



Aussagemöglichkeiten geoelektrischer Tiefensondierungen im Rechnitzer Pennin

ERICH NIESNER & FRANZ WEBER*)

14 Abbildungen und 2 Tabellen

Österreich
Burgenland
Rechnitzer Fenster
Penninikum
Geoelektrik
Gesteinsphysik

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 137, 138

Inhalt

Zusammenfassung	13
Abstract	14
1. Einleitung und Problemstellung	14
2. Die geologischen Verhältnisse im Raum Schlaining – Rechnitz	14
3. Die elektrischen Widerstände des Rechnitzer Pennins	16
4. Das Meßgebiet Kurthgraben	16
4.1. Feldmessungen	16
4.2. Auswertung und Interpretation	16
5. Weitere Detailmessungen in der Umgebung des ehemaligen Bergbaugebietes Schlaining	20
5.1. Gebiet zwischen Kurth- und Schlaggraben	20
5.2. Gebiet Goberling Ost	26
5.3. Gebiet Glashütten – West	26
5.4. Gebiet Tauchental	26
6. Das Meßgebiet Jama – Schwarzgraben	27
6.1. Feldmessungen	27
6.2. Auswertung	28
6.3. Probleme der geophysikalisch-geologischen Interpretation	28
6.4. Methodische Beurteilung der geoelektrischen Tiefensondierung in Hinblick auf das Rechnitzer Pennin	31
Dank	34
Literatur	34

Zusammenfassung

Geoelektrische Tiefensondierungen wurden im Gebiet des ehemaligen Antimonbergbaus Kurthrevier und dessen nördlicher Umgebung mit Aufstellungslängen bis 180 m, im Jama- und Schwarzgraben NW von Rechnitz dagegen mit AB bis 2000 m ausgeführt. Es wurde nunmehr die Frage untersucht, welche Aussagen mit dieser Methode unter den Gegebenheiten eines epimetamorphen Kristallins möglich sind. Die geoelektrische Tiefensondierung (und auch die Widerstandskartierung) eignet sich zum Nachweis bestimmter Gesteinsserien im aufschlußlosen Gebiet. Hochohmige Leitgesteine (Widerstände größer als 1000 Ohm.m) sind Quarzphyllite und Kalkschiefer; im mäßigen Widerstandsbereich liegen dagegen Grünschiefer (100–200 Ohm.m), während Karbonatphyllite widerstandsmäßig stärker variieren (300–1000 Ohm.m). Gesteinszerklüftung und Wassersättigung führen im Bereich von Störungen anscheinend zu regionalen Widerstandsabnahmen bis zu 50 Ohm.m herab, denselben Effekt dürften Brekzien haben. Die niedrigsten Widerstände (5–20 Ohm.m) wurden bei Untertagemessungen in Graphitphylliten festgestellt. In mäßigen Tiefenbereichen konnten durch die Korrelation der geoelektrischen Leithorizonte auch Hinweise auf Brüche gefunden werden. Diese oberflächennahen Leithorizonte zeigen einen mit der generellen Topographie zusammenhängenden Trend. Tiefere Leithorizonte sind im Untersuchungsbereich bis maximal 500 m meist schlecht ausgeprägt und gestatten bei dem gegebenen Meßpunktabstand keine eindeutige Aussage über das Schichteinfallen. Die Inversion nach einem quasikontinuierlichen Modell könnte eine gewisse Verbesserung der Aussage bringen. Einen erheblichen Störfaktor bilden laterale Widerstandsänderungen, die vor allem bei größeren Aufstellungslängen auftreten. Geoelektrische Tiefensondierungen scheinen im Rechnitzer Pennin und in analogen ostalpinen metamorphen Einheiten nur in begrenztem Maß zur Aufklärung der Lagerungsverhältnisse geeignet zu sein.

*) Anschrift der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. Dr. h.c. FRANZ WEBER, Univ.-Doz.Dr. ERICH NIESNER, Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben.

Chances of Geoelectrical Depth Soundings in the Penninic of Rechnitz

Abstract

Geoelectric depth soundings with spacings of AB = 180 m located north of and in the area of the former antimonite mine Kurthrevier and additional geoelectric depth soundings with wider spacings up to AB=2000 m were measured in the Jama and Schwarz valleys NW of Rechnitz. The question of investigation was, what results are possible with this method within an epimetamorphic crystalline. Geoelectric depth soundings and resistivity profiling are good suited to detect different lithologies in areas without outcrops. High-resistivity marker rocks (higher resistivities than 1000 Ohm.m) in this area are quartzphyllites and calcareous schists; in the lower resistivity range there are greenschists (100–200 Ohm.m), while calcareous phyllites show larger variations in resistivity (300–1000 Ohm.m). Fracturing and water saturation near faults could decrease the resistivity local down to 50 Ohm.m. The occurrence of breccias shows the same effect. The lowest resistivities (5–20 Ohm.m) were measured underground in graphitphyllites. Using the correlation of the geoelectric horizons it was possible to get indications to the occurrence of fault zones in the shallower depth range. The geoelectric horizons near the surface showed the same trends as the topography. The geoelectric horizons at greater depth down to 500 m are not too significant and therefore the inclination of the lithologic horizons could not be estimated uniquely. Inversion with the quasi-continuous model gives better results. One very large noise factor is due to lateral changes of the resistivities increasing significantly with larger electrode spacings. As a conclusion it could be stated, that geoelectric depth soundings in the Penninic of Rechnitz and similar east-alpine metamorphic environments are not well suited for geological interpretation.

1. Einleitung und Problemstellung

Im Rahmen der Forschungsarbeiten der Kommission für geophysikalische Forschungen der Österreichischen Akademie der Wissenschaften wurden im Raum Rechnitz tiefenreflexionsseismische Messungen ausgeführt, in deren Verlauf es sich als zweckmäßig herausstellte, die Gesteinsserien des Pennins auch mit anderen Verfahren zu untersuchen. Auch auf ungarischer Seite bestand erhebliches Interesse an der Erforschung des Rechnitzer Pennins bzw. dessen östlicher Fortsetzung, sodaß im Jahre 1990 ein grenzüberschreitendes Projekt „Gemeinsame Analyse des geophysikalischen Modells des Pennins“ (L. SZABADVÁRY & F. WEBER, 1990) ausgearbeitet wurde. Auf ungarischer Seite wurden im Herbst 1991 geoelektrische Messungen im Raum Kőszeg – Velem – Cak ausgeführt (Lageplan s. Abb. 1), wobei geoelektrische Tiefensondierungen, elektromagnetische Frequenzsondierungen und Transientenmessungen zur Anwendung gelangten.

Es konnte dabei auf Grund der unterschiedlichen Leitfähigkeiten eine Grobgliederung der Gesteinsserien durchgeführt werden. Ein wesentliches neues Ergebnis war der Nachweis einer beträchtlichen Leitfähigkeitsanisotropie in den Phylliten, Quarzphylliten und Serizitphylliten. Es erschien daher angebracht, die in früheren Jahren für andere Zwecke, nämlich die Antimonprospektion im Raum Schlaining ausgeführten geoelektrischen Tiefensondierungen und Widerstandskartierungen zu reinterpreten und im Hinblick auf die neuen Fragestellungen zu untersuchen. Das erschien auch deshalb aussichtsreich, da nunmehr wesentlich leistungsfähigere, EDV-gestützte Auswertungsroutinen zur Verfügung standen (A. ZOHDY, 1989; E. NIESNER, 1990, 1992). Um nun die methodischen Möglichkeiten der geoelektrischen Tiefensondierung zur Struktur- und Lithologieerkundung bis in Tiefen von mehreren hundert Meter auszuloten, wurden im Dezember 1994 Messungen mit großen Aufstellungslängen im Jama- und Schwarzgraben ausgeführt. Die Entscheidung für diese Gebiete war mitbeeinflusst von den Geländeverhältnissen, die für die Anlage von Längsauslagen geeignet sein sollten. Aber auch der Umstand von wohldefinierten, relativ einfachen geologischen Verhältnissen sprach für diese Auswahl, wobei das Vorliegen von modernen geologischen Aufnahmen der Geologischen Bundesanstalt (Blatt 137 Oberwart, Blatt 138 Rechnitz) sehr vorteilhaft für die Planung und Interpretation war.

Die hauptsächliche Anwendung von geoelektrischen Widerstandsverfahren liegt zweifellos bei der Untersuchung von Sedimenten. Die vorliegende Meßserie betritt

daher insofern Neuland, als die Aussagemöglichkeiten in schwach metamorphen Gesteinsserien unter bestimmten Lagerungsverhältnissen untersucht werden sollten.

2. Die geologischen Verhältnisse im Raum Schlaining – Rechnitz

Bezüglich der geologischen Verhältnisse in den Meßgebieten wird auf die Arbeiten von A. PAHR (1960, 1977) und F. KOLLER & A. PAHR (1980) verwiesen. Das Untersuchungsgebiet befindet sich zur Gänze im Bereich der von Tertiär umgebenen „Rechnitzer Schieferinsel“, die zwischen Bad Tatzmannsdorf und Kőszeg eine Erstreckung von 23 km aufweist. Die Zugehörigkeit der Gesteinsserien zum Pennin wurde von W.J. SCHMIDT (1951) erkannt, von A. PAHR ab 1955 weiter untermauert und von H.P. SCHÖNLAUB (1973) mikropaläontologisch bestätigt. Die Rechnitzer Serie besteht nach A. PAHR (F. KOLLER & A. PAHR, 1980) größtenteils aus ehemals marinen Sedimenten einer kalkig-sandig-tonigen Fazies, die epizonal metamorph umgeformt wurden. Daraus entstanden bei höherem Kalkgehalt Karbonatphyllite und Kalkserizitschiefer (>50 % Kalk), bei höherem Quarzgehalt Quarzphyllite. Aus metamorphen Ophiolithen sind Grünschiefer abzuleiten, es gibt jedoch auch nicht-ophiolithische Grünschiefer, die nach F. KOLLER & H. WIESENER (1981) als ehemalige Abkömmlinge von Ozeaninsel-Basalten interpretiert werden. Größere Verbreitung, vor allem im Gebiet der Großen und Kleinen Plischa, haben Serpentinite, deren Ausgangsgestein ein harzburgitischer Peridotit nach F. KOLLER & H. WIESENER (1981) ist.

Bezüglich der Tektonik wird nach A. PAHR (K. FERENZ, P. HERRMANN & A. PAHR, 1988) eine Gliederung in eine tiefere und eine höhere Einheit durchgeführt. Erstere umfaßt den nordöstlichen Teil der Rechnitzer Schieferinsel, während zu letzterer der zentrale und westliche Abschnitt gehören. Es konnte ein altpaläozoischer Bau mit einer generell E–W gerichteten Einengung nachgewiesen werden, was sich im Raum Rechnitz in einer Dominanz von N–S streichenden Faltenachsen äußert. Hervorzuheben ist die Annahme einer ebenfalls N–S streichenden Subduktionszone, für die von W. FRANK (1980) ein Alter von 65 Millionen Jahren auf Grund einer K/Ar-Datierung postuliert wurde. Die jungpaläozoische Tektonik führte zu einem Deckenbau, der generell nordvergent ist.

Eine Bruchtektonik mit meist steil einfallenden Bruchflächen wurde durch Oberflächengeologie und Bergbau (I. CERNY, priv. Mitt.) nachgewiesen. Dieser Bruchtektonik

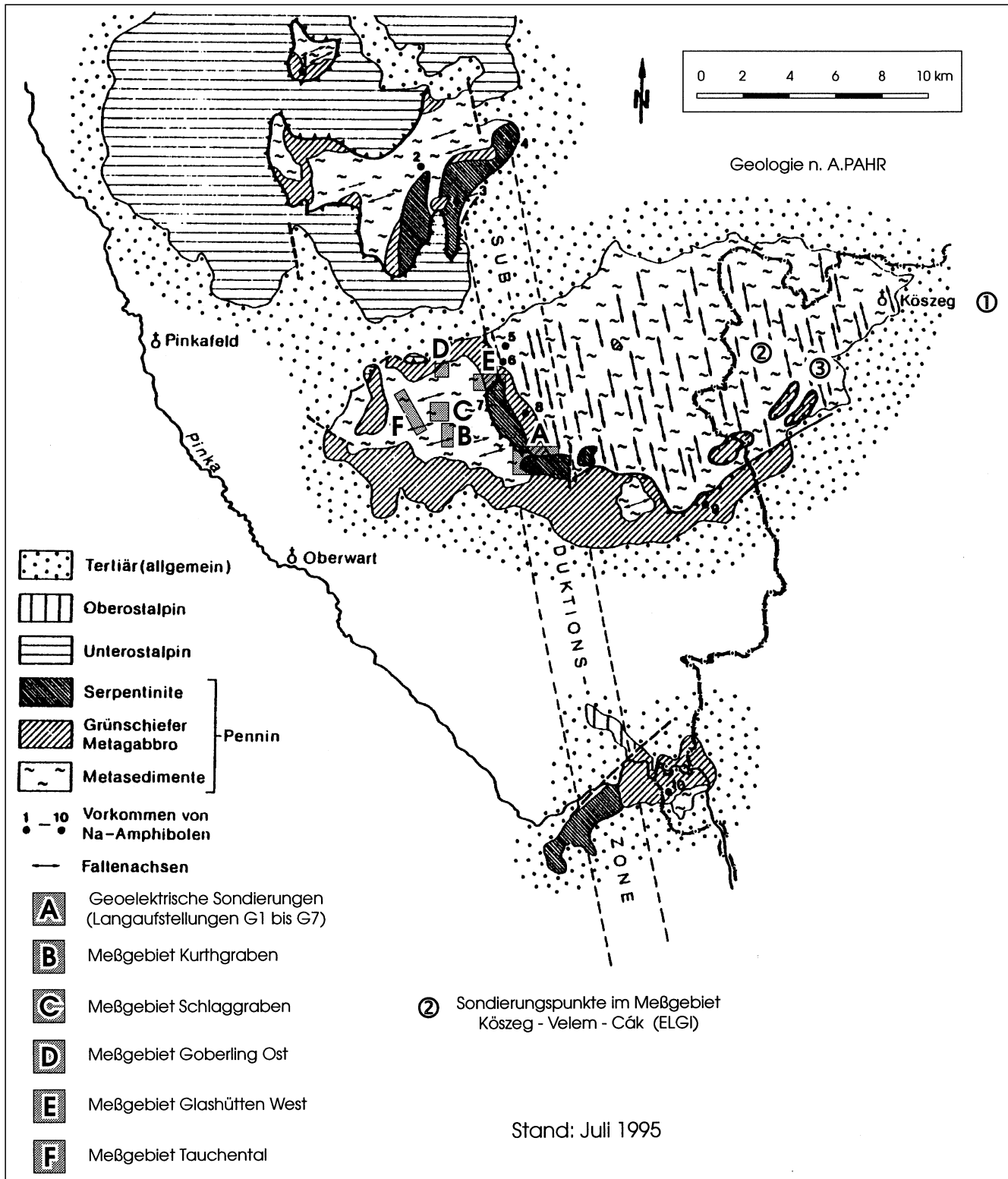


Abb. 1.
Gesamtlageplan mit Geologie.

wurde im Rahmen einer montangeophysikalischen Prospektionskampagne vor allem im Raum südlich des Kurthreviers und im Raum Neustift mit refraktionsseismischen, geoelektrischen und magnetischen Messungen nachgegangen (F. WEBER, 1970).

