstandes der Schotter-schicht an der Verschiebung der Maxima zu größeren Wer-

ten von AB/2 zu erkennen, während es an den beiden Enden dieses Profils zum Auskeilen dieser Schotter-schicht kommt. Die aus den restlichen Profilen erstellten Flächen zeigen ein ähnliches Bild, und daher wurde hier auf eine Darstellung verzichtet. Aus obigen Betrachtungen folgt, daß die gemessenen Sondierungskurven durchaus gut miteinander zu einem Profil kombinierbar sind und sich keine extremen „Ausreißer“ unter den Meßkurven befinden.

5.3.3. Verwendete Auswertemethodik

Die Interpretation von geoelektrischen Messungen in Gebieten, in denen zwischen den elektrischen Widerständen der einzelnen Schichten im Untergrund extrem starke Unterschiede auftreten, ist schwer durchzuführen. Bei den geoelektrischen Messungen werden elektrische Potentiale gemessen, wobei das gemessene Potential neben der Größe der angelegten Spannung und der Geometrie der Meßanordnung wesentlich durch das Produkt der Schichtwiderstände und den Mächtigkeiten der Schichten bestimmt wird. Weiters wird bei diesen Messungen ein integraler Effekt gemessen, d.h. bei jeder Messung tragen

Abb. 9.
Zusammenfassende Darstellung der Tiefenson-
dierungskurven auf dem
Profil I.

die in verschie-
denen Tiefen liegen-
den Schichten mit
unterschiedlichen
Gewichtsfaktoren
zum Gesamtsignal
bei. Erst mit Hilfe
von mathemati-
schen Inversions-
verfahren läßt sich
diese Aufgabe der
Bestimmung der
Schichtmächtig-
keiten und Schicht-
widerstände aus den
Meßsignalen lösen.

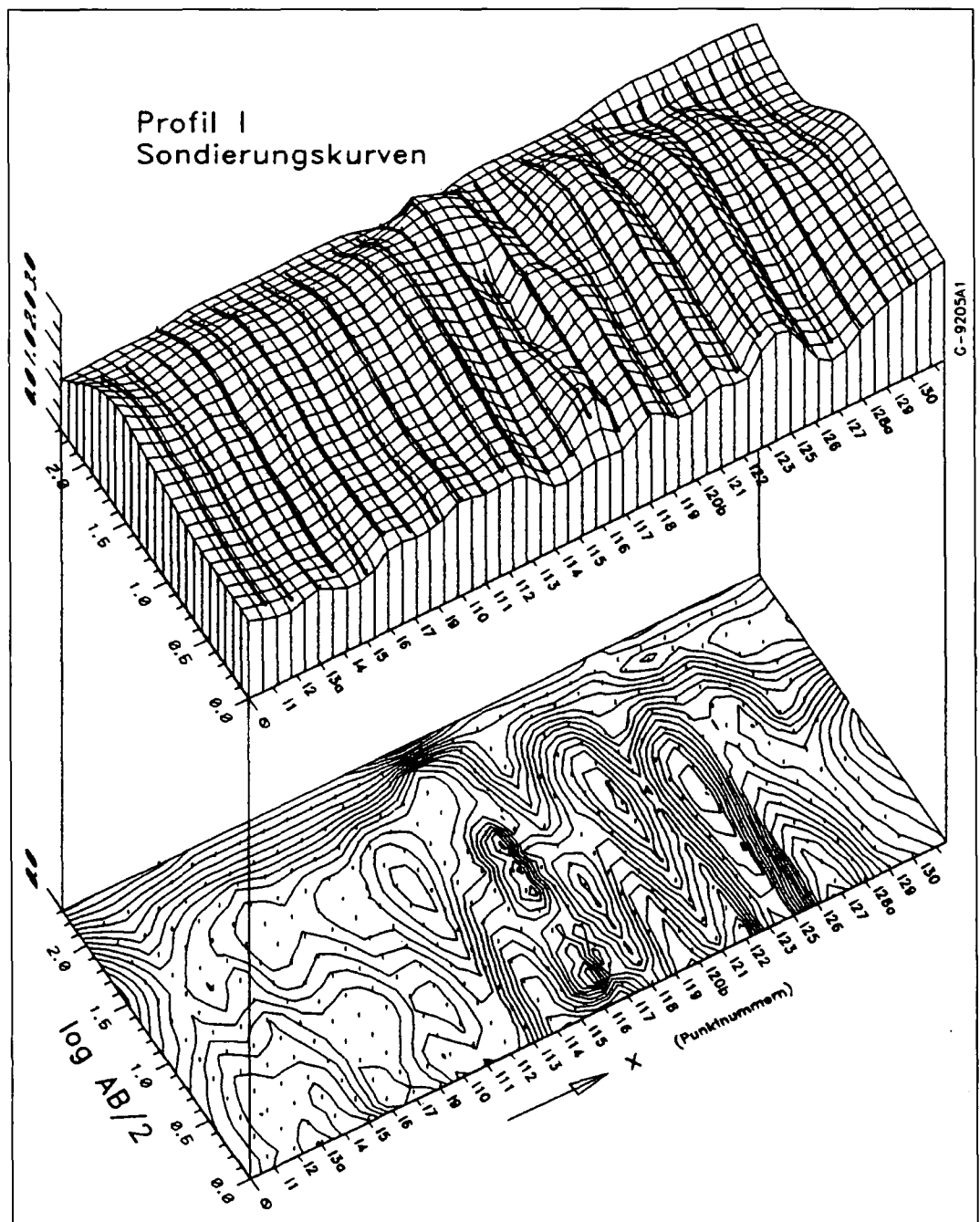
Da die Widerstän-
de und Schicht-
mächtigkeiten bei
diesen Berechnun-
gen wie bereits er-
wähnt in Form eines
Produktes eingehen
ist die Lösung die-
ses Problems
mehrdeutig.

Eine geringmäch-
tige hochohmige
Schicht liefert das
gleiche Ergebnis
wie eine mächtige-
re, aber dafür nie-
derohmigere
Schicht.

Speziell in Situa-
tionen, in denen ho-
he Widerstands-kon-
traste zwischen den
Schichten auf-tre-
ten, kann dies zu er-
heblichen Verschie-
bungen in den bere-
chneten Tiefen der
Schichtgrenzen föhren. Weiters neigen auch die meisten
Inversionsprogramme dazu, bei einem hohen Wider-
stands-kontrast zwischen den Schichten eine künstliche
Übergangsschicht hineinzurechnen. Sehr oft hat dann in
diesen Fällen diese Schicht keinen Bezug zum physika-
lischen Aufbau des Untergrundes und stellt somit nur einen
Recheneffekt dar.

Hat man z.B. keine Ergebnisse von Bohrungen zur Ver-
fügung, an denen die erhaltenen Ergebnisse überprüft
werden können, kann es hierbei leicht zu einer Fehlinter-
pretation kommen.

Handelt es sich bei diesen Schichten mit starkem Wi-
derstandsunterschied z.B. um hochohmigen trockenen
Schotter und niederohmigen Ton bzw. Tonmergel, so hat
dieser künstliche Horizont Widerstände, die im Bereich
von grundwassergesättigten Schottern liegen. Somit
kann das Vorliegen eines derartigen Horizontes oft nur
vorgetäuscht werden.



Daher muß in Gebieten, in denen solche Situationen
auftreten können, eine sehr sorgfältige Interpretation der
Messungen durchgeführt werden und möglichst versucht
werden, sich mit den geoelektrischen Messungen an eine
Bohrung anzuhängen und die Interpretationsmethode an
den Bohrergergebnissen zu überprüfen und zu eichen.

Die obig beschriebene Situation tritt nun, wie bereits
auch an anderer Stelle untersucht wurde, in Oberöster-
reich bei den oberpliozänen Schotterkörpern auf, die
meist direkt, ohne einen ausgeprägten Grundwasserhor-
izont, auf niederohmigem Tonmergel miozäner Schicht-
glieder lagern.

In Verbindung mit den Ergebnissen von Bohrungen wur-
de nun speziell für dieses Gebiet eine Auswertemethode
entwickelt, die in den bisher bearbeiteten Gebieten relativ
gute Ergebnisse geliefert hat. So konnten für die Schicht-
grenze Schotter-Tonmergel meist gut mit der Realität
übereinstimmende Tiefenwerte berechnet werden.

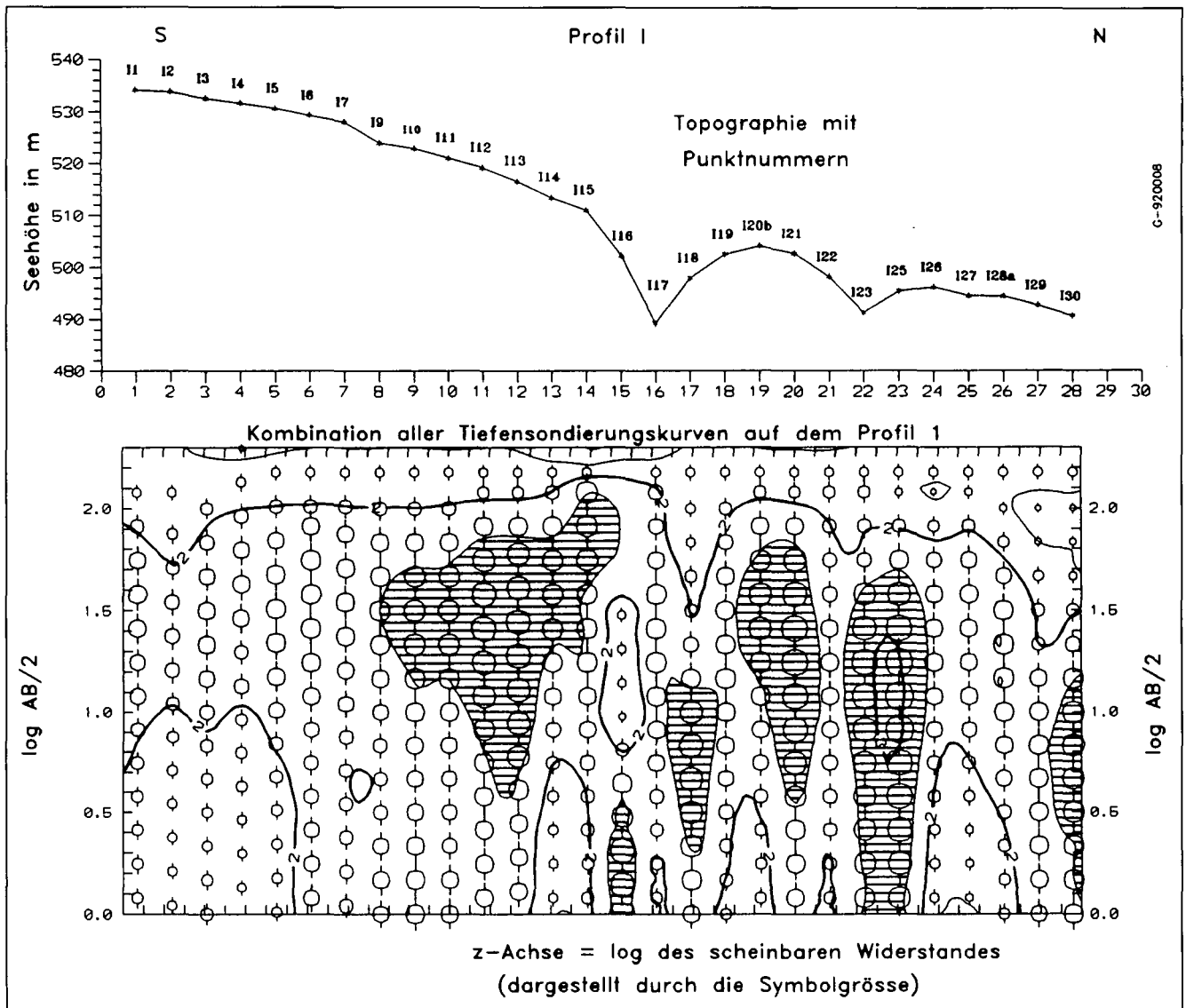


Abb. 10. Zusammenfassende Darstellung der Topographie und der Tiefensondierungskurven auf dem Profil I.

Daher wurde nun versucht, mit Hilfe dieser Methode, die im Jahr 1980 in Geiersberg durchgeführten geoelektrischen Messungen zu reinterpretieren. Um den Arbeitsaufwand für diese Art der Auswertung zu verringern, wurde von E. NIESNER ein Computerprogramm erstellt, in das diese Methode eingearbeitet wurde. Die Arbeitsweise der Methode soll nun kurz beschrieben werden.

Für die Inversion der Sondierungskurven wurde eine Auswertemethode nach ZOHDY (1974, 1989) verwendet, bei der mit einer der Anzahl der Meßpunkte entsprechenden Schichtenanzahl gerechnet wird. Dabei wurde versucht, eine möglichst gute Anpassung zwischen den gerechneten und den gemessenen Kurven zu erreichen, wobei die Optimierung über den Kompaktionsfaktor durchgeführt wurde. Einen weiteren aber nur teilweise variierbaren Parameter stellt auch der Widerstand der Rieder Schichten dar. Wie bereits in dem einführenden Kapitel ausgeführt, ist der Widerstand der Rieder Schichten durch die in einigen Fällen zu kurzen Aufstellungslängen nicht gut definiert. In diesen Fällen wurde versucht, die Optimierung des Schichtenmodells so durchzuführen, daß die Variationen des Widerstandes der Rieder Schichten in nicht so gut definierten Bereichen möglichst gering sind. In das obig erwähnte Auswerteprogramm wurde

auch die Möglichkeit eingebaut, bei der Inversion auch die Ergebnisse der Auswertung der benachbarten Tiefensondierungskurven zu berücksichtigen. Damit konnte eine weitere Optimierung erzielt werden, da nicht nur, wie derzeit noch allgemein üblich, jede Kurve einzeln ausgewertet wird, sondern auch noch wesentliche zusätzliche Informationen von den in der Nähe liegenden Kurven miteinbezogen werden können. Dieses so erhaltene Schichtenmodell wurde anschließend noch weiter bearbeitet, um die signifikanten Schichtgrenzen und die mittleren Widerstände des so erhaltenen Schichtenmodells zu berechnen. Die Art der Bearbeitung und deren Begründung werden ausführlich im nächsten Kapitel behandelt. Weiters standen in diesem Gebiet auch die Daten einer Reihe von Schußbohrungen zur Verfügung, an denen die Ergebnisse eingehängt werden konnten.