Bei der Anlage der geoelektrischen Sondierungen und Kartierungen konnte nur in begrenztem Umfang auf die geologischen Grenzen Rücksicht genommen werden, das betrifft vor allem die Sondierungen der Montanprospek-

tion. Bestimmende Faktoren bei der Anlage der Meßpunkte und Profile waren vor allem die lagerstättenkundlichen und topographischen Gegebenheiten. Auch lagen zum damaligen Zeitpunkt nur teilweise geologische Detailkartierungen vor.

Es ist jedoch das heute vorliegende geologische Kartenwerk eine wertvolle Hilfe bei der Interpretation der geoelektrischen Daten im Hinblick auf die Gültigkeit der geoelektrischen Prämissen.

3. Die elektrischen Widerstände des Rechnitzer Pennins

Die elektrischen Widerstände wurden bei den Feldmessungen und im Labor ermittelt. Bei den in situ-Messungen handelt es sich um geoelektrische Tiefensondierungen und Widerstandskartierungen. Bei diesen erhält man zunächst nur einen scheinbaren elektrischen Widerstand, der jedoch bei einem Spacing von 180 m vielfach dem wahren Widerstand nahekommt. In jedem Fall muß das Gestein in so großer Mächtigkeit bzw. Ausdehnung vorliegen, daß eine Beeinflussung durch das Nebengestein auszuschließen ist. Bei der Ansprache des geoelektrischen Horizontes als Festgestein wurden auch die Ergebnisse der refraktionsseismischen Messungen zur Kontrolle herangezogen. Weiters wurde auch getrachtet, eine gewisse statistische Absicherung über eine bestimmte Anzahl von Meßwerten zu erhalten. Unter diesen Gesichtspunkten können daher die angegebenen Widerstände der einzelnen Gesteinstypen noch gewisse Modifikationen erfahren, wobei auch regionale Variationen nicht auszuschließen sind.

Die elektrische Leitfähigkeit ist bei der überwiegenden Mehrzahl der Gesteine eine elektrolytische und hängt daher von der Porosität, Wassersättigung und Ionenart- und Konzentration ab. Eine elektronische Leitfähigkeit könnte bei graphitführenden Gesteinen, die nur lokal auftreten, eine Rolle spielen. Auf das Graphitproblem und den Zusammenhang mit den Gesteinswiderständen wurde kürzlich von A. RAUEN et al. (1994) hingewiesen. Erzminerale, vor allem Pyrit, dürften nur in so geringer Konzentration auftreten, daß keine leitende Verbindung entsteht und die Gesteinswiderstände bei den Widerstandsverfahren nicht beeinflußt werden.

Die in Tabelle 1 angeführten spezifischen elektrischen Widerstände werden für die verschiedenen Gesteine angenommen und durch Labormessungen (Tabelle 2) ergänzt.

Tabelle 1.
Typische spezifische Widerstände der Gesteine im Meßgebiet.

Gestein	Widerstand [Ohm.m]
Quarzphyllit	1000–10.000
Karbonatphyllit (in situ)	300–1.000
Serizitkalkschiefer und Kalkschiefer	>1.000
Grünschiefer (bergfeucht)	100–200
Grünschiefer (trocken)	300–1.000
Graphitphyllit	5–20
Kluftmylonit (tonig)	10–30

Tabelle 2.
Spezifische Widerstände aus Labormessungen an Gesteinsproben.

Probe Nr	Gestein	Widerstand [Ohm.m] zur Schichtung	Widerstand [Ohm.m] zur Schichtung
1	Karbonatphyllit (detailgefaltet)	150–200	280
2	Karbonatphyllit (massig)	100–120	150
3	Serpentinit (dicht)	3.000	
4	Serpentinit (geklüftet)	>500	

Zu bemerken ist, daß die Proben 100 % wassergesättigt (Leitungswasser mit 30 Ohm.m) gemessen wurden. Bei den Karbonatphylliten erscheint somit eine Anisotropie vorhanden zu sein. Soweit aus den wenigen Proben ein

weitergehender Schluß möglich ist, könnte diese im Bereich von 1.3 bis 1.9 liegen.

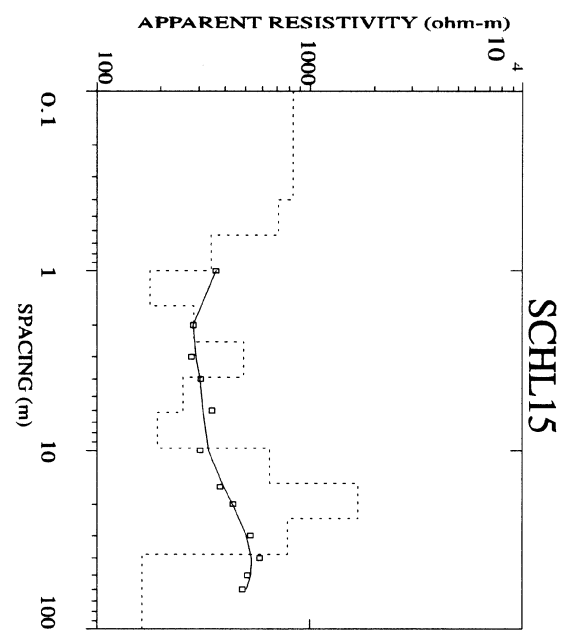
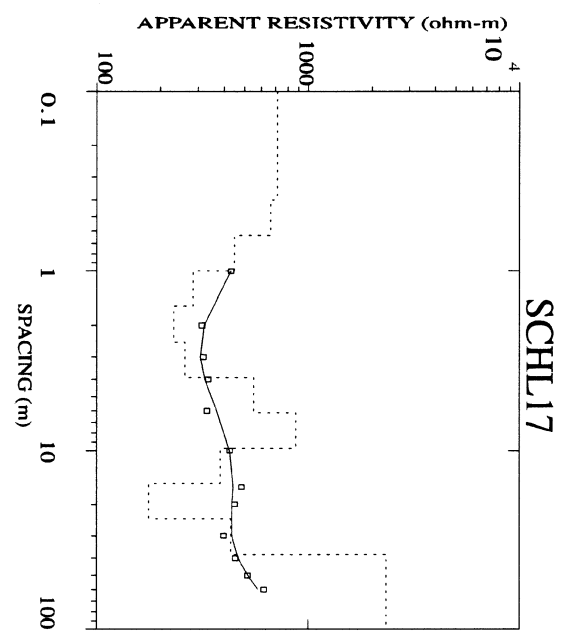
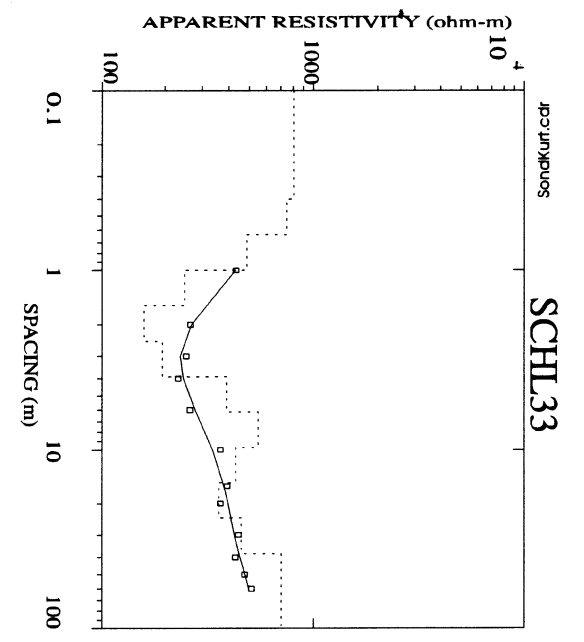
4. Das Meßgebiet Kurthgraben

4.1. Feldmessungen

Als repräsentativ für die älteren Messungen um das Jahr 1970 herum kann das Gebiet Kurthgraben gelten (Lageplan s. Abb. 1). Es handelt sich um ein rechteckiges Gebiet von ca. 850 m Länge in N–S-Richtung und 450 m Breite, das sich 300 m östlich des Mathildestollens erstreckt. Typische Sondierungskurven aus diesem Gebiet sind in der Abb. 2 dargestellt. In diesem wurden die Profile G, H, I, M und P (Abb. 3 u. 4) gemessen. Die Sondierungspunkte der geoelektrischen Tiefensondierung fallen mit den Schußpunkten der refraktionsseismischen Linien zusammen, sodaß ein Vergleich der Horizonte möglich ist. Der Abstand der Sondierungspunkte beträgt einheitlich 180 m, die Richtung der Aufstellungen war generell N–S. Die Messungen erfolgten nach der Wennermethode, die Auslagen wurden bis $AB = 180$ m gemessen. Mehr oder weniger große topographische Einflüsse sind gegeben; das Gelände steigt bei allen Profilen vom Kurthgraben ausgehend nach S mittelsteil an und geht nach ca. 400 m in eine flache Kuppe über, auf dem südlichen Flankenbereich liegen meist nur 1–2 Aufstellungen.

4.2. Auswertung und Interpretation

Die routinemäßige Auswertung der Sondierungskurven ergibt in der Regel einen geoelektrischen 5–6-Schichtfall. Die Kurven zeigen zwar eine gewisse Variation, nicht zuletzt auf Grund der unruhigen Topographie und vermutlich wegen lateral sich ändernder Widerstände, sind jedoch eindeutig auswertbar, wobei in Abb. 2 eine Auswahl der auftretenden Kurventypen gegeben ist. Die oberen 2 Horizonte (Abb. 5 und 6) sind stets geringmächtig und weisen auch lateral beträchtliche Widerstandsänderungen auf; es ist jedoch unwahrscheinlich, daß diese geologisch signifikant sind. Auch in den tieferen Horizonten erfolgen solche laterale Widerstandsänderungen, die dann die Korrelation erschweren können. Erst im Horizont „B“ (Abb. 7) sind zumindest abschnittsweise anscheinend zusammengehörige Widerstandsbereiche gegeben. Ein mittleres Widerstandsniveau dürfte bei 600–700 Ohm.m liegen, von dem ausgehend sich höher- oder niederohmigere Zonen abzeichnen. Im N sowie im S und SE sind höherohmige Bereiche mit Werten von über 1000 Ohm.m zu erkennen. Im SW dagegen sinken die Widerstände lokal unter 200 Ohm.m, wobei sich zunächst ein ENE Trend abzeichnet, der sodann weiter nach Osten abrupt in die Nordrichtung umbiegt. Die unterhalb von Horizont B liegende Schicht Z2 (Abb. 8) ist durch eine generelle Widerstandsabnahme gegenüber dem Hangenden charakterisiert. Das mittlere Widerstandsniveau liegt bei 200–300 Ohm.m. Ein höherohmiger Bereich mit Werten von über 500 Ohm.m findet sich im NW-Teil, an den sich ein Widerstandsminimum anschließt, in dem die Widerstände bis auf 80 Ohm.m abnehmen. Der Horizont C (Abb. 9) ist der wichtigste Leithorizont des Gebietes, der große Mächtigkeiten (über 50 m) erreichen kann. Der Horizont ist generell hochohmig, wobei Werte von über 1000 Ohm.m weit verbreitet sind. Lediglich im NE und im S sind auch Widerstände unter 600 Ohm.m zu verzeichnen. Der letzte Horizont ist wegen der meist unvollkommenen Erfassung in den Sondierungskurven mit Unsicherheiten behaftet.