In den weiteren Interpretationsschritten werden nun unter Verwendung der berechneten Widerstandstiefenfunktion die signifikanten Schichtgrenzen im Untergrund ermittelt. Ziel ist es, eine möglichst kontinuierliche Funktion des Widerstandes mit der Tiefe zu erhalten, um in der Folge diese Funktion genauer analysieren zu können. Dieses erste Schichtenmodell wird nun im logarithmischen Maßstab interpoliert, um eine stetige Funktion zu erhalten. Da-

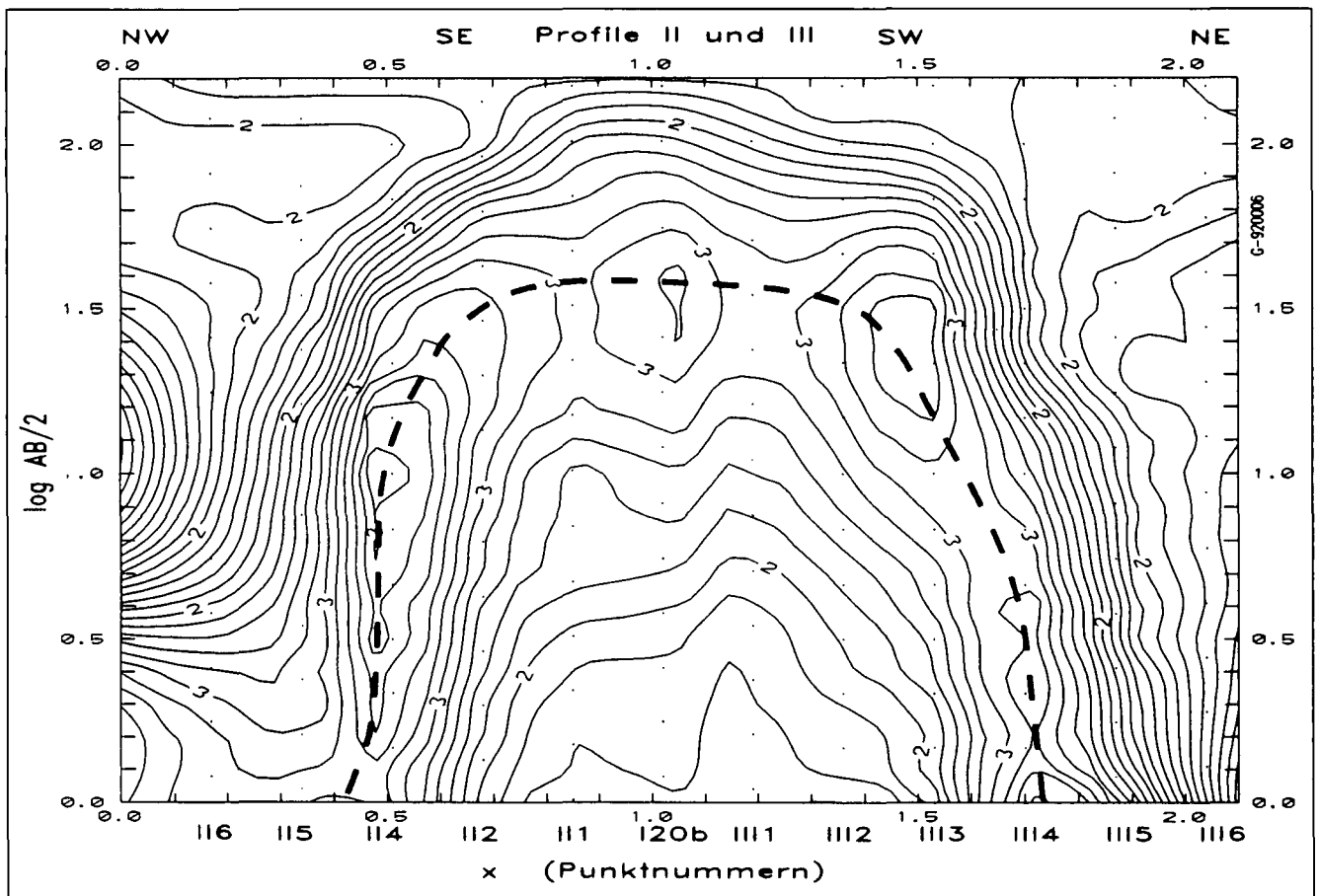


Abb. 11.
Isolinienkarte der scheinbaren Widerstände von den Profilen II und III.

bei wird auch eine Glättung der Werte angebracht, um Ausreißer bei den Messungen zu eliminieren und auch, um speziell den niederfrequenten Anteil der Kurve, der den grundlegenden Aufbau des Untergrundes enthält, hervorzuheben.

Für die weitere Analyse wird nun diese Kurve in den linearen Maßstab transformiert. Die Transformation an dieser Stelle der Auswertung hat in den bisher betrachteten Gebieten gute Ergebnisse geliefert. Zur Analyse dieser Kurve werden nun die 1. und 2. Ableitung berechnet, so daß die Extremwerte, die Steigung der Kurve und die Lage der Wendepunkte als zusätzliche Hilfe bei der Interpretation vorliegen. Vergleiche mit den Ergebnissen von Bohrungen haben ergeben, daß speziell die Wendepunkte dieser Schichttiefenkurve gut mit den tatsächlichen Schichtgrenzen übereinstimmen. Damit lassen sich über die Wendepunkte die Schichtgrenzen gut festlegen. Bei der daran anschließenden Inversion der Feldmeßkurven können nun diese Schichtgrenzen fixiert werden und die zugehörigen Schichtwiderstände mit dem Programm berechnet werden. Diese hier kurz beschriebene Auswertemethode wurde nun für die Interpretation der im Raum Geiersberg gemessenen Tiefensondierungskurven verwendet. Bei dem dafür entwickelten Programm können mehrere Kurven gleichzeitig bearbeitet werden.

5.3.4. Zur Lage der Schichtgrenzen

Die aus den Wendepunkten bzw. den Nullstellen der zweiten Ableitung der Widerstandstiefenkurve ermittelte Schichtgrenze zwischen dem Schotter und den tieferen Schichten paßt relativ gut mit den Ergebnissen aus Boh-

rungen in diesem Gebiet zusammen. Die Schichtgrenze, die zwischen der niederohmigeren Lehm-Sandschicht und den darunterliegenden Schottern ermittelt wurde, liegt jedoch im Vergleich mit den Ergebnissen aus den Bohrungen zu tief. Ein Blick auf die berechneten optimalen Widerstandstiefenfunktionen zeigt, daß dieser Übergang zwischen diesen beiden Schichten relativ langsam erfolgt. Diese Übergangszone weist somit keine scharfe Schichtgrenze auf, sondern eine Übergangszone mit einem Widerstandsgradienten. Petrophysikalisch kann dies bedeuten, daß der Ton- bzw. Lehmanteil in diesen Schichten mit steigender Tiefe kontinuierlich abnimmt und dadurch die Schichtwiderstände steigen. Die Widerstände, die an der Stelle der durch die Wendepunkte der Kurve festgelegten Schichtgrenzen auftreten, liegen im Schnitt bereits bei etwa 500 Ohm·m.

Wie die Ergebnisse von Labormessungen zeigen, können Schichten mit Widerständen in dieser Größenordnung petrophysikalisch nicht mehr als Lehm-Sand-Gemisch bezeichnet werden. Dies bedeutet jedoch, daß die über die 2. Ableitung festgelegte Schichtgrenze bereits in dem Schotterhorizont verläuft. Dieses Ergebnis kann auch durch die Ergebnisse der Bohrungen belegt werden.

Die über die Wendepunkte der Widerstandstiefenfunktion festgelegte Schichtgrenze bedeutet, daß sich an dieser Stelle die Krümmung der Kurve von konvex zu konkav bzw. umgekehrt ändert. Das heißt aber auch, daß die Widerstandszunahme bzw. die Widerstandsabnahme mit der Tiefe an den so definierten Schichtgrenzen am größten ist.

Handelt es sich nun um eine echte Schichtgrenze, so wird die Lage des Wendepunktes der Widerstandstiefen-

funktion genau mit der Schichtgrenze übereinstimmen. Je mehr man sich z.B. einer hochohmigen Schichtgrenze nähert, desto stärker wird die Widerstandszunahme sein. Hat man aber die Schichtgrenze überschritten, so wird die Größe der Widerstandszunahme wieder geringer.

Nimmt jedoch der Widerstand in dieser Zone kontinuierlich mit der Tiefe zu bzw. ab, z.B. durch die Änderung des Verntonungsgrades einer Schicht, so kann diese über den Wendepunkt bestimmte Schichtgrenze an einer Stelle auftreten, die nicht mit einer echten Schichtgrenze identisch ist. Die Lage dieser Schichtgrenze ist dann nur von der jeweiligen Änderung der Verntonung der Schicht abhängig.

Allerdings zeigt diese so definierte Grenze sehr wohl den Verlauf von petrophysikalischen Eigenschaften im Untergrund, indem sie Punkte mit gleicher Charakteristik untereinander verbindet. Für die Korrelation ist daher diese Grenze äußerst wichtig, da sie nicht auf die absoluten Widerstandswerte sondern nur auf Änderungen der petrophysikalischen Eigenschaften reagiert.

Man kann also „Schichtgrenzen“ im Untergrund grundsätzlich auf zwei verschiedene Arten definieren:

- 1) Entweder betrachtet man die absoluten Werte der petrophysikalischen Eigenschaften, in unserem Fall des elektrischen Widerstandes. Damit korreliert man Zonen, deren elektrischen Widerstände ähnlich sind.

Treten allerdings innerhalb einer geologischen Schicht auf Grund unterschiedlicher Sedimentationsmilieus oder anderer Ursachen laterale Widerstandsänderungen auf, so werden sich bei dieser Art der Korrelation Schichtgrenzen ergeben, die von den geologischen Schichtgrenzen abweichen. Es können dann Zonen aus unterschiedlichen geologischen Schichten korreliert werden, nur weil die Widerstände in beiden Schichten zufällig den gleichen Wert haben. Eine Widerstandshochzone einer im allgemeinen niederohmigen Schicht kann im Extremfall mit einer Widerstandsminimumzone einer hochohmigen Schicht korreliert werden. Die dabei ermittelten Schichtgrenzen sind damit nicht mehr mit den geologischen identisch.

Treten innerhalb von Horizonten starke laterale Widerstandsänderungen auf, so erkennt man dies bei dieser Art der Festlegung der Schichtgrenzen daran, daß die Korrelation der Schichten zwischen zwei Meßpunkten zunehmend schwieriger wird und weiters auch die korrelierten Schichten ein sehr starkes Relief, bzw. auch starke Schwankungen, in den Schichtmächtigkeiten zeigen.

- 2) Die zweite Art der Festlegung von Schichtgrenzen ist es, die Änderungen der petrophysikalischen Eigenschaften, in diesem Fall des elektrischen Widerstandes, zu betrachten und für die Korrelation zu verwenden.

Bei dieser Art der Korrelation ergeben sich auch bei starken lateralen Widerstandsänderungen gut korrelierbare Schichtgrenzen, die auch meist mit den geologischen Schichtgrenzen übereinstimmen. Auch die charakteristischen Änderungen innerhalb der Widerstandstiefenkurve können wie ein Fingerabdruck zur Korrelation der Schichten verwendet werden und erleichtern die Korrelation der Schichten zwischen zwei Meßpunkten wesentlich.

Für eine Korrelation der Schichten entlang eines Profils und zum Ermitteln des geologischen Einfallens der Schichten ist diese Methode besser geeignet, da sie

weitgehend unabhängig von lateralen Änderungen der absoluten Schichtwiderstände ist.

Aber auch bei dieser zweiten Art der Korrelation müssen die Schichtgrenzen nicht immer mit geologischen Schichtgrenzen übereinstimmen. Dies ist insbesondere dann der Fall, wenn Übergangszonen auftreten, an denen es zu einer kontinuierlichen Änderung des elektrischen Widerstandes mit der Tiefe kommt. Dies ist im vorliegenden Beispiel an der Schichtgrenze zwischen dem Lehm-Sand und dem Schotterhorizont der Fall. Die tatsächliche geologische Schichtgrenze wird dann durch diese Gradientenzone stark verwischt und ist nicht mehr als Krümmungsänderung in den Widerstandstiefenkurven erkennbar. Je geringmächtiger diese Schicht ist, desto stärker tritt dieser Effekt auf. Die Lage der Schichtgrenze ist dann wesentlich von der Änderung des Verntonungsgrades innerhalb dieser Übergangszone abhängig. Sehr wohl gibt aber diese Schichtgrenze eine gut korrelierbare Grenze.

Für eine gute Interpretation eines mit der Geoelektrik gemessenen Profils ist es also notwendig, diese beiden Betrachtungsweisen bei der Gesamtkorrelation zu verwenden.

Als geologische Schichtgrenzen sollen daher nach obigen Überlegungen primär die Änderungen der petrophysikalischen Eigenschaften herangezogen werden. Nur wenn die dabei erhaltenen elektrischen Widerstände an den Schichtgrenzen nicht zu einer guten lithologischen Gliederung verwendet werden können, müssen weitere Schichtgrenzen mit Hilfe der Werte des absoluten Widerstandes herangezogen werden, wobei man sich jedoch dabei bei dem Einfallen der so korrelierten Schichten an den über die Änderungen des elektrischen Widerstandes erhaltenen Schichtgrenzen orientieren sollte.

Im vorliegenden Beispiel muß in das Profil auf Grund der obigen Überlegungen noch eine weitere Schichtgrenze, die über die absoluten Widerstandswerte festgelegt ist, eingefügt werden. Die Widerstandsgrenze zwischen dem aus Aufschlüssen ausgewiesenen Lehm-Sand- bzw. Lehm-Schottergemisches zu den oberpliozänen Schottern liegt, wie die Mittelwerte aus den Einzelinversionen der geoelektrischen Kurven zeigen, zwischen 50 und 200 Ohm·m.

Der Mittelwert für den Widerstand der Humusschicht liegt in diesem Meßgebiet bei etwa 140 Ohm·m. An der über die Widerstandsänderungen festgelegten Grenze zwischen Humus und der Lehm-Sand-Schicht läßt sich ein mittlerer Widerstand von 140 Ohm·m ablesen. Diese Schichtgrenze ist gut definiert und die Übergangszone ist sehr schmal. Einflüsse einer Widerstandsgradientenzone an dieser Schichtgrenze scheiden somit aus. Damit kann auf diesem Profil die geologische Grenze zwischen dem Humus und der Lehm-Sand-Schicht bei 140 Ohm·m festgelegt werden.