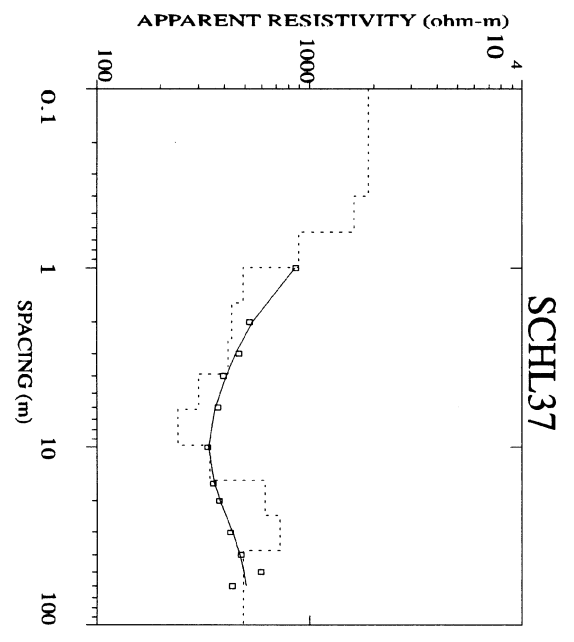
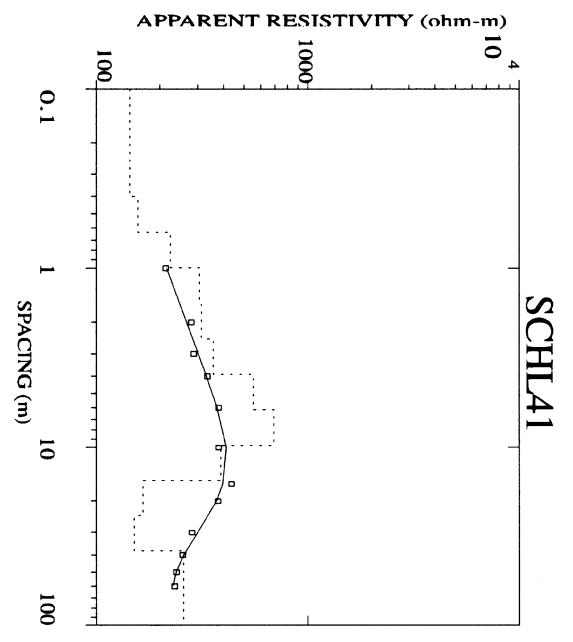
Meßgebiet Kurthgraben

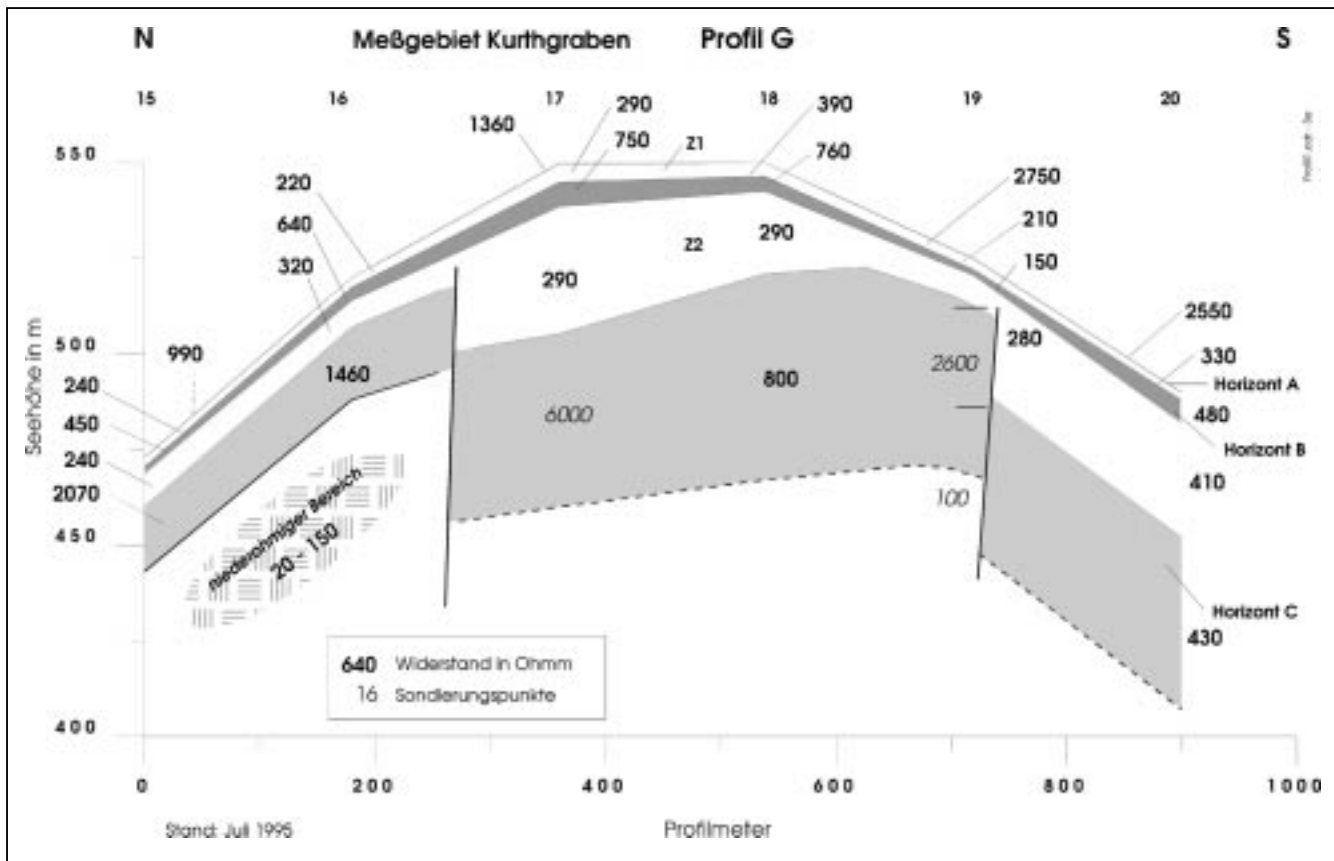
Typische Wenner-Tiefensondierungskurven

Widerstandsmodelle erstellt durch Inversion mit quasikontinuierlichem Modell

Stand: Juli 1995

Abb. 2.





a ▲

▼ b

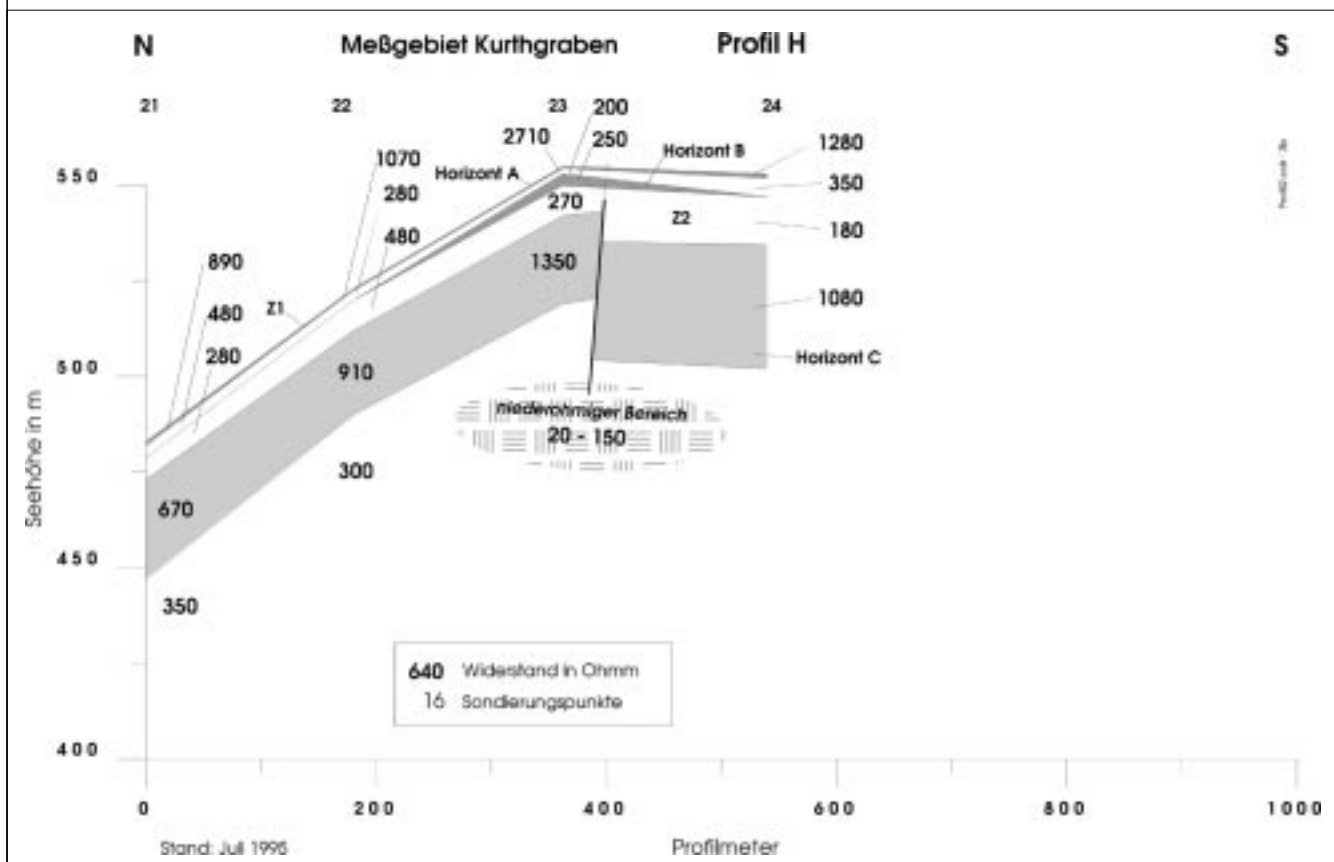
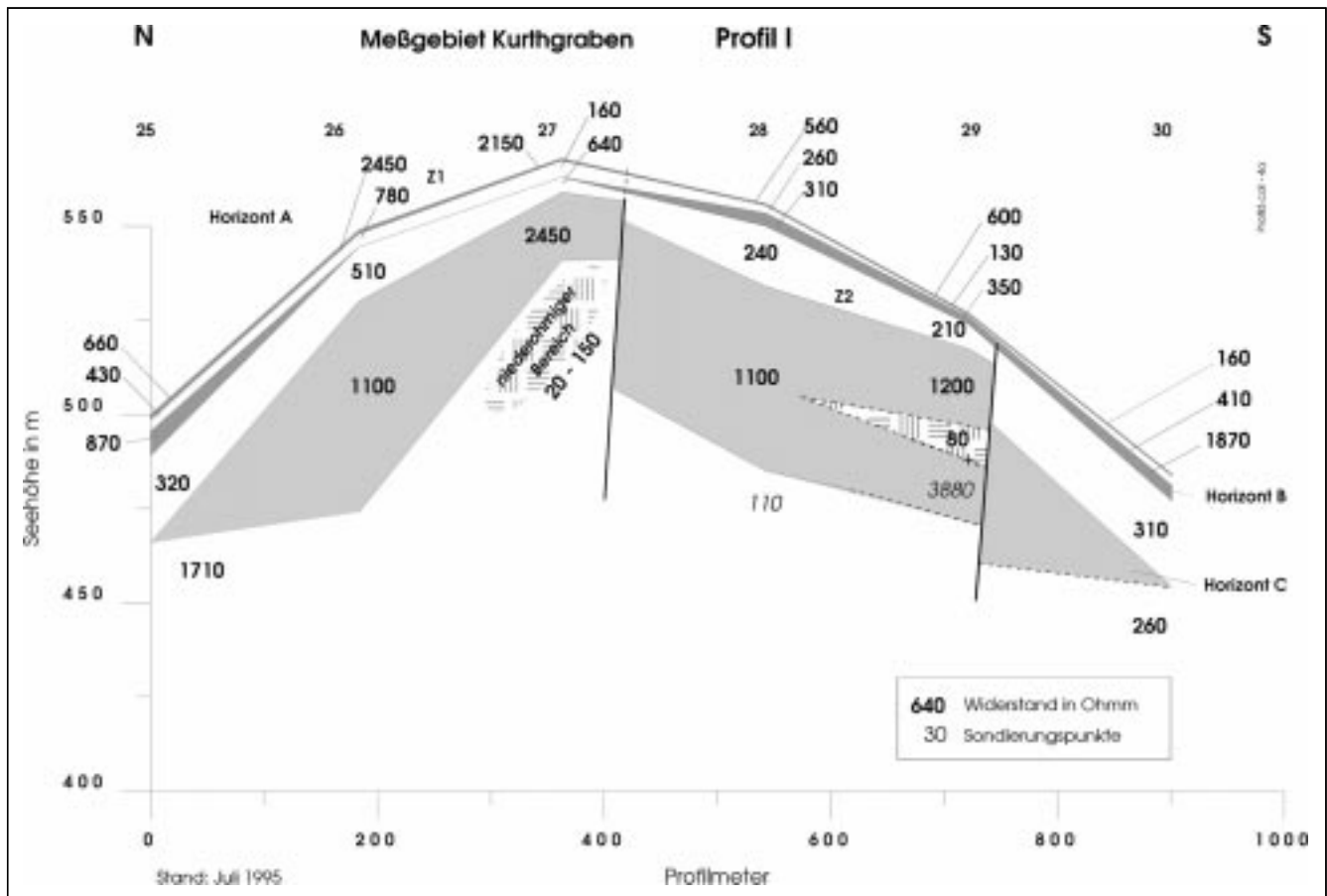


Abb. 3. Meßgebiet Kurthgraben: Geoelektrik-Profile G (a) und H (b).