Dieser absolute Widerstandswert wurde auch für die noch einzufügende Grenze zwischen der Lehm-Sand Schicht und der Schotterschicht verwendet. Mit diesen Überlegungen konnte somit auch diese Schichtgrenze in guter Übereinstimmung mit den Bohrerergebnissen festgelegt werden.

Die Schichtgrenze im Liegenden der Schotterschicht zu den Rieder Schichten zeigt einen sehr raschen Übergang des Widerstandes, woraus geschlossen werden kann, daß die über die Änderungen der Widerstandstiefenfunktion festgelegten Schichtgrenzen mit der geologischen Schichtgrenze übereinstimmen. Auch die Widerstands-

werte an dieser Schichtgrenze bestätigen dieses Ergebnis ebenso wie die Bohrergebnisse.

Damit sind die Schichtgrenzen in diesem Gebiet in ihrer Lage fixiert. Die Tatsache, daß die über die absoluten Widerstandswerte und die über die Wendepunkte festgelegten Schichtgrenzen beim Übergang zwischen der Lehm-Sand-Schicht und dem Schotter nicht zusammenfallen, deutet darauf hin, daß sich die Widerstände innerhalb der Schicht in vertikaler Richtung verändern, und zwar nehmen sie mit zunehmender Tiefe zu. Zwar lassen sich die Sondierungskurven auch mit einem über die gesamte Schottererschicht konstanten Widerstand mit einem geringen Fehler invertieren, jedoch deutet der relativ langsame Anstieg der Widerstandstiefenfunktion in der Schottererschicht und auch diese Differenz zwischen den beiden Schichtgrenzen darauf hin, daß eine vertikale Änderung des Widerstandes innerhalb der Schottererschicht auftritt. Wenn die obigen Annahmen zutreffend sind, läßt sich damit weiters schließen, daß die Vertonung der Schottererschicht mit zunehmender Tiefe abnimmt. Daraus folgt, daß die Vertonung der Schottererschicht an deren Basis am geringsten ist.

Da die Lage der Schichtgrenzen fixiert ist, sind somit auch die lateralen Änderungen in den elektrischen Widerständen der Schichten fixiert. Damit lassen sich auch Aussagen über die lateralen Änderungen der Vertonung im speziellen des Schotterhorizontes treffen.

In dem Untersuchungsgebiet bei Geiersberg konnte kein ausgeprägter Grundwasserhorizont über den Rieder Schichten festgestellt werden. Damit wird aber der Widerstand des Schotterhorizontes im wesentlichen nur durch den Tonanteil in den Schottern bestimmt. Bei Annahme des Tonwiderstandes, des Formationswiderstandsfaktors und der Tonverteilung läßt sich damit auch der Vertonungsgrad des Schotterhorizontes abschätzen. Für den Tonwiderstand kann der Widerstand der Tone in den umgebenden Schichten herangezogen werden. Dieser muß jedoch nicht in allen Fällen mit dem Widerstand der in den Schottern eingelagerten Tone übereinstimmen. Im Bereich der Bohrlochmessungen, wo die Bestimmung des Tonanteils einer Formation wesentlich für die gesamte Interpretation ist, wurden genaue Untersuchungen über diese Zusammenhänge durchgeführt, wobei als Ergebnis oft große Unterschiede zwischen den in den vertonten Formationen eingelagerten Tönen und den Widerständen von benachbarten Tonschichten festgestellt wurden (W.R. ALMON, 1982). Die Widerstände dieser eingelagerten Tone sind wesentlich durch die Art ihrer Entstehung bestimmt. Auch konnte das Auftreten unterschiedlicher Tonminerale in Formation und umgebenden Schichten in verschiedenen Fällen festgestellt werden.

Die Berechnung des Vertonungsgrades muß daher immer unter diesem Gesichtspunkt betrachtet werden, und vor der Übernahme dieser Werte sind die Voraussetzungen, die zu diesem Ergebnis führten, unbedingt genau zu überprüfen. Weiters wird bei diesen Betrachtungen immer davon ausgegangen, daß die Lage der Schichtgrenzen genau bestimmt werden konnte. Wie jedoch die Fehlerbetrachtungen zu Beginn dieser Arbeit gezeigt haben, können bei der Bestimmung der Schichtgrenzen besonders der tieferliegenden Schichten relativ große Fehler, im Extremfall von $\pm 50\%$ auftreten. Jede Änderung der Lage der Schichtgrenzen verändert jedoch auch die für die Schichten berechneten Widerstände. Da die Berechnung der Vertonung direkt mit den Schichtwiderständen verknüpft ist, wirken sich diese Fehler natürlich auch auf den berechneten Vertonungsgrad aus.

Können jedoch die Schichtgrenzen durch Zuhilfenahme anderer Informationen wie z.B. durch das Einhängen von Schichten an Bohrungen zuverlässig festgelegt werden, so verringert sich der Fehler in der Bestimmung des Vertonungsgrades.

Insgesamt können relative Änderungen des Vertonungsgrades sicher besser festgelegt werden als die absoluten Werte für die Vertonung.

5.4. Ergebnisse und deren Interpretation

5.4.1. Profile

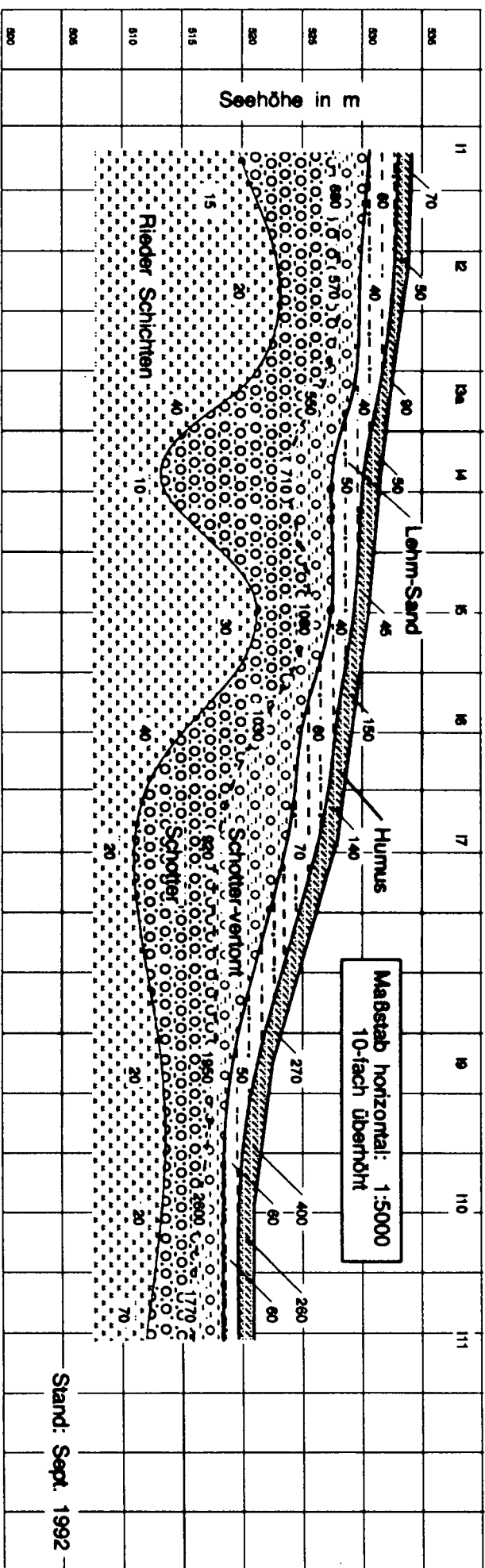
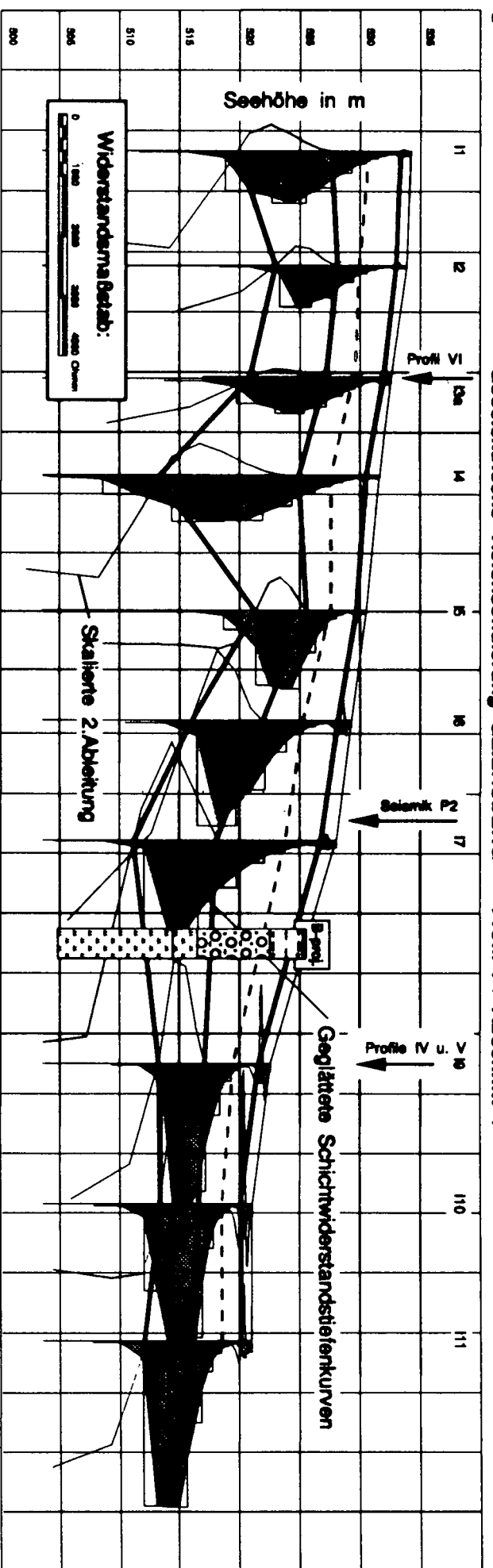
Bei der Interpretation der geoelektrischen Tiefensondierungskurven gibt es einige Hinweise darauf, daß der Schotterhorizont in Geiersberg im oberen Bereich stärker als im unteren Bereich vertont ist. Deshalb wurde auch in den Profildarstellungen eine Trennung dieser beiden Bereiche über die mit der 2. Ableitung der Widerstandstiefenkurve bestimmten Schichtgrenze durchgeführt und beide Bereiche mit einer unterschiedlichen Signatur versehen. Da die innerhalb des Schotterhorizontes verlaufende Schichtgrenze aus den Ergebnissen der Bohrungen noch nicht bestätigt werden kann, weil in diesen Bohrungen keine Bohrlochmessungen durchgeführt wurden, wurden diese beiden Schichten des Schotterpaketes für die Berechnung des Schichtwiderstandes zu einer einzigen Schicht zusammengefaßt. Die in den Profildarstellungen angegebenen Schichtwiderstände für den Horizont 3 beziehen sich daher auf die gesamte Schottererschicht. Die Schichtgrenze zwischen den Horizonten 2 und 3 wurde über die Korrelation gleicher Widerstände bestimmt, während die übrigen Schichtgrenzen über die Widerstandsänderungen festgelegt wurden. Dies führt in manchen Bereichen dazu, daß, auch wenn z.B. der Horizont 3 dem Schotterhorizont zugerechnet wird, dieser Horizont lokal stark vertont sein kann. Dies tritt z.B. auf dem Profil II zwischen den Sondierungspunkten II 4 und II 5 auf. In diesem Bereich kommt es zu einer starken lateralen Änderung der Schichtwiderstände von 3800 auf 240 Ohm-m. Der Vertonungsgrad des Horizontes ändert sich in diesem Bereich daher extrem stark. Würde man in diesem Bereich die Korrelation über die absoluten Widerstände durchführen, so käme es hier zu einem Auskeilen der Schotter. Geologisch sinnvoller erscheint jedoch die in dem Profil eingezeichnete Interpretation, bei der eine laterale Widerstandsänderung innerhalb der Schicht angenommen wird. In der Darstellung der Profile wurde eine einheitliche Signatur für die Schotterhorizonte verwendet, und es wurde beim Einzeichnen der Signatur keine Unterscheidung zwischen stärker und schwächer vertonten Zonen getroffen, da der Vertonungsgrad sowieso über die berechneten Schichtwiderstände ausgedrückt wird. Dies sollte bei der Betrachtung der Profile beachtet werden.

Die Ergebnisse der nach obig beschriebener Methode ausgewerteten Profile sind in den Abbildungen 12 bis 19 dargestellt. Das Profil I wurde dabei in 3 Abschnitten dargestellt. Die Form der Darstellung soll nun etwas näher erläutert werden. Im oberen Teil der Abbildungen sind die berechneten Widerstandstiefenprofile für die einzelnen Meßpunkte dargestellt. Die daraus berechneten und zur Bestimmung der Schichtgrenzen verwendeten kontinuierlichen Widerstandstiefenfunktionen zeigen die schattierten Kurven. Die über die Berechnung der Wendepunkte der kontinuierlichen Widerstandstiefenfunktion bzw. über die absoluten Widerstandswerte bestimmten Schicht-

S

Geoelektrische Tiefenänderung GEIERSBERG Profil I / Abschnitt 1

N



Stand: Sept. 1992

Abb. 12: Geoelektrisches Profil I/1.

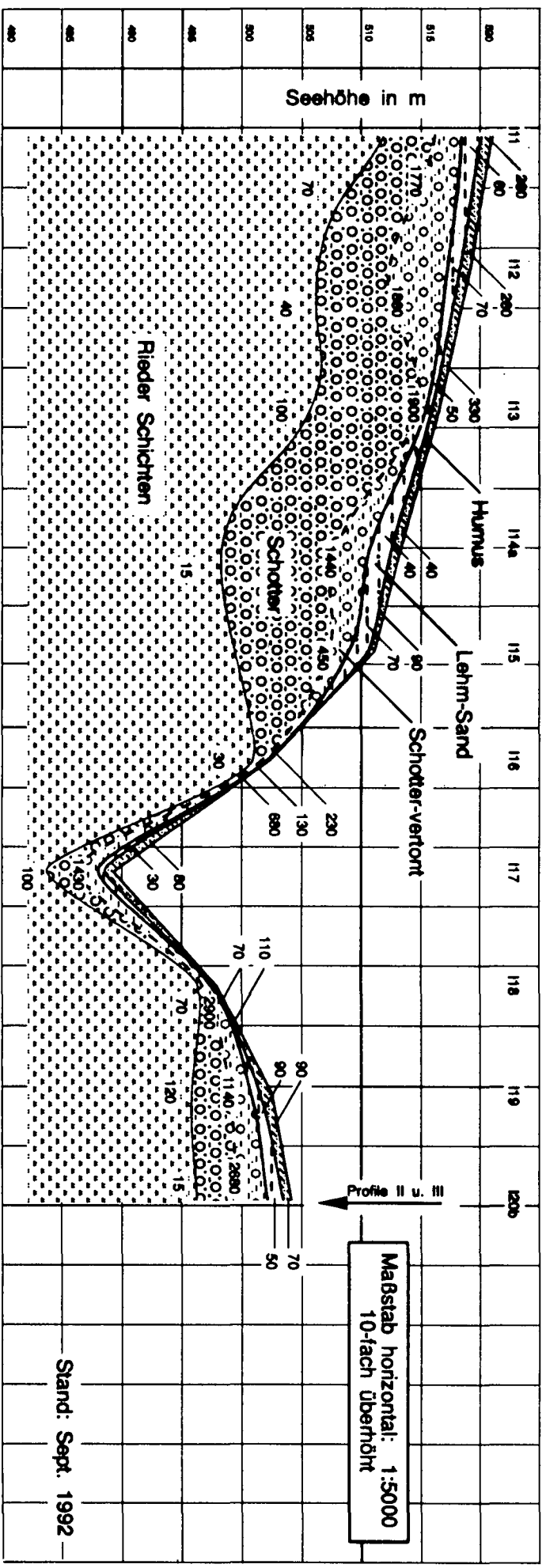
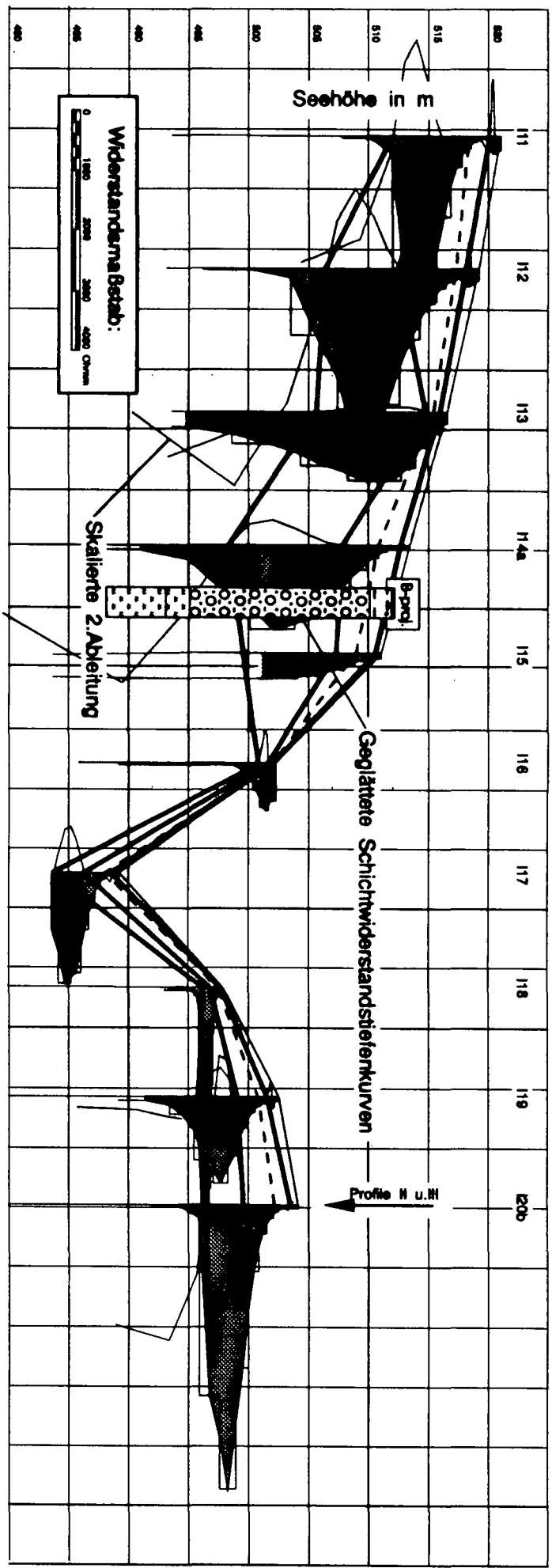


Abb. 13: Geoelektrisches Profil I/2.

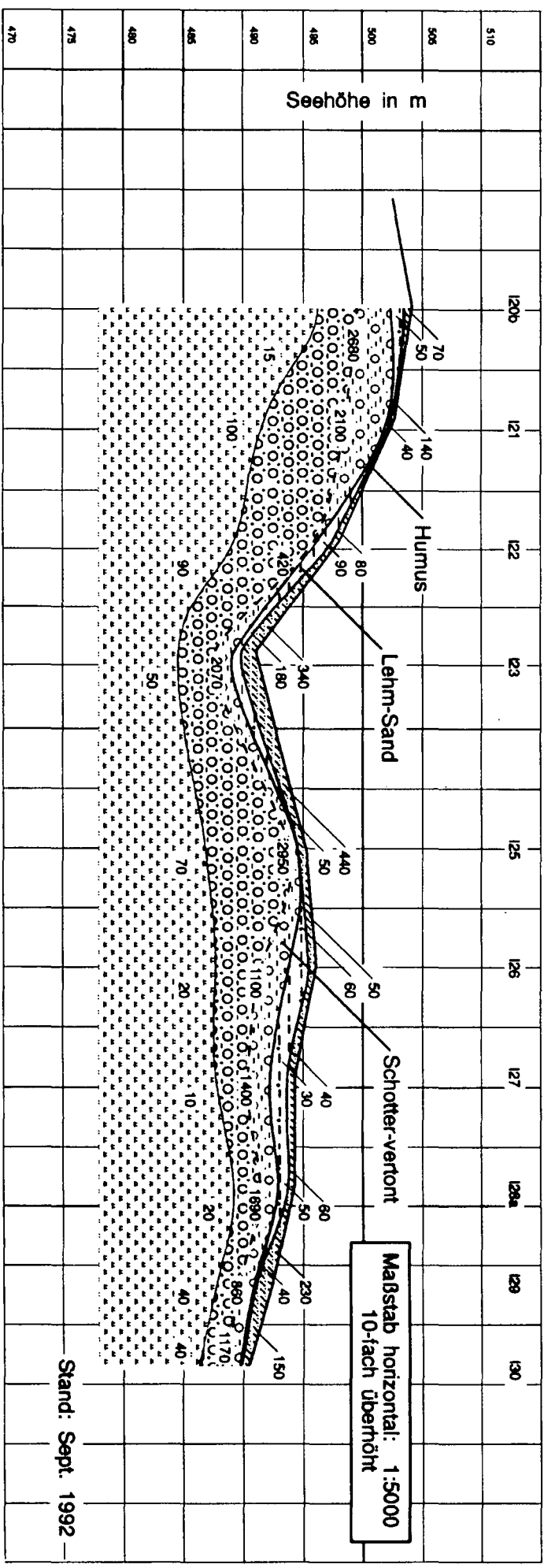
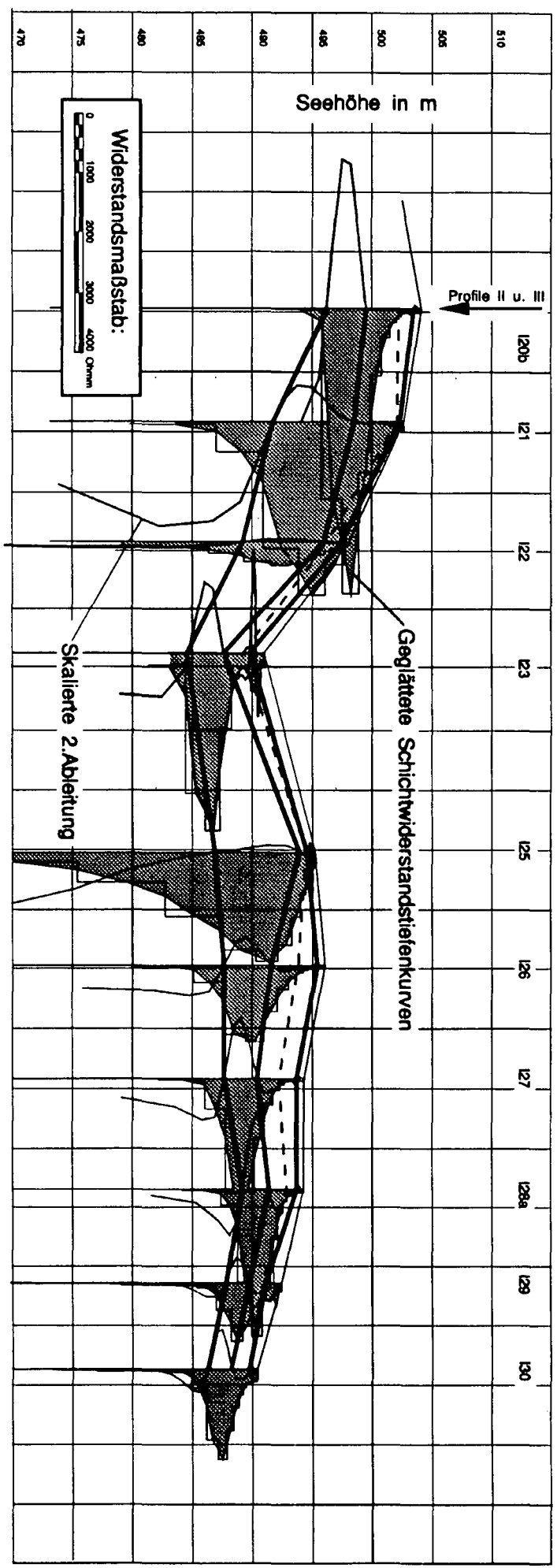
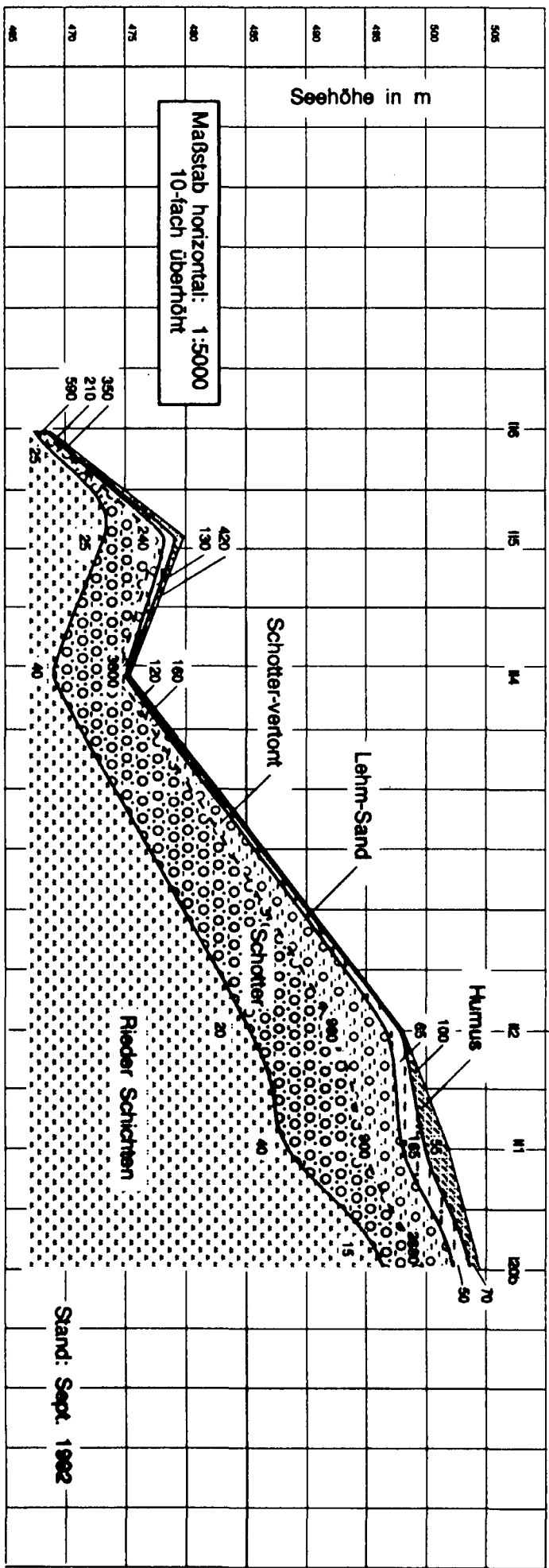
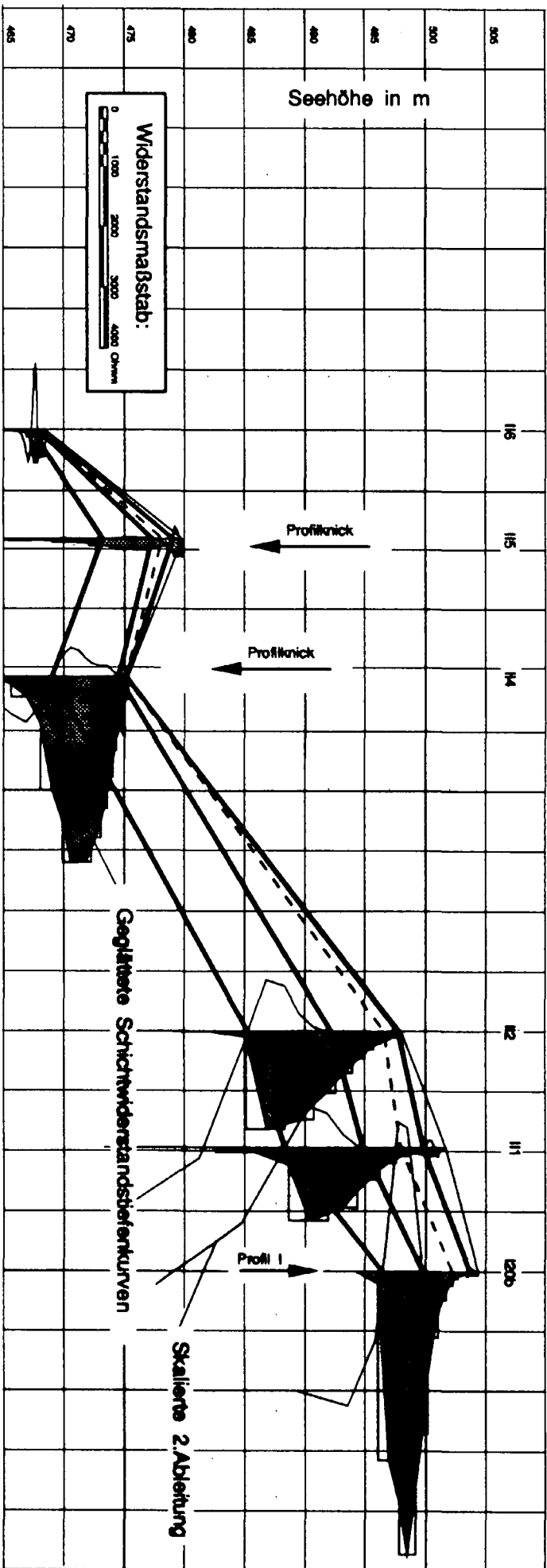
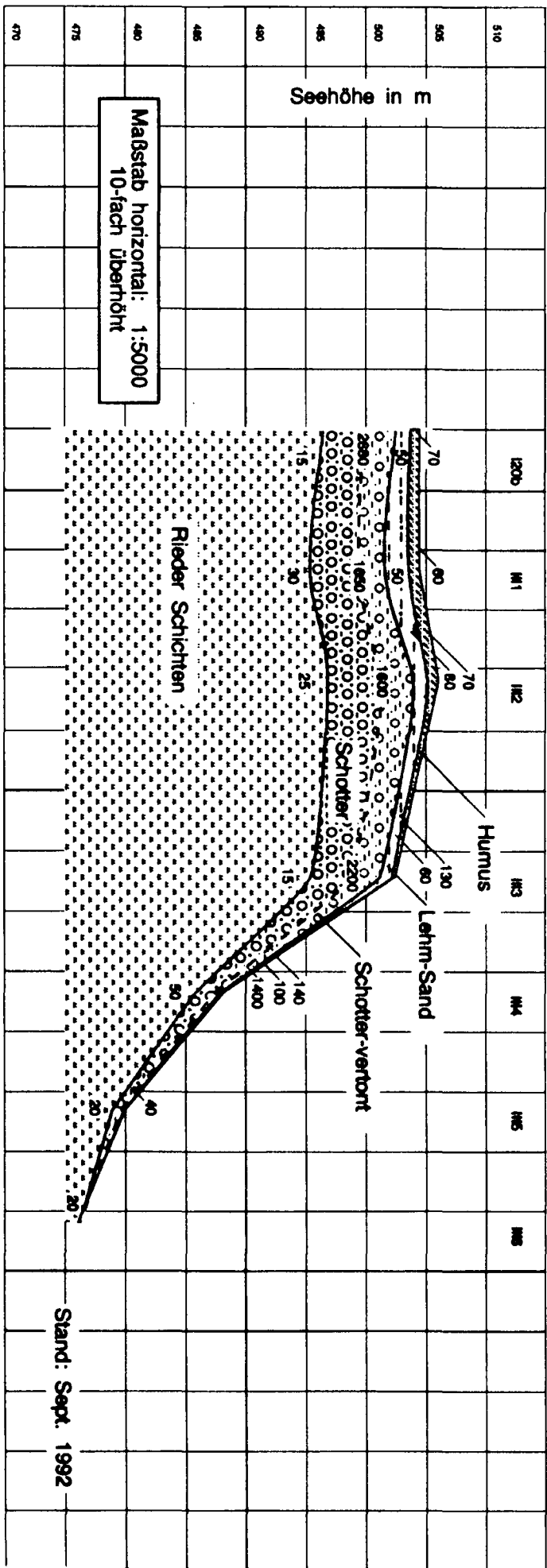
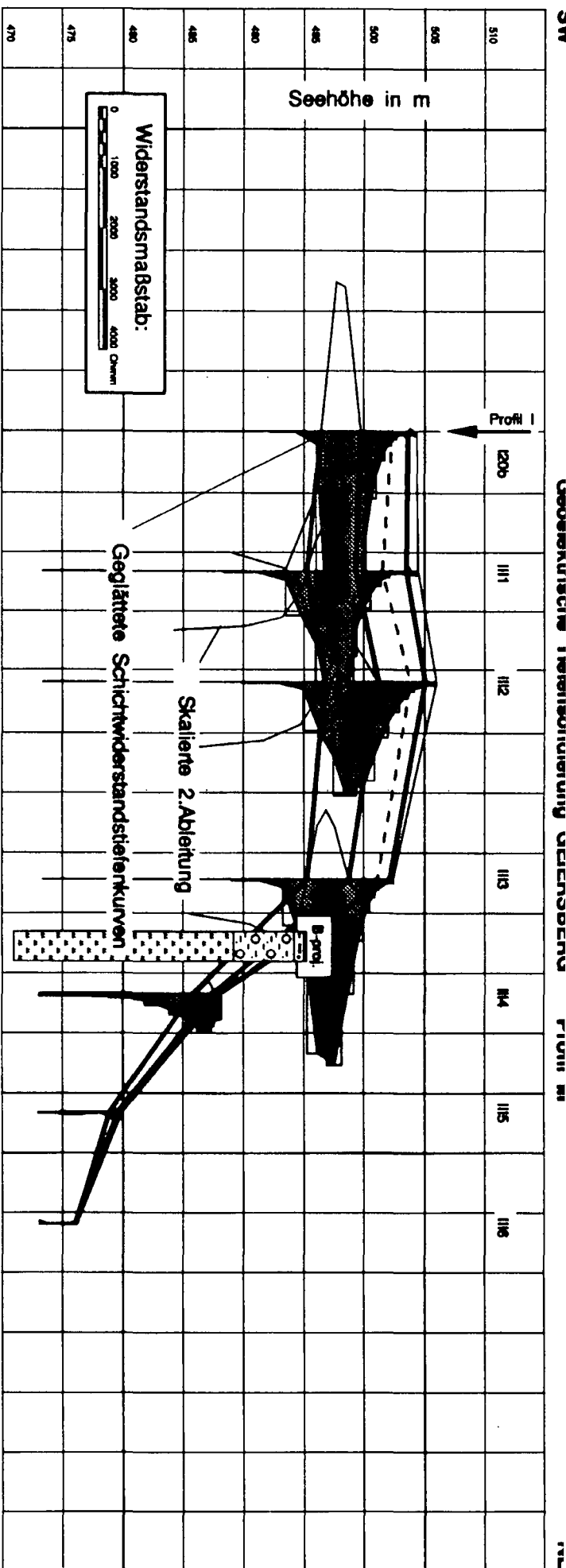