a ▲

▼ b

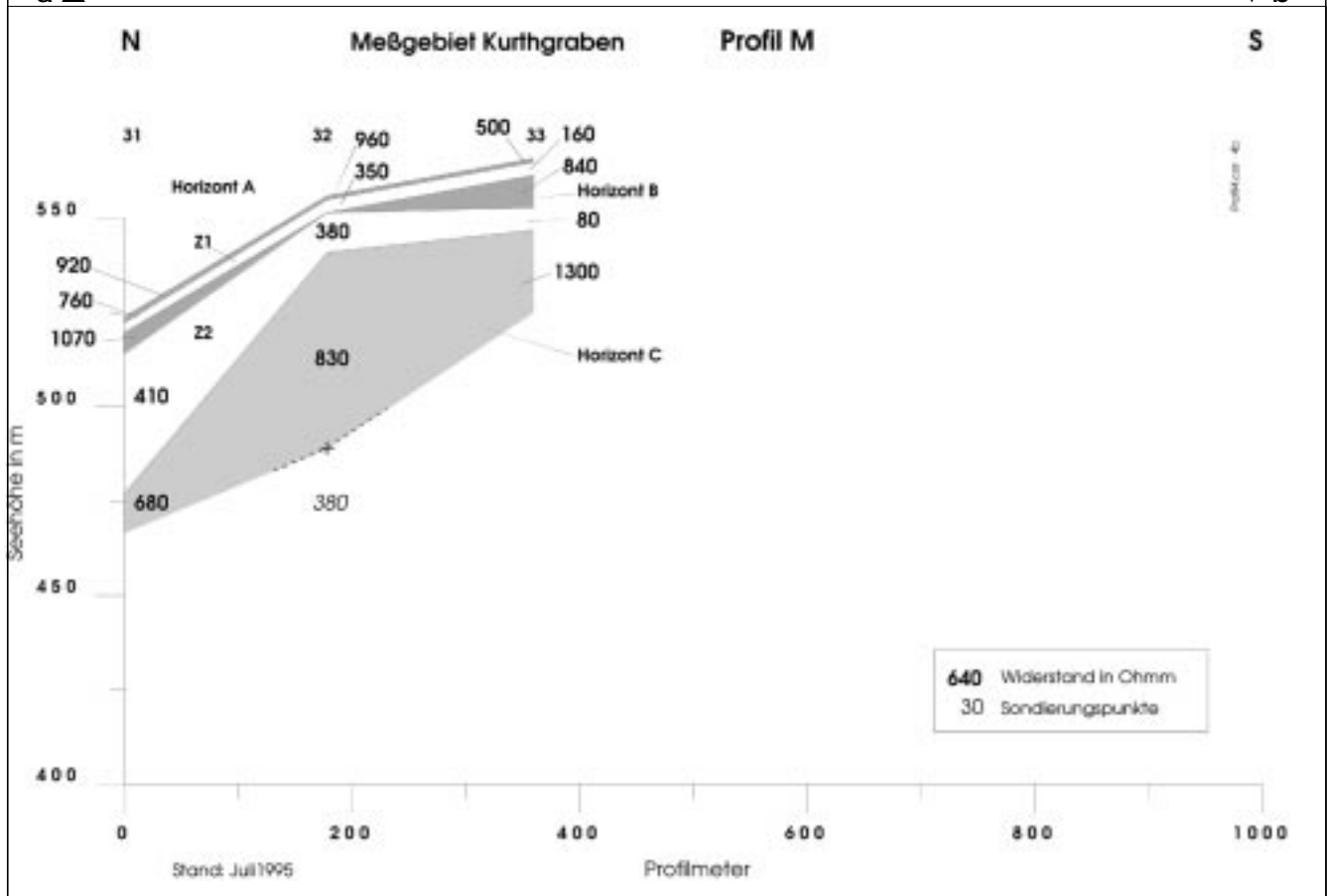


Abb. 4. Meßgebiet Kurthgraben: Geoelektrik-Profile I (a), M (b) und P (c; S. 20).

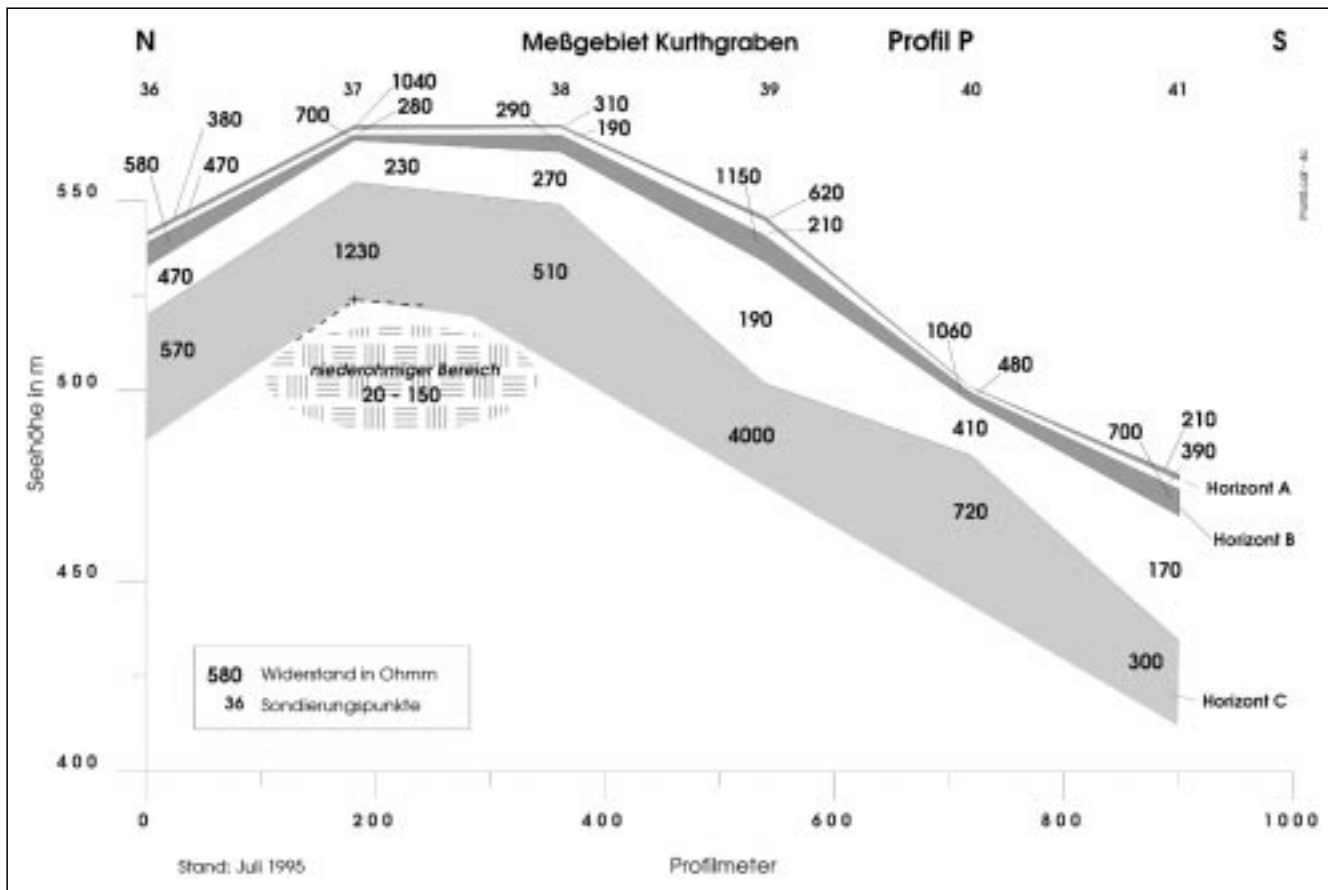


Abb. 4 (Fortsetzung).

C ▲

Im allgemeinen scheinen mäßige bis niedrige Widerstände aufzutreten. Ein ausgeprägter niederohmiger Bereich liegt nördlich vom Profil G (Abb. 10) mit Werten von 20–150 Ohm.m.

Von der Geologie her und vom Antimonbergbau ist bekannt, daß die Gesteinsserien südlich des Kurthgrabens generell flach (ca. 20°) nach Süden einfallen. Davon ausgehend kann festgestellt werden, daß das Einfallen der geoelektrischen Horizonte klar vom geologischen Einfallen abweicht. Es zeigt sich vielmehr ein deutlicher Zusammenhang mit der Topographie. Die Mächtigkeit der Verwitterungsschicht, Klüftung und Wassergehalt dürften daher die primären Parameter für die Ausbildung der geoelektrischen Horizonte sein. Es ist auch möglich, daß der wahre Widerstandsverlauf komplexer ist als er sich beim gegebenen Abstand der Sondierungspunkte darstellt. Es könnte der Horizont Z2 auf Grund seiner mäßigen Widerstände einem bergwasserführenden Bereich und der hochohmige Horizont B einem dichten Gesteinsbereich entsprechen. Der niederohmige Bereich (20 Ohm.m bis 150 Ohm.m) spricht für die Einschaltung von Graphitphylliten. Dieser Widerstandsbereich wurde bei den Labormessungen auch im Klüftletten der Störungen gemessen, allerdings ist deren Ausdehnung zu gering, um bei den Sondierungen in Erscheinung zu treten. Solche Störungen wurden auch bei der Korrelation der Horizonte auf Grund der Mächtigkeitsänderungen bzw. der jeweiligen Tiefenlage der Horizonte postuliert. Als Leithorizonte dienen die Schichten Z2 und C. Nach der vorliegenden Interpretation wäre immer der südliche Schenkel der abgesunkene, die Bruchfläche wurde als steil stehend angenommen. Bezüglich des Streichens der Störungen sind mindestens 2 Versionen möglich.

5. Weitere Detailmessungen in der Umgebung des ehemaligen Bergbaugebietes Schlaining

5.1. Gebiet zwischen Kurth- und Schlaggraben

Dieses ist die direkte nördliche Fortsetzung des Meßgebietes Kurthgraben (Lageplan s. Abb. 1 [C]). Es wurden hier Widerstandskartierungen mit der Wenneranordnung mit 2 verschiedenen Spacings, nämlich AB = 120 m und 180 m durchgeführt. Dabei konnten Widerstandsmaxima und -minima gefunden werden, die eine geologische Interpretation gestatten. Bei geringmächtiger Überlagerung kommen vor allem die mit dem längerem Spacing bestimmten scheinbaren Widerstände den wahren Widerständen sehr nahe. Ca. 400 m ENE vom Mathildestollen erstreckt sich am Südhang eine Anomalie, in der Widerstände von über 5000 Ohm.m erreicht werden. Nach N zu grenzt dieses Maximum anscheinend übergangslos an ein Widerstandsminimum, was dafür spricht, daß hier 2 Gesteinsserien mit stark unterschiedlichen Leitfähigkeiten anstehen. Nach der geologischen Karte von P. HERRMANN & A. PAHR (1982) liegt das Maximum zur Gänze in Karbonatphylliten. Im N wird das Maximum von einem Widerstandsminimum begrenzt, dessen Widerstände von 120–200 Ohm.m den Grünschiefern entsprechen könnten. Dieses Minimum trennt weiter im N ein weiteres Widerstandshoch ab, das ca. 620 m N vom Mathildestollen beginnt und sodann in eine NE-Richtung einbiegt. Diese geoelektrische Zone fällt annähernd mit einem ca. 100 m breiten Streifen von Serizitkalkschiefern zusammen, in dessen Hangendem laut geologischer Karte Grünschiefer

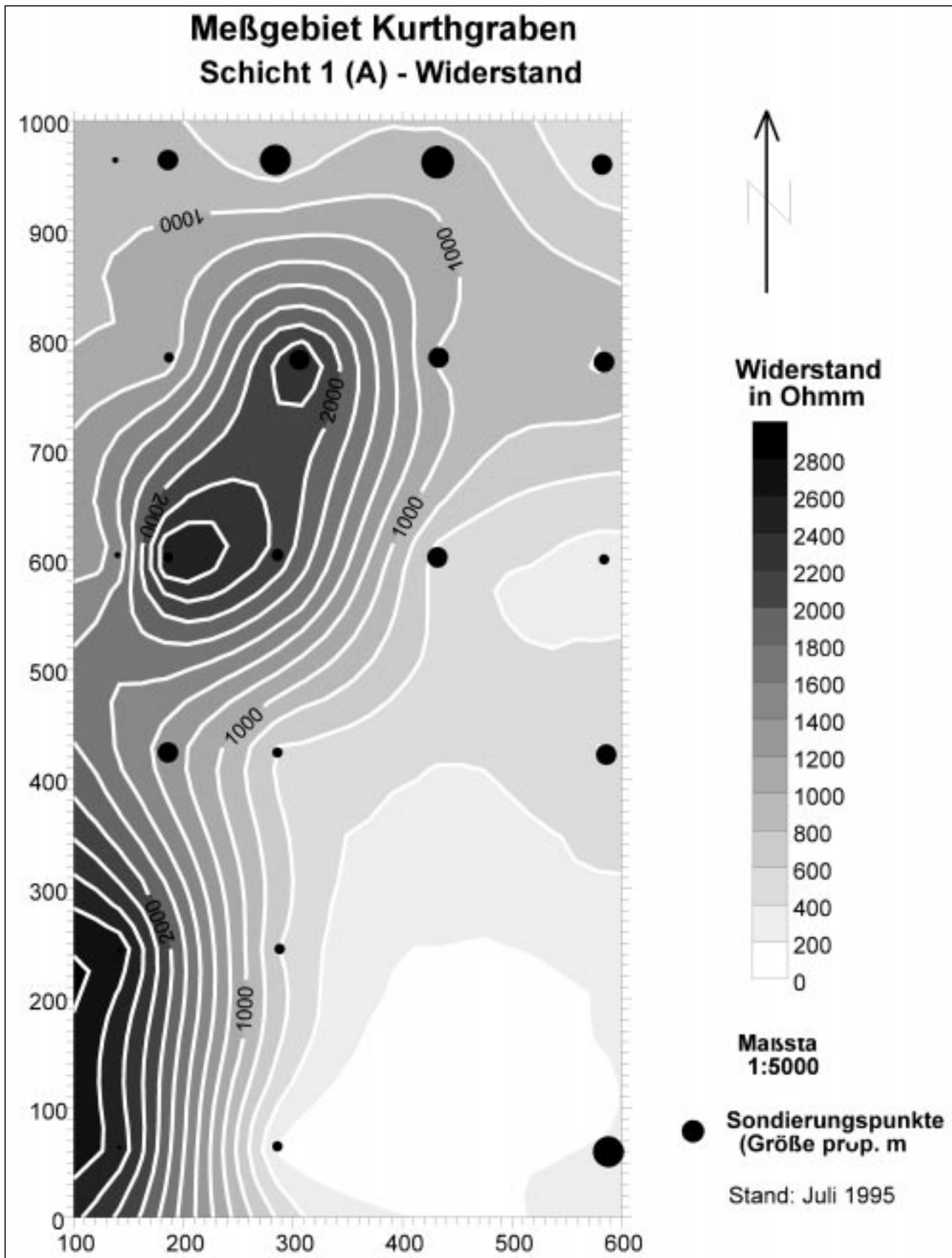


Abb. 5.
Isohyetenkarte des ρ_1 -Horizontes (A) – Meßgebiet Kurthgraben.