Abb. 14: Geoelektrisches Profil I/3.



Stand: Sept. 1962



Stand: Sept. 1992

Abb. 16: Geoelektrisches Profil III.

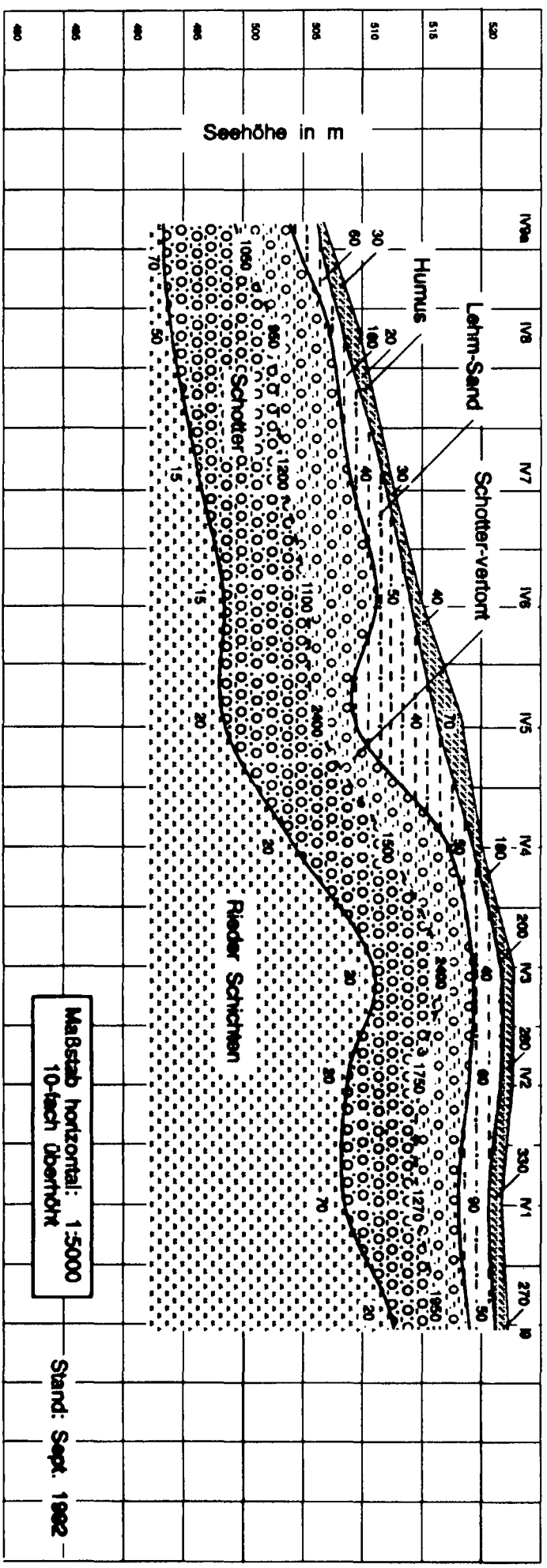
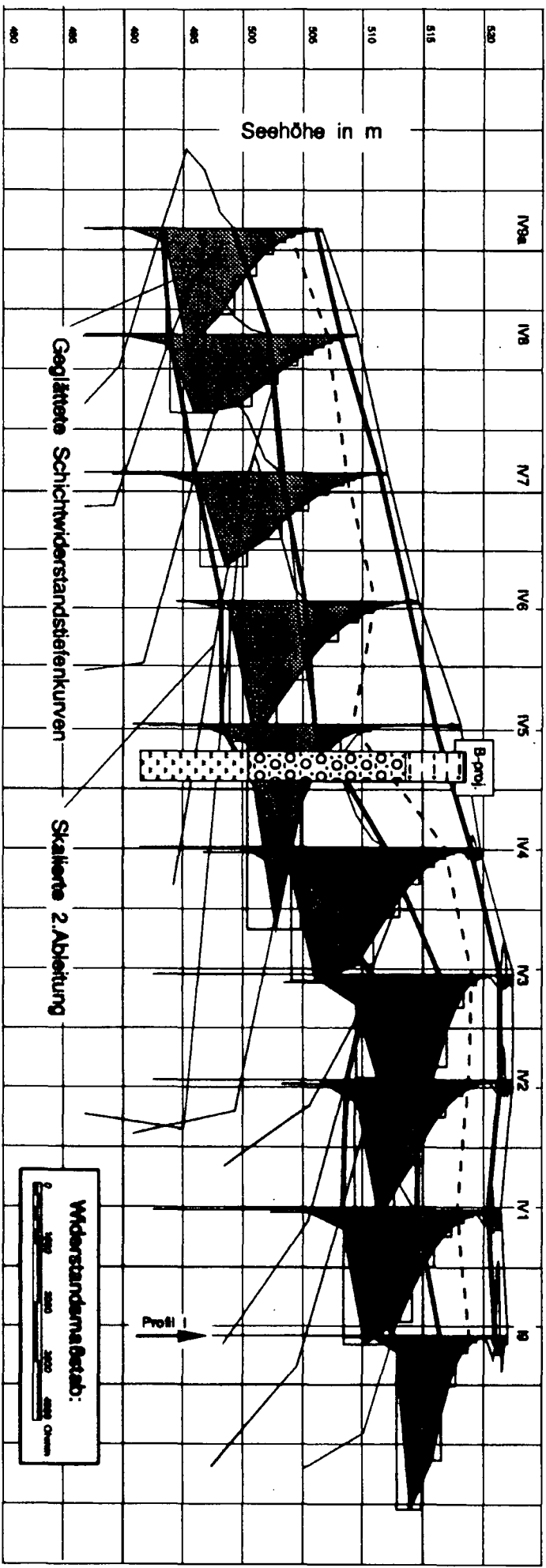
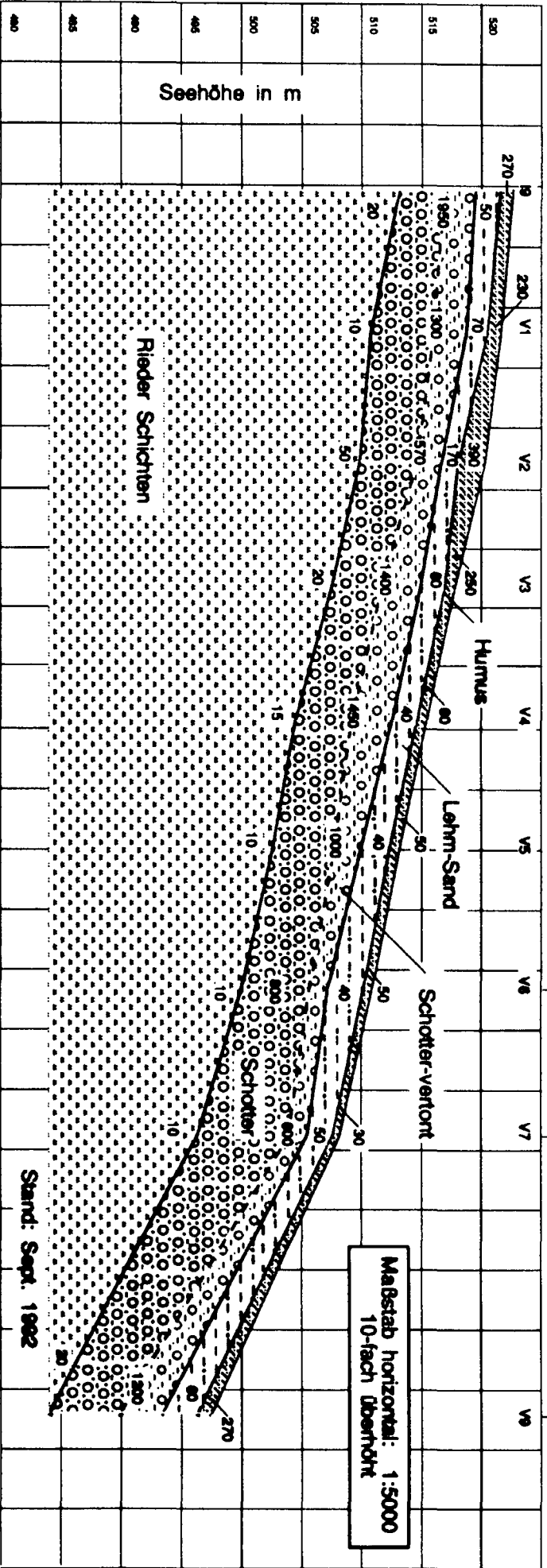
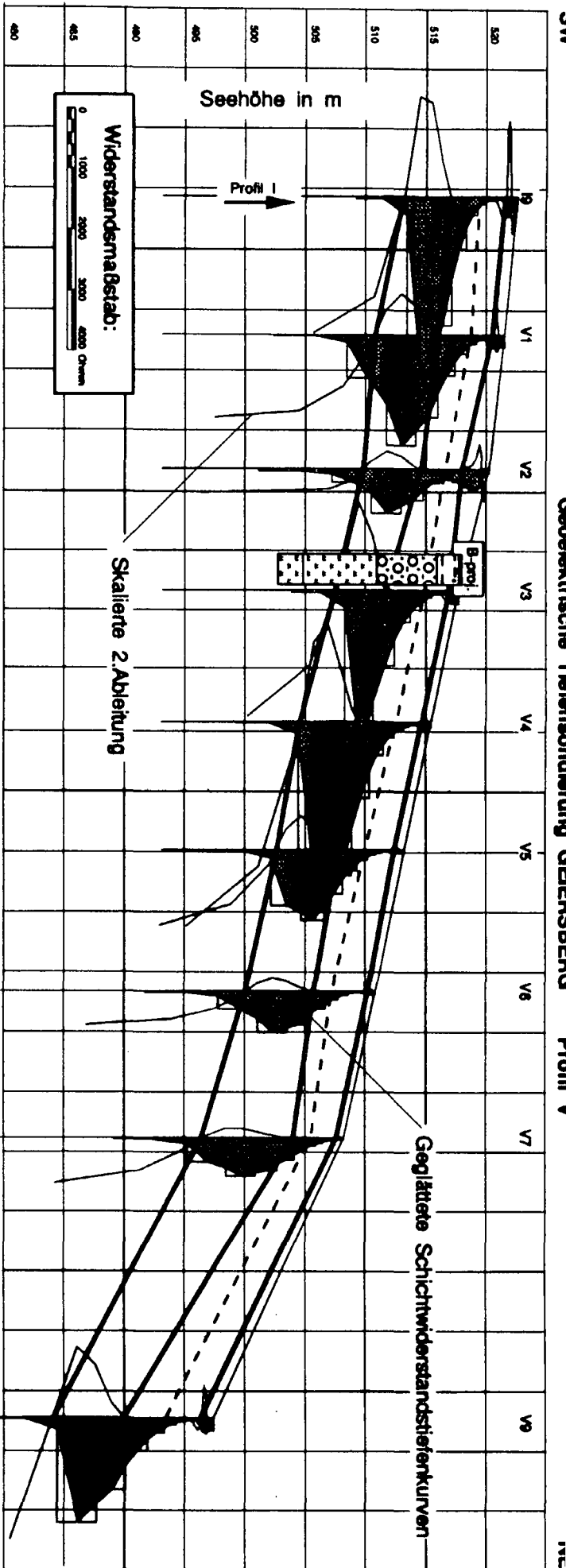