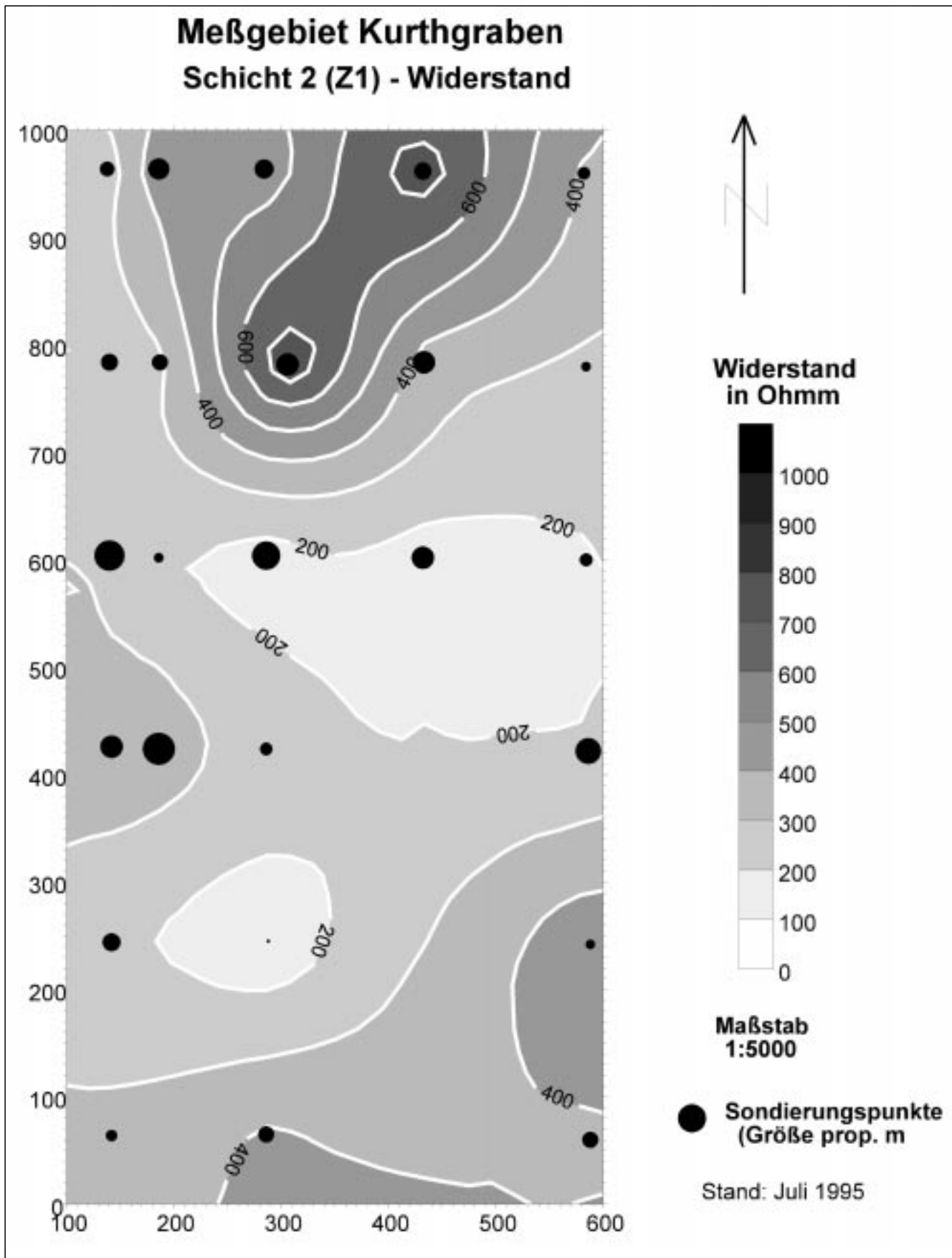


Abb. 6.
Isohyetenkarte des ρ_2 -Horizontes (Z1) – Meßgebiet Kurthgraben.

Meßgebiet Kurthgraben Schicht 3 (B) - Widerstand

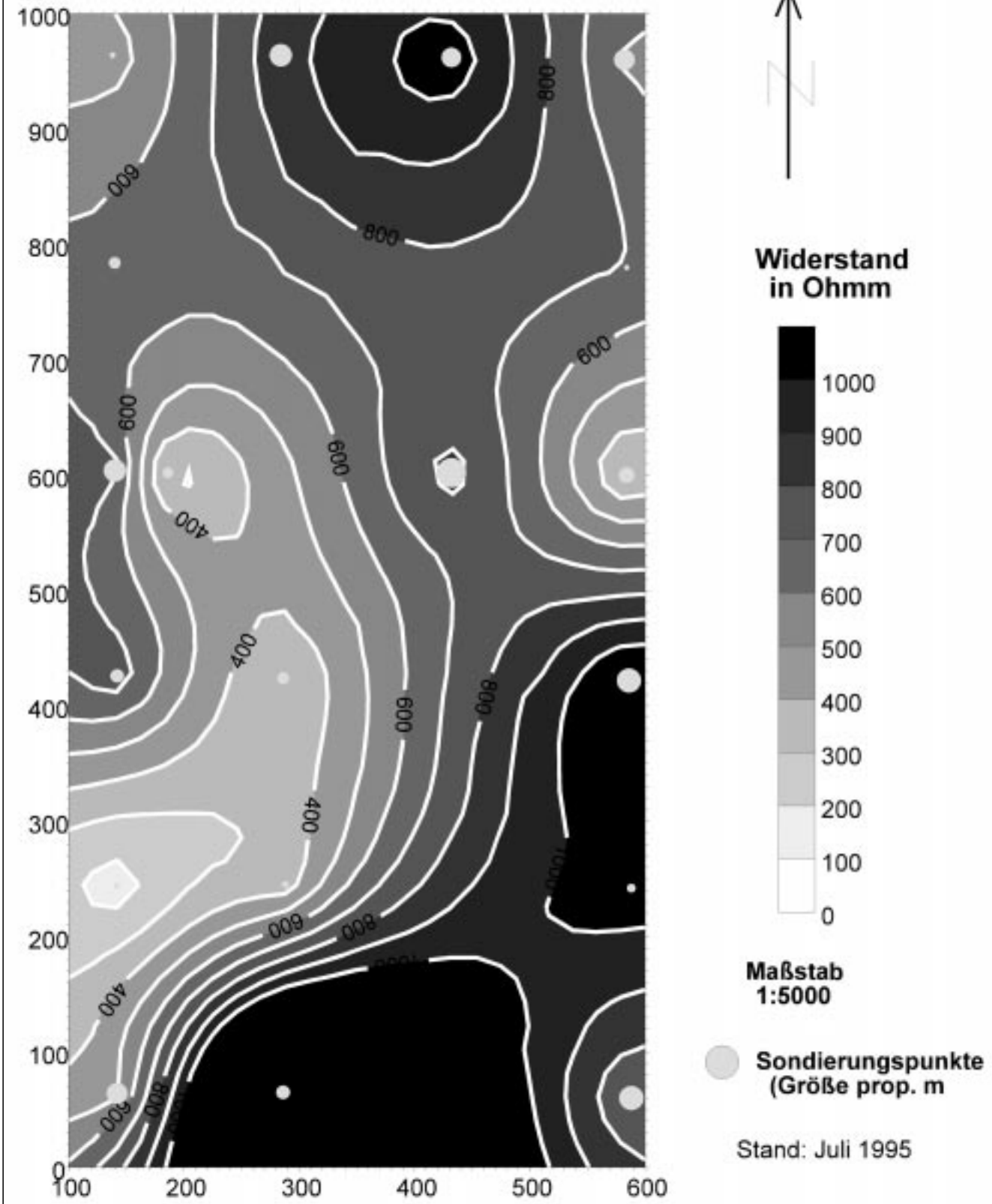


Abb. 7.
Isohyetenkarte des ρ_3 -Horizontes (B) – Meßgebiet Kurthgraben.

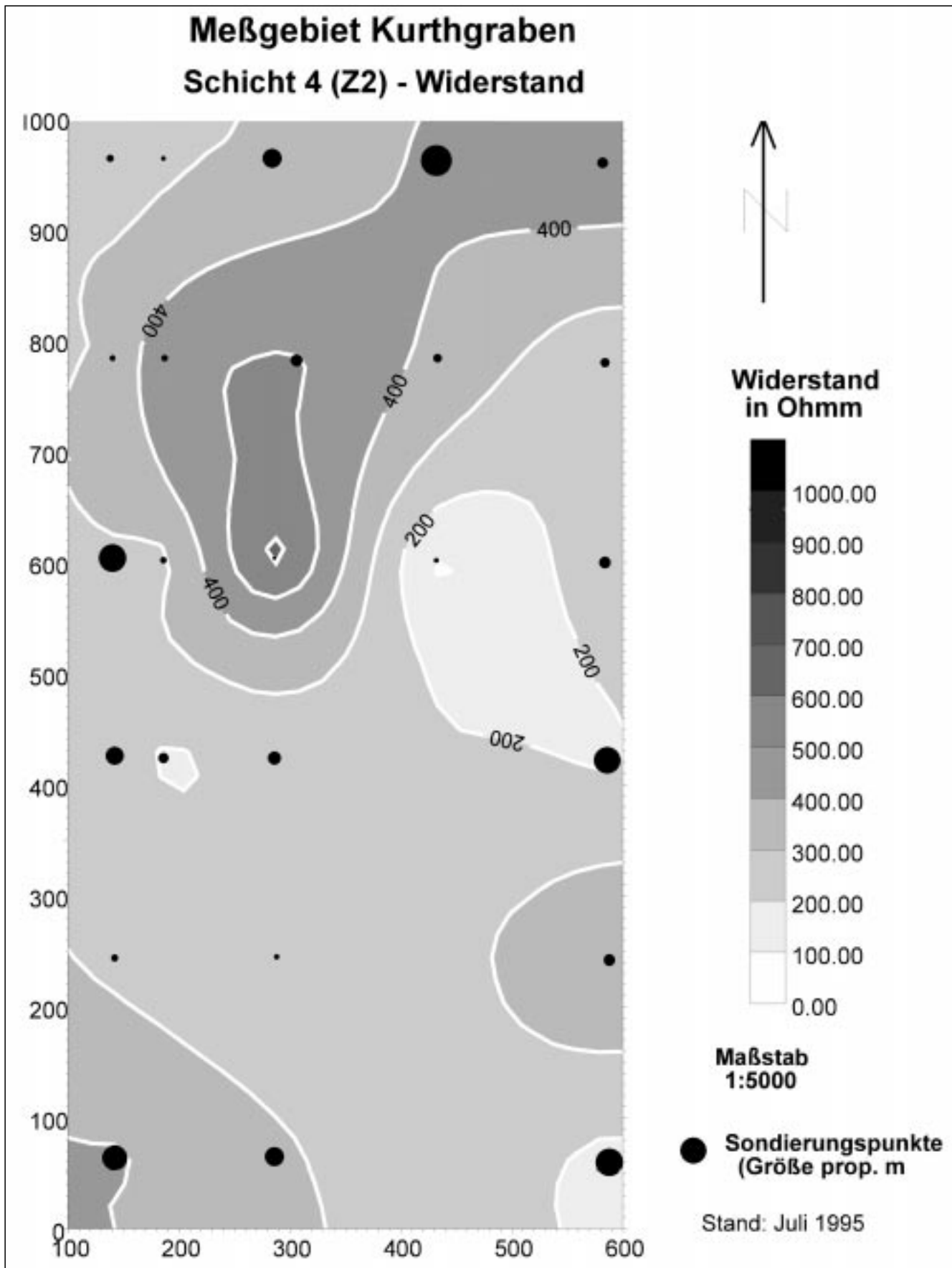


Abb. 8.
Isohyetenkarte des ρ_4 -Horizontes (Z2) – Meßgebiet Kurthgraben.

Meßgebiet Kurthgraben Schicht 5 (C) - Widerstand

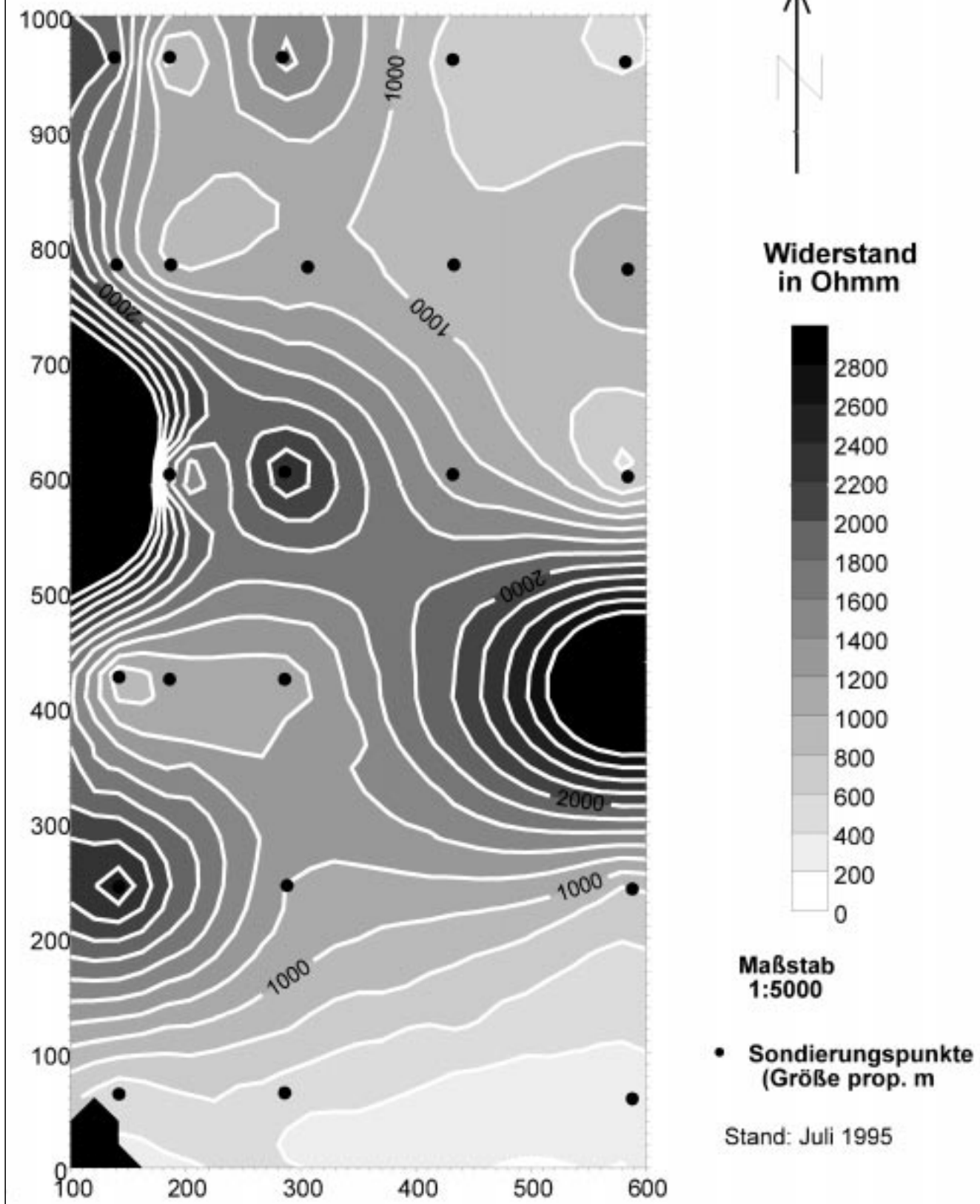


Abb. 9. Isohmenkarte des ρ_5 -Horizontes (C) – Meßgebiet Kurthgraben.

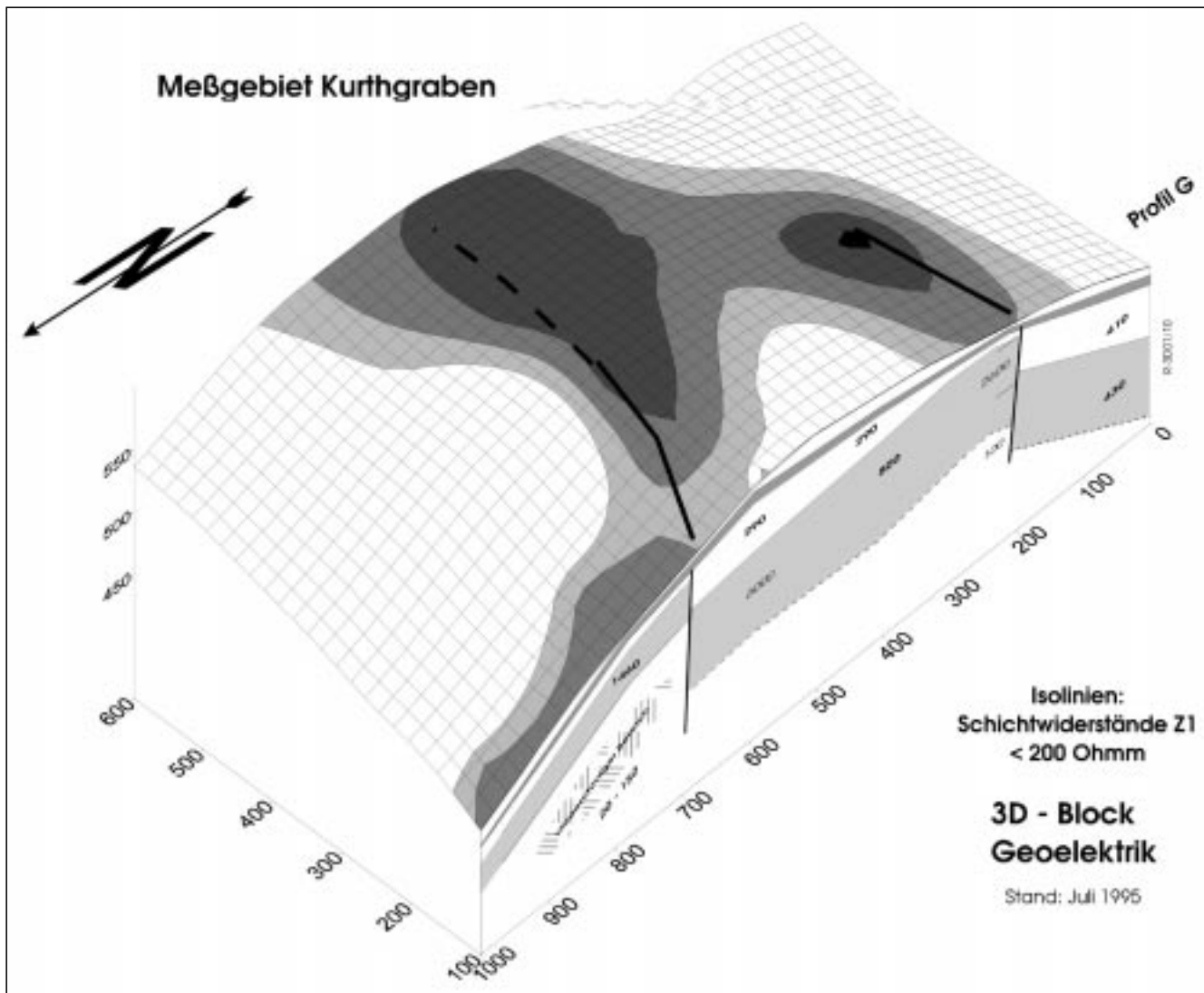


Abb. 10.
3D-Blockbild Kurthrevier.

ausgewiesen ist. Der Serizitkalkschiefer wäre durch Widerstände von 900–1100 Ohm.m gekennzeichnet. Darauf folgt im N ein weiteres Widerstandsminimum mit Werten von unter 100 Ohm.m, das ENE bis E streicht und bereits vom Schlaggraben gequert wird. Ca. 1.1 km N von Mathilde, bereits 200 m N vom Schlaggraben, erstreckt sich eine schwächere Widerstandsanomale mit Werten von mehr als 500 Ohm.m, die auf Grund eines Aufschlusses den Karbonatphylliten zuzurechnen ist. Nach der Geoelektrik wäre es möglich, daß die Grünschiefer eine größere Verbreitung und ein etwas abweichendes Streichen gegenüber der geologischen Karte aufweisen. Falls man die Widerstandsmaxima korrelieren kann, dann wäre auch an eine NE–SW streichende Blattverschiebung zu denken.

5.2. Gebiet Goberling Ost

Auch in diesem Gebiet (Lageplan s. Abb. 1 [D]) wurden nur Widerstandskartierungen in derselben Weise wie im Kurthrevier ausgeführt. Ca. 700 m NNE der Kirche erstreckt sich ein Widerstandsmaximum mit Werten von über 900 Ohm.m, das anscheinend einem Band von Serizitkalkschiefern zuzuordnen ist. Dieses wird im Hangenden – also nach Osten zu durch einen bogenförmigen Zug von Grünschiefern begrenzt, die ein Widerstandsmini-

mum mit Werten bis 100 Ohm.m herab bilden. In den nach Osten anschließenden Karbonatphylliten treten wieder höhere scheinbare Widerstände von mehr als 700 Ohm.m auf.

5.3. Gebiet Glashütten-West

Etwa 400–1400 m westlich der Kirche von Glashütten (Lageplan s. Abb. 1 [E]) wurde ein ca. 300 m breiter Streifen durch eine detaillierte Widerstandskartierung untersucht. Es zeigen sich 2 Widerstandsmaxima mit Werten von 900 und 1500 Ohm.m, die einen WNW-Trend erkennen lassen. Vom östlichen Maximum zweigt ein schwächeres mit Werten von ca. 800 Ohm.m in SW-Richtung ab. Nach der Geologie sind diese geoelektrischen Strukturen mit Serizitkalkschiefern zu verbinden, die in die Karbonatphyllite eingeschaltet sind. Im SW dieser Anomalie zeichnet sich ein Widerstandsminimum ab, das durch Werte unter 200 Ohm.m gekennzeichnet ist. Es wäre möglich, daß hier an der NNE-streichenden Störung der geologischen Karte Grünschiefer eingeklemmt sind.

5.4. Gebiet Tauchental

In diesem Gebiet (Lageplan s. Abb. 1 [E]) wurden sowohl Widerstandskartierungen als auch Tiefensondierungen

mit der Wennermethode mit Auslagen AB bis 180 m durchgeführt. Bereits die Isohmenkarte der Widerstandskartierung läßt erkennen, daß das Tauchental eine Zone mit niedrigen Widerständen bis 50 Ohm.m aufweist. Gegen die Talflanken zu, wo laut Geologie Karbonatphyllite anstehen, erfolgt zwar eine Widerstandszunahme, aber auf für dieses Gestein zu niedrige Werte von 250 Ohm.m. Ca. 400 m SE vom Sauerbrunnen erstreckt sich mit annähernd N-S-Streichen ein Minimum mit Werten von 50 Ohm.m. Diese Werte kommen den wahren Widerständen nahe, da bei der Tiefensondierung im tiefsten Horizont Widerstände derselben Größenordnung (40–50 Ohm.m) festgestellt wurden. Auch 400 m WSW vom Sauerbrunnen findet sich ein Widerstandsminimum von 50 Ohm.m, das annähernd NW–SE streicht und einem Grünschieferzug entsprechen dürfte. Dieser hätte also ebenfalls abnormale niedrige Widerstände. Parallel dazu verläuft noch östlich der Straße nach Neustift ein mäßiges Widerstandsmaximum mit Werten von 350–430 Ohm.m, das nach der Geologie im Karbonatphyllit liegt.

Es scheint somit im Tauchental durch den Aufstieg kohlenstoffhaltiger Wasser eine breite Zone beeinflusst und elektrisch besser leitend gemacht worden zu sein. Als Ursache des Aufstiegs wäre eine zum Talverlauf parallele

NW–SE streichende Störung möglich. Ob auch Graphitphyllite an der guten Leitfähigkeit der Gesteine beteiligt sind, ist derzeit noch offen.

6. Das Meßgebiet Jama-Schwarzgraben

6.1. Feldmessungen

Im Meßgebiet Jama-Schwarzgraben (Lageplan u. Geologie s. Abb. 11) wurden insgesamt 7 Tiefensondierungskurven (G1–G7) mit Aufstellungslängen AB von über 2000 m gemessen. Als Elektrodenanordnung kam eine Schlumbergeranordnung mit 3-fach-Überlappung der einzelnen Kurvensegmente zum Einsatz. Um auch bei den Weitaufstellungen signifikante Widerstandswerte zu erhalten, wurde die Zahl der Meßpunkte pro Dekade beginnend mit 6 bis auf 14 bei großen AB Abständen erhöht. Dadurch kann die Signifikanz der Meßergebnisse wesentlich verbessert werden, da bei größeren Aufstellungslängen auch die Meßfehler steigen und auf diese Art eine bessere Statistik erreicht wird. Die genaue Lage der Sondierungspunkte ist in der Abb. 11 mit der verwendeten Auslagenrichtung eingetragen. Die Lage der Punkte und die Aufstellungsrichtungen wurden so gewählt, daß die

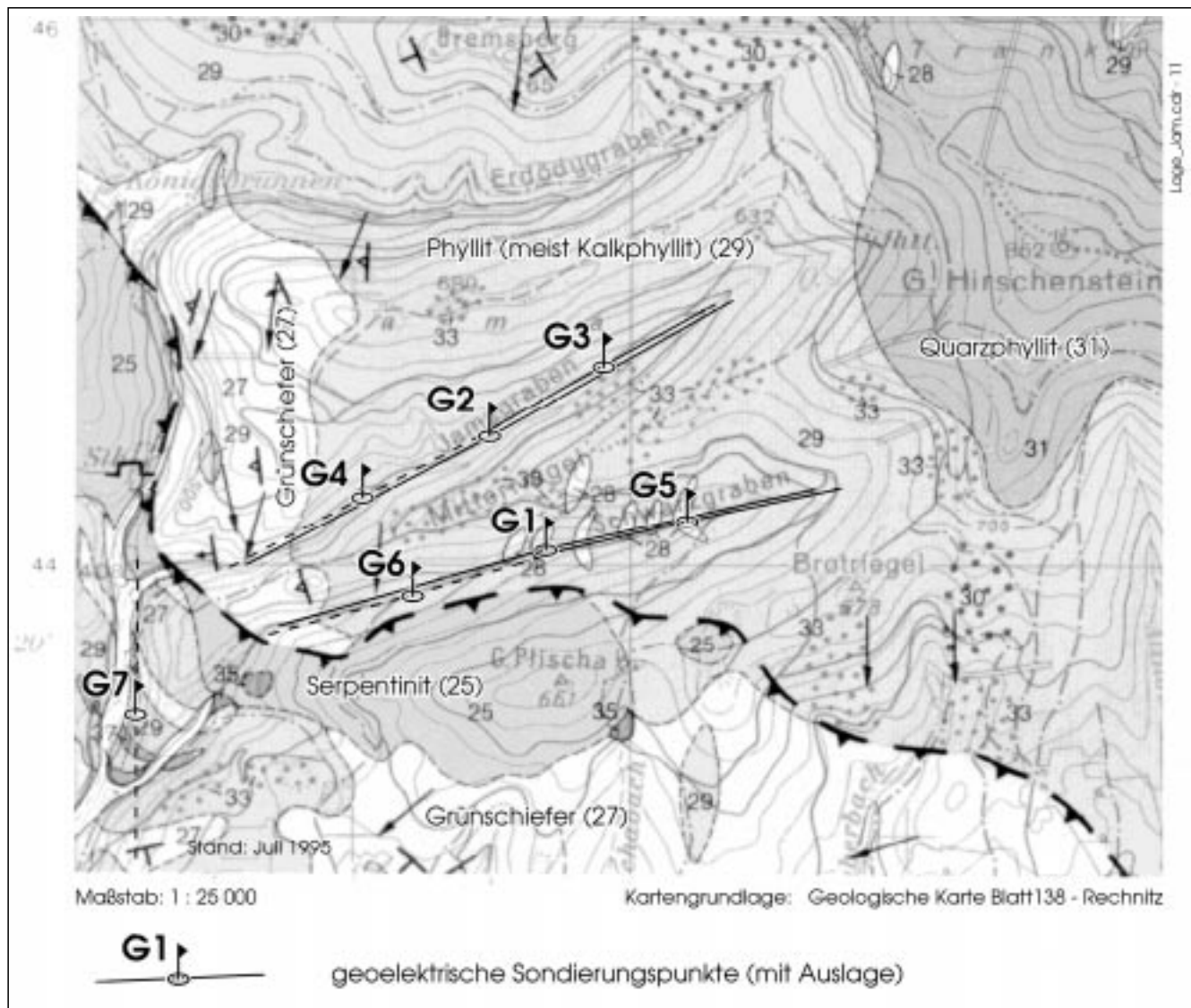


Abb. 11. Lageplan der Sondierungen im Jama- und Schwarzgraben mit Geologie.