Abb. 17: Geoelektrisches Profil IV.



Rieder Schichten

Maßstab horizontal: 1:5000
10-fach überhöht

Stand: Sept. 1992

Abb. 18: Geoelektrisches Profil V.

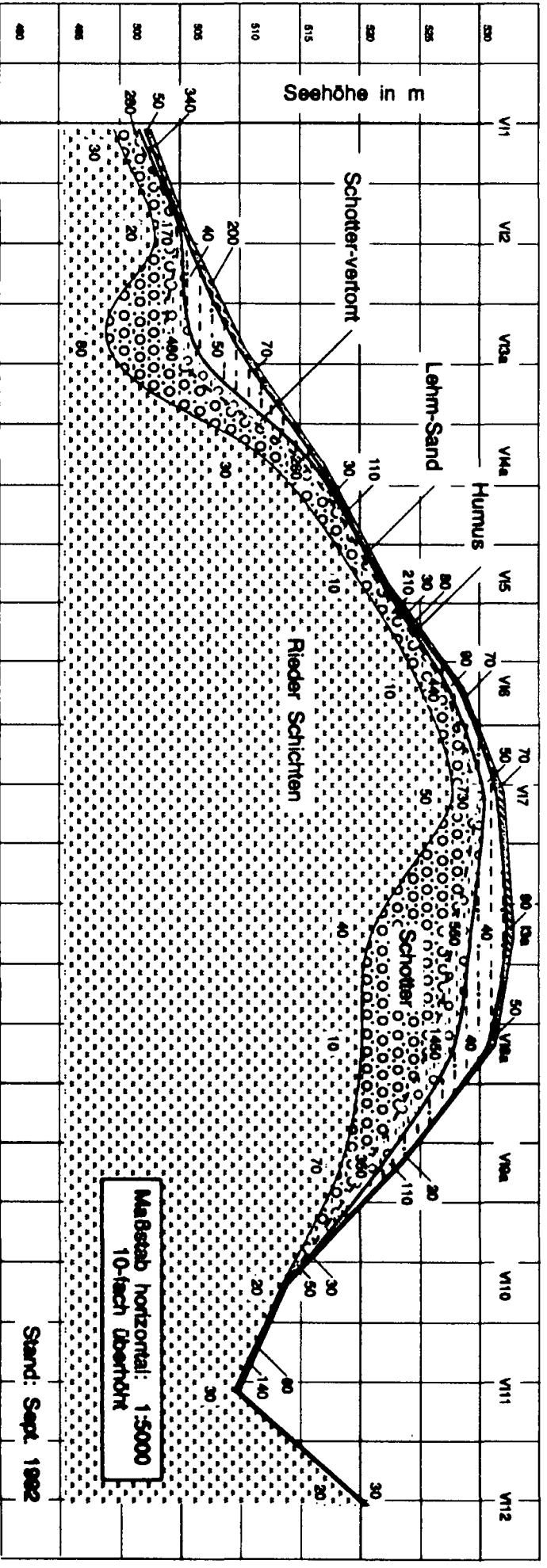
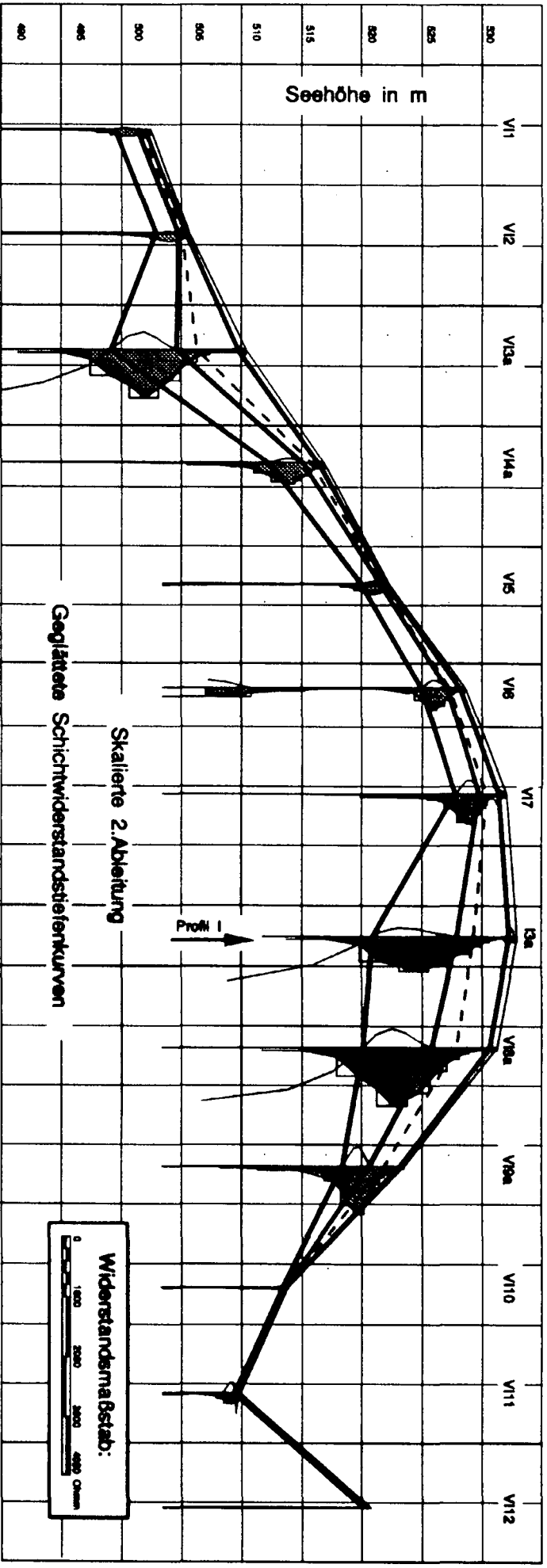


Abb. 19: Geoelektrisches Profil VI.

grenzen sind ebenfalls in diesen Abbildungen dargestellt, sowie auch die berechneten skalierten 2. Ableitungen. In der darunterliegenden Profildarstellung wurden diese Schichtgrenzen geglättet und als geologisches Profil dargestellt. Die Profile wurden mit einem Faktor 1 : 10 stark überhöht gezeichnet. Auch die in der Nähe der Profile liegenden Bohrungen wurden in diesen Abbildungen eingezeichnet. Um nun eine flächenmäßige Betrachtung der Ergebnisse durchzuführen, wurden Struktur- und Mächtigkeitkarten erstellt.

5.4.2. Struktur- und Mächtigkeitkarten

5.4.2.1. Strukturkarte des ρ_4 -Horizontes (Rieder Schichten)

Wie der Vergleich mit den Bohrungen gezeigt hat, liegt der ρ_4 -Horizont im Bereich der Grenze des hochohmigen Pliozänschotters gegen die elektrisch besser leitenden Rieder Schichten. Die Abweichungen der errechneten Tiefenlage des ρ_4 -Horizontes von der parallelisierten geologischen Grenze halten sich in mäßigen Grenzen, sodaß der Entwurf einer Strukturkarte methodisch gerechtfertigt erscheint. Zu Kontrollzwecken wurden auch die Tiefenwerte der Oberkante der Rieder Schichten in den Bohrungen des Meßgebietes angegeben.

Die Strukturkarte läßt als bestimmendes Element einen in sich gegliederten SSW–NNE-streichenden Rücken erkennen, der nach N, W und E regional abfällt. Dabei erfolgt der Abfall der Tiefenlinien von über 520 m ü.A im S auf Werte von ca. 490 m im N. Beim Punkt 17 von Profil 1 reicht aus nordöstlicher Richtung eine seitliche Einmündung herein, in der der Schotterkomplex erodiert ist. Dadurch entsteht nördlich derselben in der 496 m Isohypse eine flache NE–SW-streichende Aufwölbung, von der aus die Isohypsen nach NW bis auf 470 m abfallen. Der nördliche Teil von Profil 1 verläuft anscheinend auf die Westflanke des nunmehr N–S-streichenden Ausläufers des Rückens.

Westlich des Meßgebietes deutet sich noch eine Mulde an, wobei sich an deren SW-Seite in der 506 m-Isohypse ein Sporn aufgrund der Bohrdaten abzeichnet. Nur in diesem SW-Teil sind geringe Schotterreste erhalten geblieben, während diese weiter im N – also im Bereich der angenommenen Muldenzone – zur Gänze ausgeräumt wurden.

5.4.2.2. Mächtigkeitkarte des tonfreien Pliozänschotters

Bei der Auswertung wurde getrachtet, den unterhalb der Lehmdecke befindlichen, stärker lehmig-schluffig gebundenen Schotter abzutrennen, um den praktisch tonfreien und daher höherwertigen Pliozänschotter zu erfassen. Ein klarer Zusammenhang mit der Strukturkarte der Rieder Schichten, in dem Sinne, daß auf dem Rücken die geringsten Mächtigkeiten vorliegen, ist nicht gegeben. Es scheinen vielmehr die Zonen der größten Schottermächtigkeit an den Flanken des Rückens erhalten geblieben zu sein. Generell liegen mäßige (tonfreie) Schottermächtigkeiten vor, die nur lokal 10 m knapp überschreiten. Im NW-Teil des Meßgebietes liegt eine ausgedehnte Zone mit Schottermächtigkeiten von 6–7 m vor. Auch vom P13–14 des Profils 1 zieht eine Maximumzone in östliche Richtung, die am östlichen Ende von Profil 3 immer noch 10 m Schottermächtigkeit aufweist. Auch im südlichen Teil von Profil 1 liegt eine Maximumzone mit Zentrum bei P4 vor, die sich noch nach WNW weiter erstrecken dürfte. Nach S und E

nehmen jedenfalls die Schottermächtigkeiten rasch ab, wie das Profil 4 in Einklang mit den Bohrungen zeigt.

5.4.2.3. Isoohmenkarten

Die Isoohmenverteilung des ρ_3 -Horizontes (Abb. 22) zeigt einen komplexen, schwer zu interpretierenden Verlauf. Bemerkenswert sind gewisse Maximum- und Minimumgebiete. Ein solcher hochohmiger Bereich erstreckt sich im N zwischen den Ästen von Profil 2 mit einem Maximumwert von 2950 Ohm·m bei P 25 von Profil 1. Ein weiteres Maximum, in dem ebenfalls Schotterwiderstände von mehr als 2000 Ohm·m erreicht werden, befindet sich im Westteil von Profil 3. Nördlich vom Ostteil von Profil 3 könnte dagegen ein Widerstandsminimum breiten Raum einnehmen, in dem die Schotterwiderstände auf ca. 500 Ohm·m herabsinken. Die kleinräumigen Schottervorkommen im S des Meßgebietes scheinen größtenteils niederohmiger zu sein, sodaß eine generelle Widerstandsabnahme nach S möglich wäre. Auffallend sind auch ziemlich abrupte Widerstandsänderungen, z.B. bei P 25/Profil 1, wo der Schotterwiderstand sich von 1100 auf 2950 Ohm·m ändert. Da der Schotterwiderstand vornehmlich vom Ton- und Schluffanteil beeinflusst wird, kann angenommen werden, daß dieser an den genannten Stellen vertikal und lateral stärker variiert.