Topographieeinflüsse auf die Messung möglichst gering sind.

Als Feldmeßgerät wurde eine Geoelektrikapparatur der Fa. ABEM mit der Typenbezeichnung SAS300 verwendet. Für die größeren Aufstellungslängen kam zusätzlich ein Booster zur Anwendung. Die damit erreichbaren Stromwerte lagen bei 50 bzw. 100 mA. Damit ergab sich eine wesentliche Verbesserung des Signal/Rausch-Verhältnisses.

Bei der Auswertung der Sondierungskurven wurde im ersten Schritt mit Hilfe einer Inversion nach A. ZOHDY (1989) ein quasikontinuierliches Schichtenmodell erstellt. Aus diesem Schichtenmodell konnten anschließend über eine berechnete Widerstandstiefenfunktion (E. NIESNER, 1990; E. NIESNER, Ch. SCHMID & F. WEBER, 1993) signifikante geoelektrische Schichtgrenzen im Untergrund ermittelt werden. Eine geoelektrische Schichtgrenze bedeutet, daß es an dieser Schichtgrenze entweder zu einer signifikanten Änderung der elektrischen Widerstände der Formationen oder zu einer Änderung des Widerstandsgradienten von Widerstandszunahme zu Widerstandsabnahme mit der Tiefe bzw. umgekehrt kommt. Geoelektrische Schichtgrenzen können, müssen aber somit nicht unbedingt mit lithologischen Schichtgrenzen identisch sein, da Widerstandsänderungen nicht nur durch die Änderung der Lithologie sondern auch durch andere Faktoren wie z.B. Wassergehalt, Klüftung, Tongehalt, Porosität etc. verursacht werden können. Im Rechnitzer Pennin und in analogen metamorphen Einheiten können die letzteren Faktoren durchaus oft dominierend sein. Unter diesem Gesichtspunkt sind auch die interpretierten Schichtgrenzen zu betrachten, wobei dann das tatsächliche Einfallen der lithologischen Schichten nicht unbedingt mit dem Einfallen der geoelektrischen Schichtgrenzen übereinstimmen muß. Geoelektrische Schichten können auch petrophysikalische Änderungen der Gesteine wiedergeben.

6.2. Auswertung

Wegen der Besonderheiten der Weitaufstellungen ist es zweckmäßig, die Sondierungskurven und deren mögliche Einflußgrößen separat zu besprechen. (Sondierungskurven s. Abb. 12a). Der Meßpunkt G1 liegt im mittleren Schwarzgraben und läßt bei einer qualitativen Auswertung mindestens einen 5-Schichtfall mit 2 Maxima erkennen. Bis $AB/2 = 177$ m ist die Kurvenanpassung ausgezeichnet, so daß sowohl der hochohmige Bereich von 510 Ohm.m als auch die darunterliegende niederohmige Schicht von 20–100 Ohm.m als gesichert gelten können. Letztere könnte nur durch das Auftreten von Graphitlinsen zu erklären sein. Die Sondierungen mit größerem Spacing könnten vom Serpentin der Großen Plischa beeinflusst sein, da die tektonische Grenze im S streckenweise parallel in nur 100 m Entfernung verläuft.

Bei der Sondierungskurve G2 liegt ebenfalls ein Maximumtyp vor, dessen etwas unregelmäßiger Anfangsteil anscheinend auf topographische Einflüsse und die stärkere Durchfeuchtung im Jamagraben zurückzuführen ist. Die Grenze zum Grünschiefer im SW ist 0.7 km, zum Serpentin der Großen Plischa 0.5 km entfernt, so daß die Widerstandswerte im tieferen Teil des berechneten Profils sehr wahrscheinlich dem Karbonatphyllit zuzuordnen sind.

Die Sondierungskurve des Meßpunkts G3 entspricht einem flachen Maximumtyp, der in erster Annäherung als 3-Schichtfall ausgewertet werden könnte. Die Variation im Anfangsteil ist wesentlich schwächer als bei Punkt G2. Es ist möglich, daß der tiefste „Horizont“ mit 90 Ohm.m noch nicht dem Endwert entspricht und dieser noch etwas niedriger ist. Die Kurvenanpassung ist durchwegs gut, die Differenzen zwischen den gemessenen Werten und der synthetischen Kurve liegen überwiegend unter 5 %.

Die Sondierungskurve des Punktes G4 könnte ebenfalls in erster Annäherung als 3-Schichtfall vom absteigenden Typ betrachtet werden. Eine genauere Inspektion läßt im Anfangsteil einen flachen Anstieg auf 440 Ohm.m erkennen. Der Abfall im tieferen Bereich von 110 auf 70 Ohm.m ist zwar klar erkennbar, beruht aber nur auf wenigen Meßwerten. Laterale Einflüsse sind gegen W und SW durch die dort anstehenden Grünschiefer wahrscheinlich.

Die Kurve des Punktes G5 zeigt am Anfang ein hochohmiges kleines Maximum, gefolgt von einem breiten, unregelmäßigen Abfall. Ein konstanter Endwiderstand von 130 Ohm.m erscheint gut abgesichert. Laterale Widerstandsänderungen sind bei den Sondierungen mit $AB/2 \gg 300$ m anzunehmen, da in diesem Einflußbereich im S Serpentin bzw. Grünschiefer anstehen. Die Grünschiefer im oberen Teil des Schwarzgrabens in der Nähe des Sondierungspunktes könnten ebenfalls einen Einfluß haben, der jedoch schwer abzuschätzen ist.

Die Sondierungskurve G6 entspricht vereinfacht einem 3-Schichtfall vom Maximumtyp, bei dem ρ_3 jedenfalls größer als ρ_1 ist. Im Anfangsteil lassen sich Widerstände von 40 bzw. 80 Ohm.m berechnen, wobei es wegen der geringen Mächtigkeit fraglich ist, ob es sich um echte Horizonte handelt. Das Widerstandsmaximum von 300 Ohm.m ist sehr gut ausgeprägt, wogegen der darunter liegende Bereich mit einem Widerstand von 25–100 Ohm.m einen reinen Rechenwert darstellt und möglicherweise keinem „Horizont“ entspricht bzw. auf eine Graphiteinschaltung zurückzuführen ist. Der Endwert von 130 Ohm.m wird nur durch wenige Meßpunkte in der Kurve repräsentiert. Da der Meßpunkt im Unterlauf des Schwarzgrabens unweit der Grenze zum Serpentin im S und Grünschiefer im W liegt, sind Lateraleinflüsse mit Sicherheit anzunehmen.

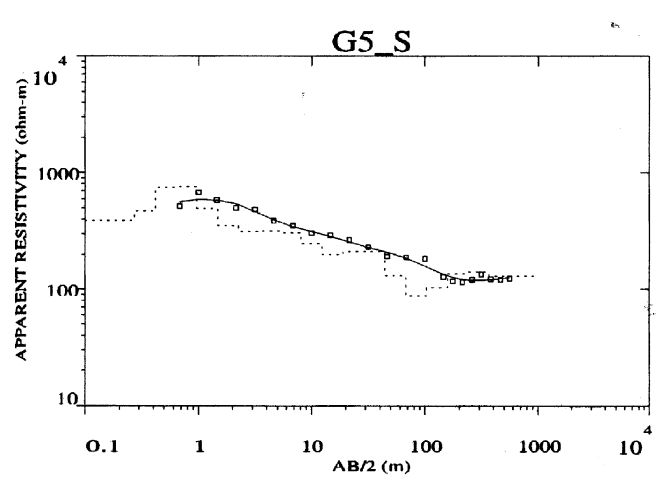
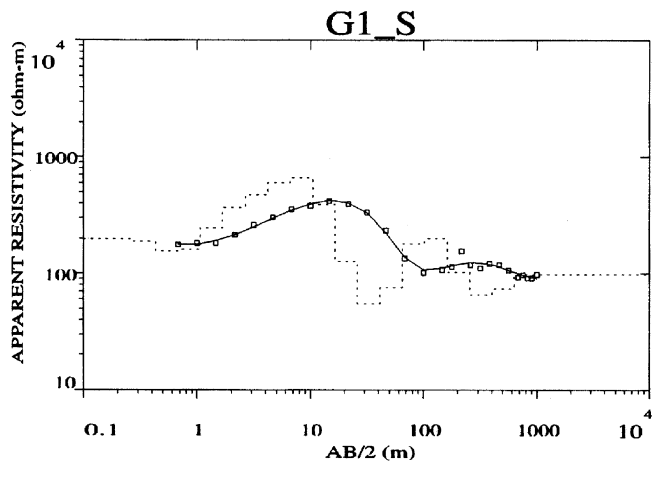
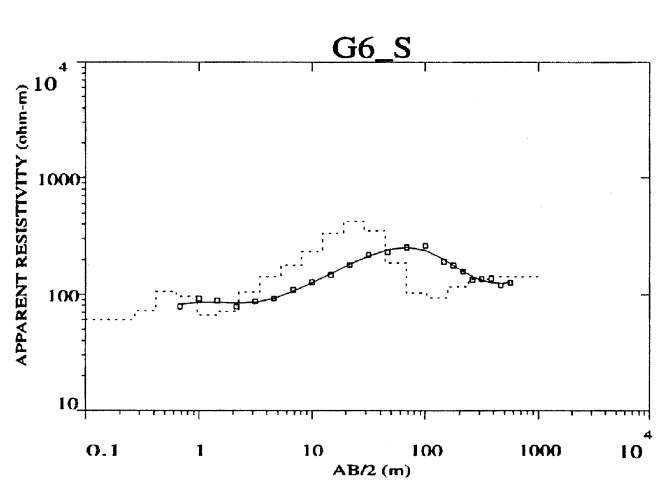
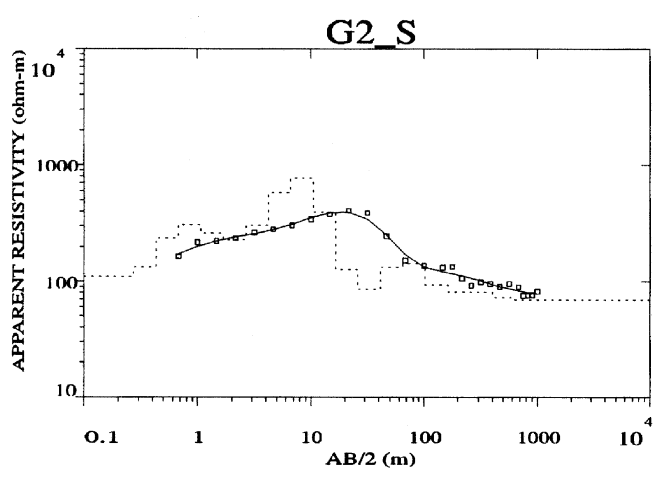
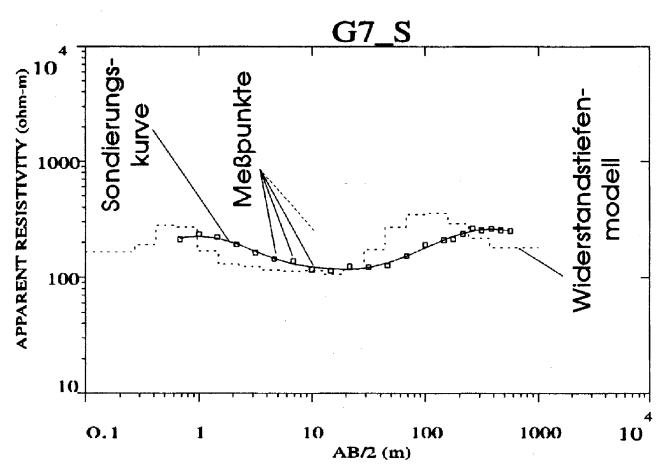
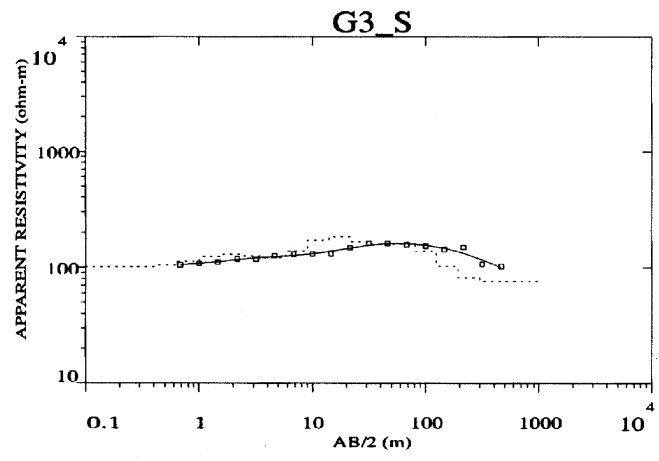
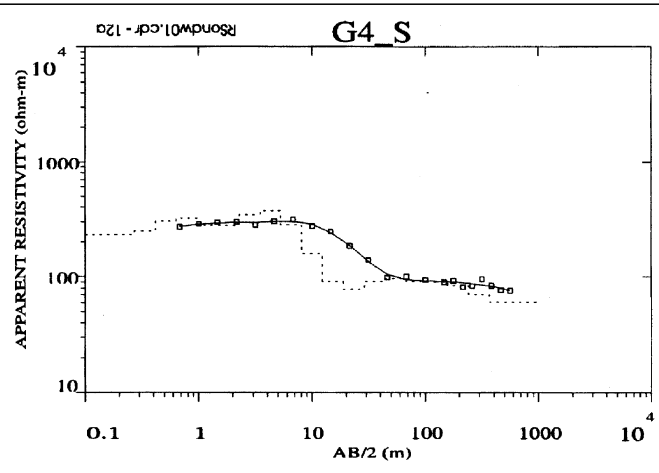
Der Sondierungspunkt G7 befindet sich bereits im Talbereich des Erdödygrabens, so daß sich die Auslage in N-S-Richtung erstreckt. Die Sondierungskurve zeigt einen ausgeprägten Minimumtyp, der im übrigen Meßgebiet nirgends auftritt. Die anscheinend beträchtliche vertikale Widerstandsänderung im oberen Teil des Tiefenprofils ist sicher von den komplexen petrophysikalischen und lithologischen Verhältnissen in der Umgebung des Sondierungspunktes beeinflusst. Der Endwert von 62 Ohm.m erscheint wenig gesichert.