In der Isoohmenkarte des ρ_4 -Horizontes (Abb. 23) sind zwar absolut keine so großen Widerstandsvariationen vorhanden, es zeichnen sich aber dennoch gewisse Trends ab. Gegenüber einzelnen „Ausreißern“ ist allerdings Vorsicht bei der Interpretation geboten, da diese durch zu kurze Aufstellungen und deshalb durch eine gewisse Unsicherheit im ρ_4 -Wert verursacht sein können. In einigen hochohmigen Zonen werden maximale Widerstände der Rieder Schichten von 120 Ohm·m erreicht. Solche hochohmigen Zonen liegen auf Profil 1 zwischen P 17–19, weiters bei P 13, 11–10 und ganz lokal auf Profil 4. Das würde dafür sprechen, daß in diesen Bereichen die Rieder Schichten stärker sandig oder geklüftet sind. Durch die Darstellung der 60 Ohm·m-Linie wurde der relativ hochohmige Bereich auf der Karte ausgewiesen. Aber auch niederohmige Zonen, in denen die Widerstände auf 10–20 Ohm·m absinken, lassen sich im ungefähren Verlauf flächenhaft abgrenzen. Ein solcher Bereich zieht vom östlichen Ast von Profil 1 zum Nordende von Profil 1, eine weitere ausgedehnte Zone nimmt fast den gesamten Ostteil von Profil 3 ein. Auch am Südende des Meßgebietes treten solche niederohmige Bereiche, die auf der Karte durch die 20 Ohm·m-Isoohme dargestellt sind, auf. Diese könnten somit mit Bereichen reiner Tonmergel korreliert werden. Ein Zusammenhang zwischen der Höhenlage des miozänen Tertiärsockels und den Widerständen läßt sich nicht erkennen.

5.4.3. Hydrogeologische Aussagen

In begrenztem Maße können aus den Geschwindigkeits- und Widerstandswerten Schlüsse auf das Vorhandensein von Grundwasser gezogen werden. Weder in der Refraktionsseismik noch in der geoelektrischen Tiefensondierung finden sich in den den Pliozänschottern entsprechenden Horizonten Kennwerte, die für eine Grundwasserführung sprechen. Wassergesättigte Schotter haben erfahrungsgemäß Geschwindigkeitswerte größer als 1500 m/s, während die Geschwindigkeiten in den V_1 - bzw. V_2 -Refraktoren meist weit unter 1000 m/s liegen. In der Geoelektrik sind die Schotter – vor allem an der Basis –

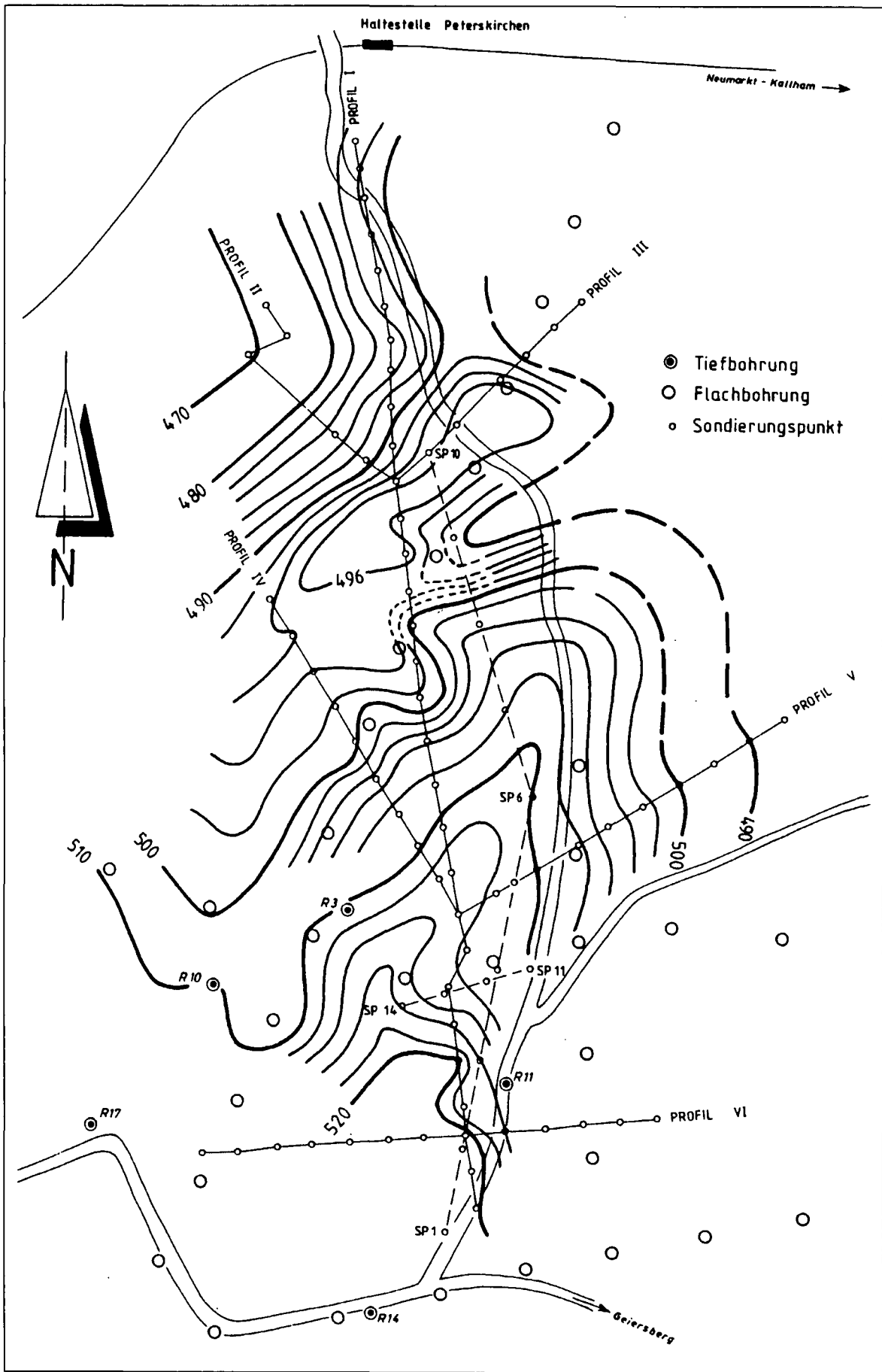


Abb. 20.
Strukturkarte des ρ_4 -Horizontes (Rieder Schichten); Seehöhen in m.

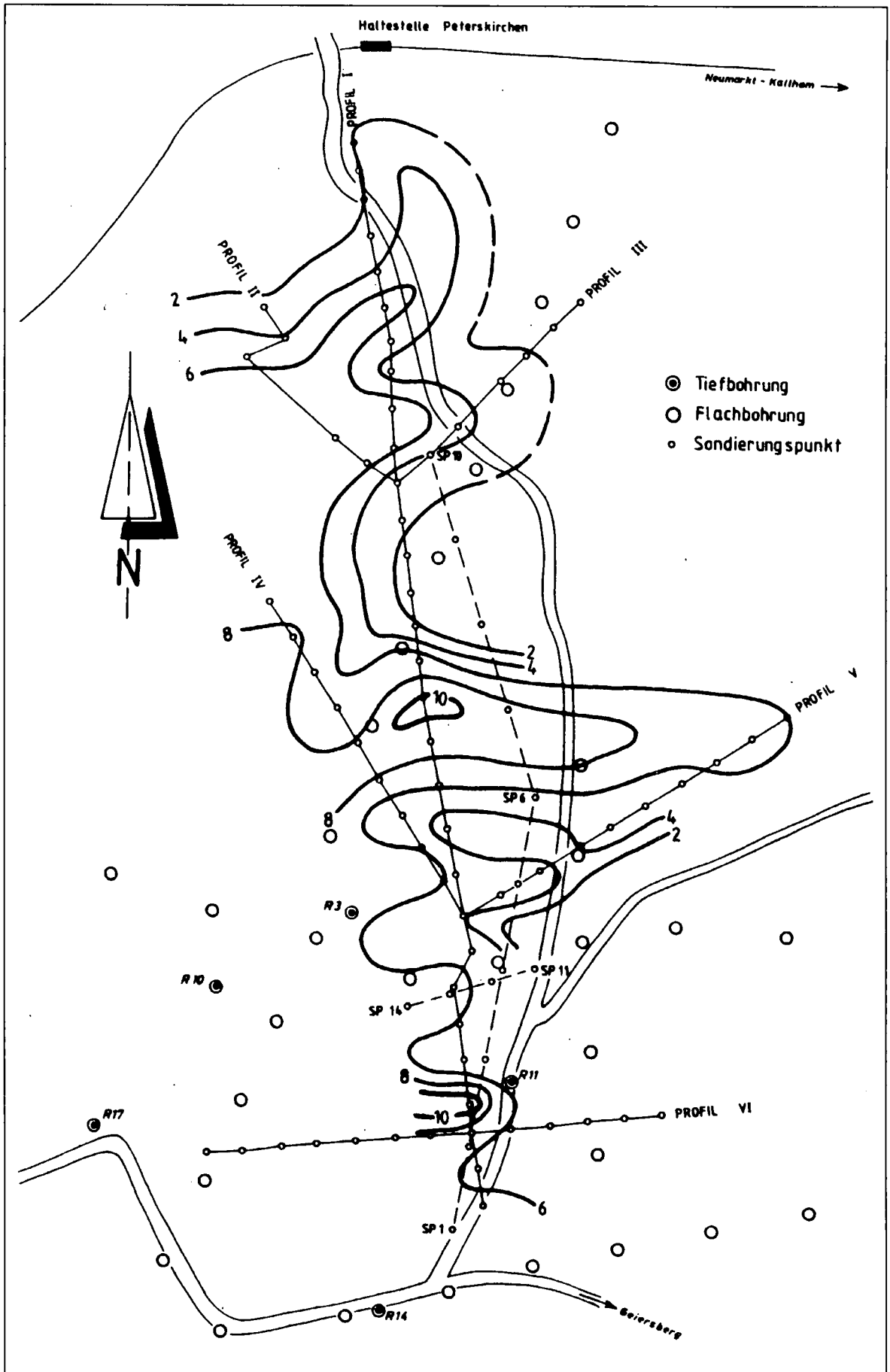


Abb. 21.
Mächtigkeitkarte des tonfreien Pliozänschotter; Mächtigkeiten in m.

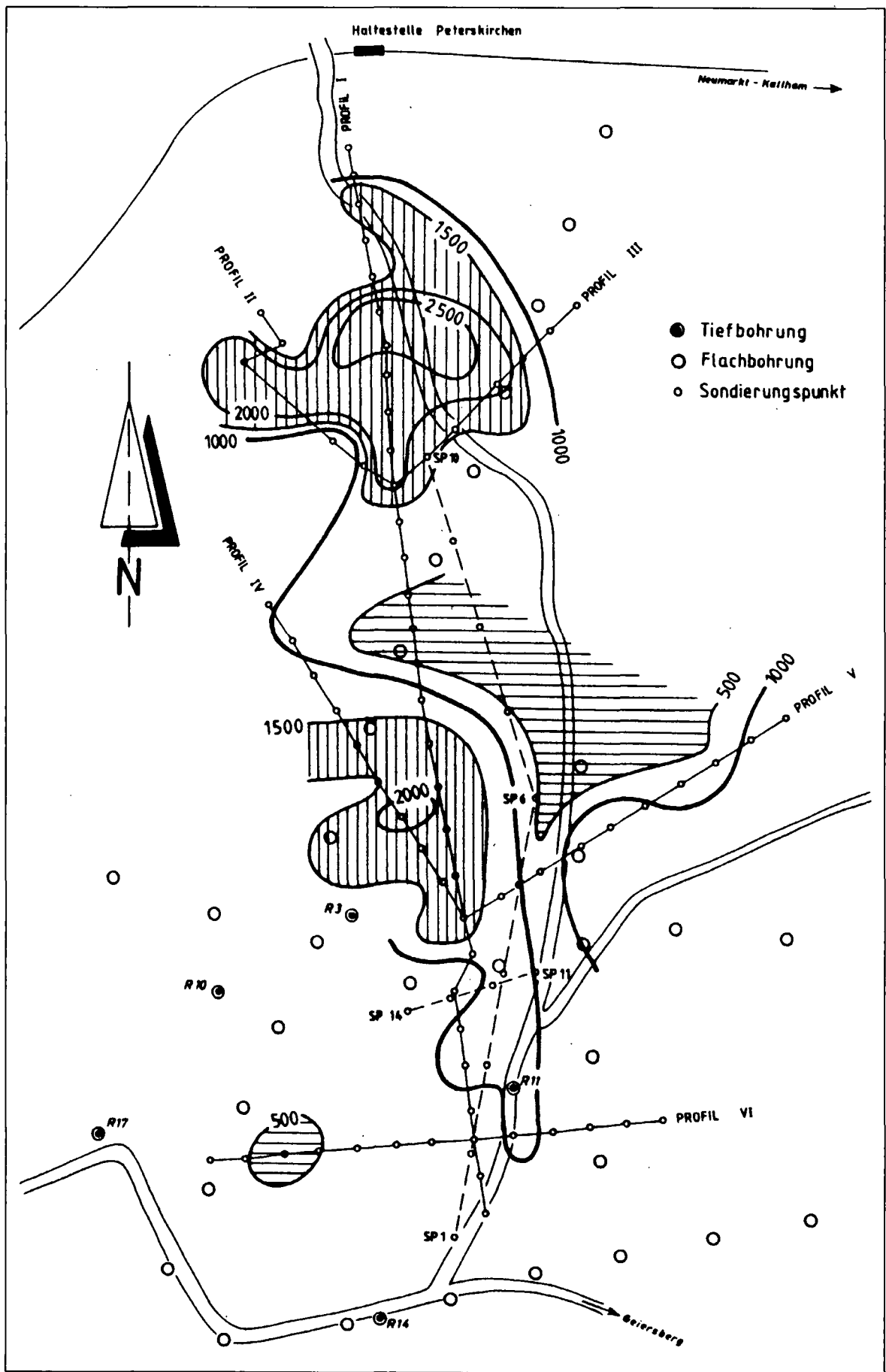


Abb. 22.
Isohomenverteilung des ρ_3 -Horizontes (Widerstände in Ohm-m.)

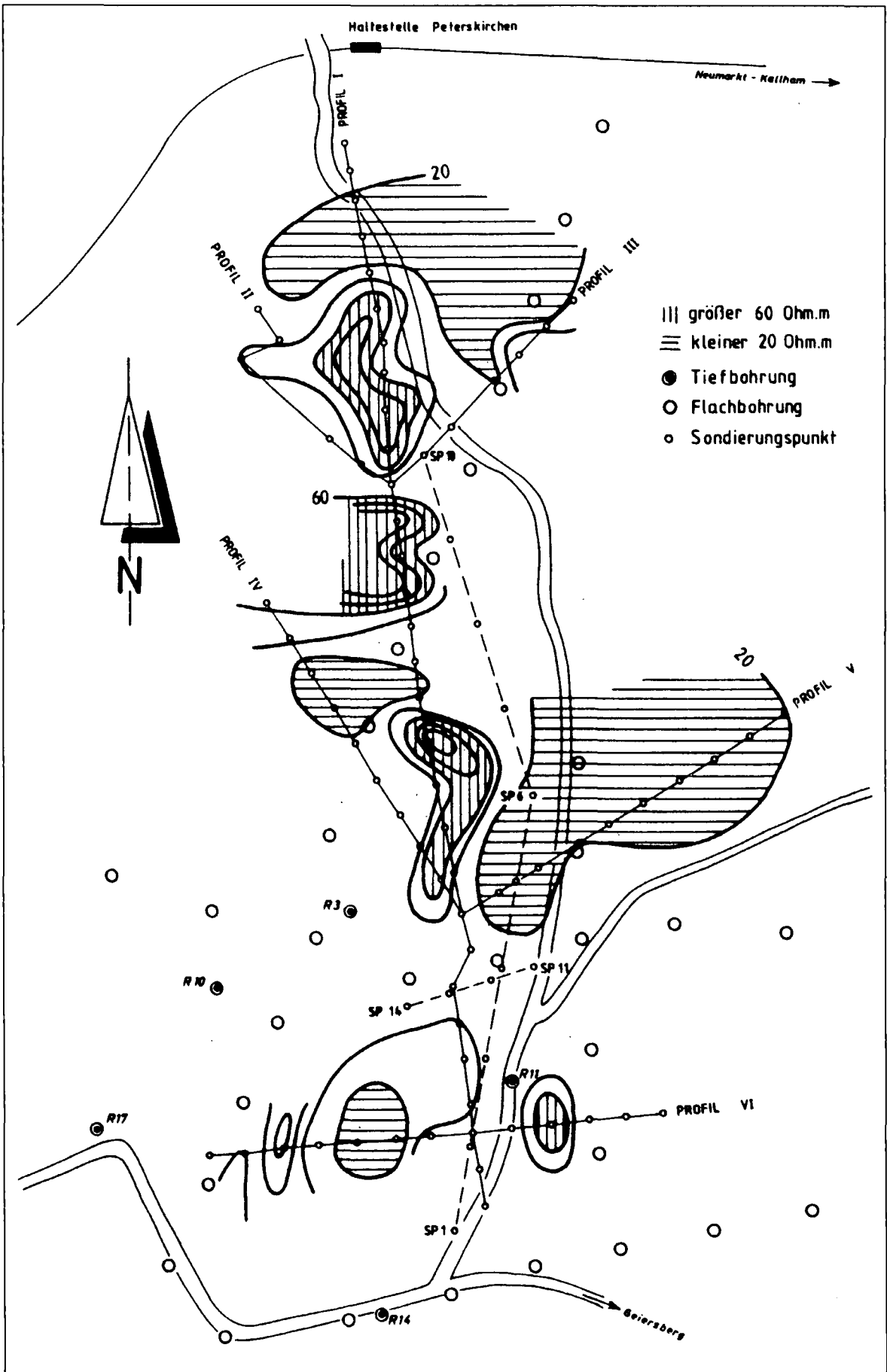


Abb. 23.
 Isoohmverteilung des ρ_4 -Horizontes (Widerstände in Ohm.m.)

Abb. 24.
Vergleich der Auswertergebnisse an einem
Profilausschnitt aus dem Profil 1.

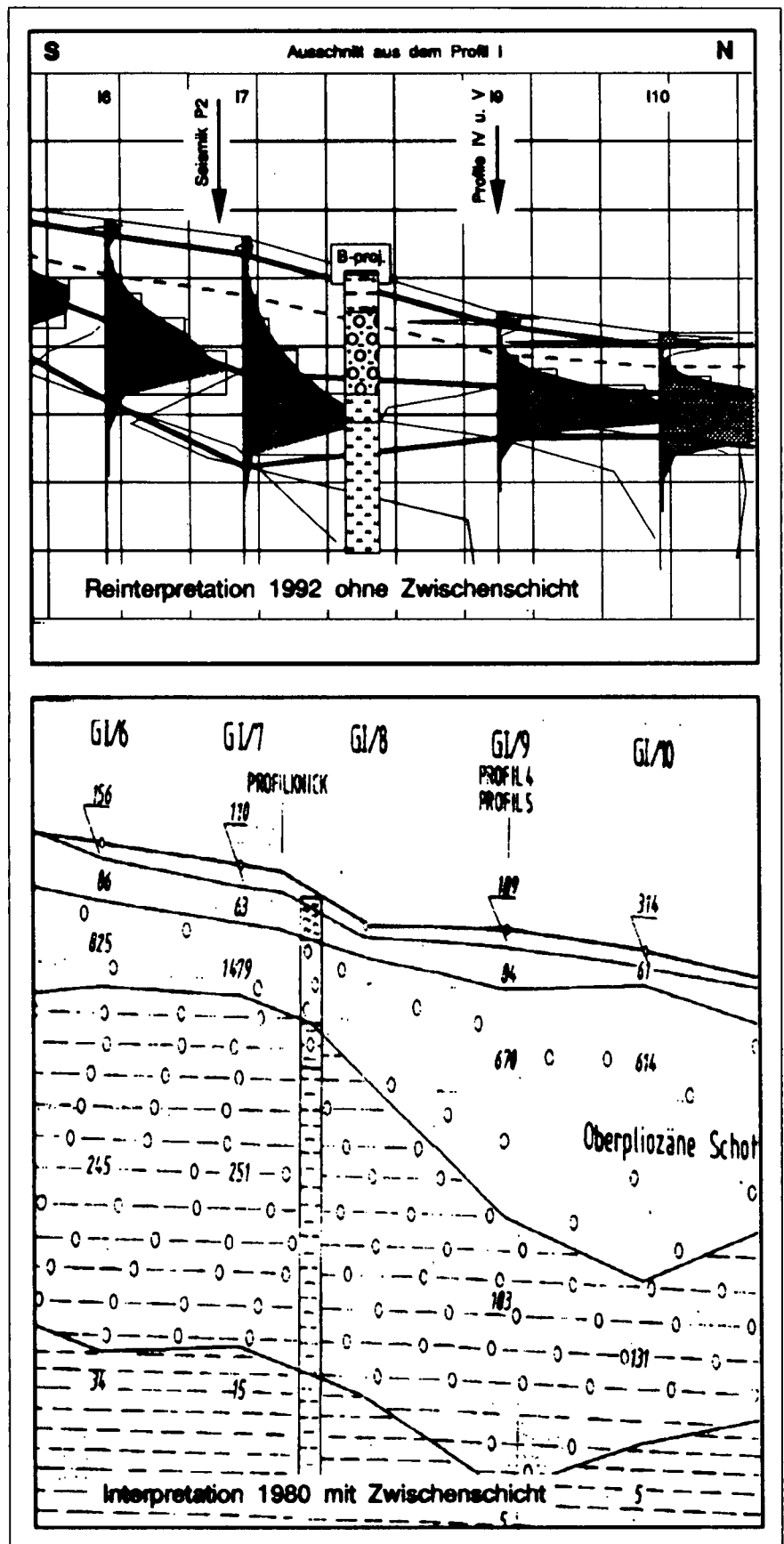
durchwegs so hochohmig, daß eine Wasserführung auszuschließen ist. Wenn also an der Basis der Schotter lokal Grundwasser auftritt, dann würde es wegen der geringen Mächtigkeit im Bereich einer „Blindzone“ liegen, also refraktionsseismisch und geoelektrisch nicht nachweisbar sein.

Es sprechen auch die örtlichen Umstände dafür, daß Wasser erst in tieferen Bereichen der Rieder Schichten zu erschließen ist. Die ca. 250–300 m östlich der Mitte von Profil 1 gelegenen Brunnen der Anwesen Hilligan und Ponner haben eine Tiefe von 95 bzw. 70 m und weisen einen Chemismus auf, der typisch für Wasser in Aquiferen des Miozäns ist (Dominanz von Sulfat, sehr niedrigen Chlorid- u. Nitratgehalt).

5.5. Vergleich der Ergebnisse mit den Bohrungen

Zur Kontrolle der Ergebnisse der Interpretation standen in diesem Gebiet auch eine Reihe von Bohrungen zur Verfügung. Die Bohrungen, die in der Nähe von den Profilen liegen, wurden auf das jeweilige Profil projiziert und ebenfalls in den Abbildungen eingezeichnet.

Dabei muß natürlich berücksichtigt werden, daß auch die Rieder Schichten ein stärkeres Relief aufweisen und damit die aus den Bohrungen bestimmte Schichtgrenze nicht in jedem Fall exakt mit der geoelektrischen Schichtgrenze zusammenfallen muß. Die beiden Bohrungen auf dem Profil I (Abbildungen 12 und 13) zeigen dies deutlich. Während die östlich des Profiles liegende Bohrung im Abschnitt 1 des Profiles eine zu seichte Schichtgrenze zeigt, liegt die Schichtgrenze der westlich des Profils liegende Bohrung im Abschnitt 2 etwas zu tief. Dies kann mit einem Einfallen der Rieder Schichten erklärt werden, da die Bohrungen auf verschiedenen Seiten des Profiles liegen. Im Mittel liegt die geoelektrisch bestimmte Schichtgrenze auf jeden Fall im richtigen Tiefenbereich. Weitere Bohrungen auf den Profilen III (Abbildung 16) und dem Profil IV (Abbildung 17) zeigen wiederum eine gute Übereinstimmung der Schichtgrenzen mit der geologischen Grenze.



6. Volumensabschätzung der Schotter

Mit den zur Verfügung stehenden Meßergebnissen läßt sich nun auch eine Volumensabschätzung der im Meßgebiet auftretenden Schotter durchführen. Es wurde einer-

seits das Volumen des gesamten Schotterkörpers bestimmt und andererseits in einem weiteren Schritt versucht, zwischen unterschiedlichen Schotterqualitäten zu unterscheiden, wobei als Grenze zwischen den mehr oder weniger vertonten Schottern die über die Wendepunktmethode innerhalb der Schotter liegende Schichtgrenze verwendet wurde. Es ergab sich damit für das Gesamtschottervolumen in diesem Bereich ein Wert von 30 Millionen m³, und das Volumen der qualitativ höherwertigen Schotter beträgt mindestens 20 Millionen m³.

7. Diskussion der Ergebnisse

Die Abbildung 24 zeigt einen Vergleich der Ergebnisse der beiden Auswertemethoden an einem Ausschnitt aus dem Profil 1. Es wurde hier ein Bereich ausgewählt, in dem auch die Ergebnisse einer Bohrung verfügbar waren. Deutlich tritt bei der ursprünglichen Auswertung ein mächtiger Zwischenhorizont auf, der bei der Reinterpretation vollkommen verschwindet. Mit beiden Interpretationen konnte eine sehr gute Anpassung an die Meßkurven erreicht werden. Wie in der Arbeit ausgeführt ist, deuten alle Hinweise darauf hin, daß die Reinterpretation besser mit dem tatsächlichen geologischen Aufbau übereinstimmt. Dieses hier behandelte Beispiel zeigt sehr deutlich, daß die Interpretationsmethode unbedingt auf das Untersuchungsgebiet abgestimmt werden muß; speziell in Fällen, in denen im Untergrund ein starker Widerstandskontrast auftritt und damit die Information über eine mögliche Zwischenschicht im abfallenden Ast der Kurve liegt und somit nicht sehr gut definiert ist. In diesen Fällen ist eine sorgfältige Wahl der Interpretationsmethode und die Überprüfung der Ergebnisse mittels anderer Informationen, wie die Ergebnisse von Bohrungen, unbedingt erforderlich. Die hier entwickelte Interpretationsmethode läßt sich bei ähnlichen Situationen gut anwenden und hat auch in anderen in der Nähe des Schotterfächers von Geiersberg liegenden Gebieten gute Ergebnisse erbracht.

Literatur

- ABERER, F.: Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitt. d. Geol. Ges., Bd. 50, 23–94, Wien 1957.
- ALMON, W.R.: A Geologic Appreciation of Shaly Sands, in Shaly Sands reprint volume. – SPWLA, 15–118, 1982.
- GRAUL, H.: Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und des Hausrucks. – Mitt. Geogr. Ges. München, 30, 179–259, 1937.
- JANSCHKE, H.: Porositätsberechnung von grundwassererfüllten Schotterkörpern aus geoelektrischen Tiefensondierungen. – Österr. Wasserwirtschaft, 26, Heft 9/10, 1974.
- KOEFOED, O.: The application of Kernel functions i.
- KOEFOED, O.: Geosounding Principles, 1, Methods in Geochemistry and Geophysics. – 14A, Elsevier, New York 1979.
- NIESNER, E.: Neue Methode zur Auswertung geoelektrischer Messungen, 50. Jahrestagung d. Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, Leoben 1990.
- SCHMÖLLER, R.: Der Grundwasserleiter im Murboden des Fohnsdorfer Beckens als refraktionsseismisch überschossene Schicht. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmuseum Joanneum, Heft 39, Graz 1978.
- WEBER, F.: Beiträge zur Anwendung geophysikalischer Methoden bei Problemen der Angewandten Geologie. – Mitt. Abt. geol. Paläont. Berg. Landesmuseum Joanneum, H. 36, Graz 1976.
- WEBER, F.: Grundlagen und Probleme der alpinen geophysikalischen Lagerstättenprospektion, Archiv f. Lagerst.forsch. Geol.B.-A., Bd. 10, 183–192, Wien 1980.
- WEBER, F., MAURITSCH, H., SCHMID, Ch.: Geophysikalische Untersuchungen von Schottervorkommen im Gebiet der oberösterreichischen Molasse, Abschlußbericht des Projektes OA-10, Geophysik der Erdkruste. – ÖADW 1982.
- ZOHDY, A.R.: Automatic interpretation of Schlumberger sounding curves, using modified Dar Zarrouck functions. – Geological survey bulletin, 1313–E 1974.
- ZOHDY, A.R.: A new method for the interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves, Geophysics, 54, 245–253, 1989.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 23. November 1992