6.3. Probleme der geophysikalisch-geologischen Interpretation

Aufgrund der Aufschlußverhältnisse kann angenommen werden, daß in beiden Gräben unter einer geringmächtigen Verwitterungsschicht das auskartierte Gestein – der Karbonatphyllit – ansteht. Von der Geologie her wäre daher die Voraussetzung gegeben, einen repräsentativer Wert für den Karbonatphyllit bei den Sondierungen zu be-

Meßgebiet Jama- u. Schwarzgraben
Geoelektrische Tiefensondierungskurven G1 - G7
Widerstandstiefenmodelle erstellt durch Inversion mit quasikontinuierlichem Modell

Stand: Juli 1995



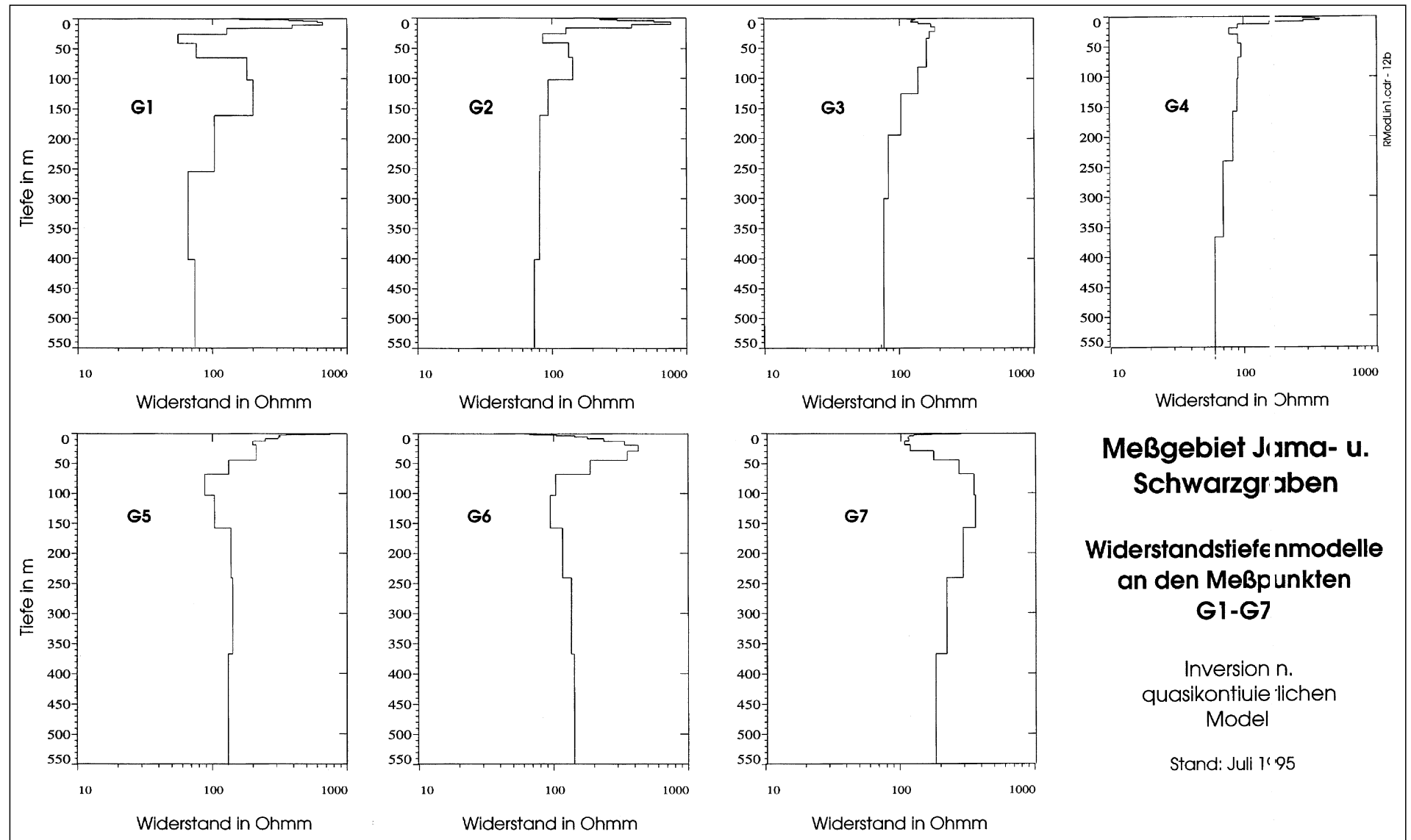


Abb. 12b.
Lineare Widerstandstiefenprofile an den Sondierungspunkten G1-G7.

stimmen. Unbekannt ist jedoch der für den elektrischen Widerstand wesentliche Wassergehalt des Gesteins. Da die Kurven von G1, G2, G6 einen deutlichen Maximumtyp im Anfangsteil erkennen lassen, erscheint die Annahme berechtigt, daß der Widerstand des Maximums dem des trockenen, über dem Bergwasserspiegel liegenden Karbonatphyllits entspricht. Die Kurven von G3, G4 und G5 weisen im Anfangsteil nur einen schwachen Anstieg oder einen nahezu konstanten höherohmigen Ast auf, so daß dadurch ebenfalls der Widerstand des anstehenden Karbonatphyllits bestimmt werden kann. Auf das Maximum folgt in den Kurven ein abfallender Ast oder sogar ein ausgeprägtes Minimum (z. B. Punkt G1). Da in der Talsohle ein Gerinne fließt, ist es naheliegend, einen wassergesättigten Gesteinsbereich und keinen Gesteinswechsel als Ursache der Widerstandsänderung anzunehmen. Eine andere Erklärungsmöglichkeit, die mit den geologischen Fakten verträglich ist, wären Brekzien, deren toniges Bindemittel für den mäßigen Widerstand verantwortlich wäre. Der hochohmige Bereich weist ein Widerstandsmaximum bei den Punkten G2 und G6 auf (830 bzw. 600 Ohm.m), woraus sich ein NW-SE gerichtetes Streichen ergibt. Eine solche Richtung deutet sich auch in den Isoohmen des niederohmigen Bereichs an, dessen Achse im Schwarzgraben etwa bei Punkt G1 liegt.

Bezüglich der Widerstandsverhältnisse in den tieferen Abschnitten läßt sich zunächst sagen, daß diese generell auf mäßige Werte hin abnehmen. Dabei scheinen im Jamagraben niedrigere Endwiderstände im Tiefenbereich bis 400 m zu herrschen (60–80 Ohm.m) als im Schwarzgraben, wo in diesen Tiefen auch noch Widerstände über 100 Ohm.m auftreten.

Mit den geglätteten Sondierungskurven kann nur im oberen Tiefenbereich mit dem erwähnten Widerstandsmaximum eine räumliche Korrelation vorgenommen werden. Diese zeigt einen im wesentlichen der Erdoberfläche folgenden Verlauf der geoelektrischen Horizonte, also ein Ergebnis wie im Kurthrevier. Um nun gegebenenfalls mehr Einzelheiten der Kurven aufzulösen und eine bessere Korrelation vor allem der größeren Tiefen zuzuordnenden Kurvenbereiche durchführen zu können, wurde eine Inversion nach einem quasikontinuierlichen Modell gerechnet (Abb. 12b). Auch hier lassen sich gewisse generelle Trends erkennen, wobei eine Widerstandsabnahme mit der Tiefe etwa ab 150 m dominiert. Eine sichere Korrelation unterhalb des oberflächennahen Maximums mit darunter befindlichem Minimum ist jedoch auch mit der Inversion nur bedingt möglich, da echte Leithorizonte fehlen (s. Abb. 13 und 14). Es wurde ferner untersucht, ob und wie weit eine Korrelationsvariante der spezifischen Widerstände mit den geologischen Gegebenheiten verträglich ist. Nach der geologischen Karte Blatt Rechnitz erfolgt das Streichen meist N-S bis NNW-SSE, das Einfallen ist steiler als 60° angegeben. Es ist jedoch zu berücksichtigen, daß die Aufstellungen im Jamagraben in Richtung E30°N ausgelegt sind und somit vermutlich unter einem spitzen Winkel zum wahren Einfallen der Schichten verlaufen. Die B-Achsen scheinen nach A. PAHR (K. FERENZ, P. HERRMANN & A. PAHR, 1987) flach nach S einzufallen. Unter diesen Prämissen würde sich im Jamagraben in den tieferen geoelektrischen „Horizonten“ ein scheinbares, nach SW gerichtetes Einfallen >45° ergeben. Ein darunter liegender Horizont mit einem Widerstand von 80 Ohm.m wurde von G5 bis zu G6 zu korrelieren versucht, wobei sich ein mittleres Einfallen von 30–50° nach WSW ergab.

Auf eine Erklärungsmöglichkeit für die Lithologie der niederohmigen (unter 100 Ohm.m) Horizonte wurde bisher

noch nicht eingegangen, nämlich auf das mögliche Auftreten von Graphitphylliten. L. SZABADVÁRY & I. SZILÁGYI (1991) stellten bei ihren Messungen im ungarischen Teil des Rechnitzer Pennins fest, daß dort reine Graphitschiefer elektrische Widerstände von wenigen Ohm.m aufweisen. Hinweise in dieser Richtung haben sich auch in der Umgebung der ehemaligen Antimonbergbaue Neustift und Kurthrevier gefunden. Im Raum Jama-Schwarzgraben gibt es auch die Möglichkeit der Einschaltung von linsenförmig auftretenden Graphitschiefern (lt. freundlicher Mitteilung von Hrn. Prof. A. PAHR).

Beim Vergleich der elektrischen Widerstände einer Gesteinsserie in räumlich verschiedenen Meßgebieten muß auch an die Möglichkeit einer Leitfähigkeitsanisotropie gedacht werden. Diese Frage muß jedoch im Meßgebiet Jama-Schwarzgraben offen bleiben, da die dazu nötigen Kreuzaufstellungen wegen der erheblichen Störfaktoren (Topographie, Hydrologie, Gesteinsgrenzen) unzuweckmäßig erschienen. Die Messungen im Jamagraben mahnen diesbezüglich zu Vorsicht; die Widerstände bei den benachbarten Punkten G2 und G3 weisen einen beträchtlichen horizontalen Widerstandsgradienten auf, obwohl anscheinend der Einfallswinkel der Schichten gleich bleibt. In Gebieten mit Faltenbau und tektonischen Störungen dürfte es äußerst schwierig sein, Anisotropieeffekte nachzuweisen, zumindest erfordert dies ein dichtes Netz von Sondierungspunkten.

6.4. Methodische Beurteilung der geoelektrischen Tiefensondierung in Hinblick auf das Rechnitzer Pennin

Die Prämisse der flachen Lagerung der geoelektrischen Schichten scheint im ganzen Meßgebiet nur in den oberen Horizonten, also im Tiefenbereich von wenigen 10er Metern gegeben zu sein. Es läßt sich vielfach zeigen, daß die Lage dieser Schichten dem generellen Trend der Topographie folgt. Die weitere Bedingung der Auswertung, daß die Schichten konstante Widerstände aufweisen, ist nur teilweise erfüllt, vielmehr sind regional beachtliche Widerstandsänderungen festzustellen. In dem detailliert untersuchten Gebiet Kurthgraben und Umgebung läßt sich erkennen, daß diese oberen geoelektrischen Schichten etwa analoge Lagerungsverhältnisse aufweisen wie die vergleichbaren Horizonte der Refraktionsseismik. Beide befinden sich im Bereich der Verwitterungsschicht bzw. des von der Verwitterung noch betroffenen Kristallins. Tiefere Horizonte aus dem anstehenden Gestein konnten im Kurthrevier und den nördlich anschließenden Meßgebieten nirgends beobachtet werden, dabei ist allerdings die begrenzte Aufstellungslänge von maximal AB=180 m in Rechnung zu stellen. Rein von der Aufstellungslänge her betrachtet könnten im östlichen Meßgebiet (Jama- und Schwarzgraben) tiefere Horizonte geoelektrisch erfaßt werden. Das Vorhandensein eines 1D-Modells bei den Sondierungspunkten und damit die Voraussetzung für die quantitative Interpretation der Sondierungskurven muß jedoch aus folgenden Gründen kritisch betrachtet werden.

- Ein Vergleich mit der geologischen Karte läßt erkennen, daß die Aufstellungen oftmals weit über die am Sondierungspunkt befindliche Gesteinsart hinausreichen und widerstandsmäßig stark unterschiedliche Schichtglieder einbeziehen.

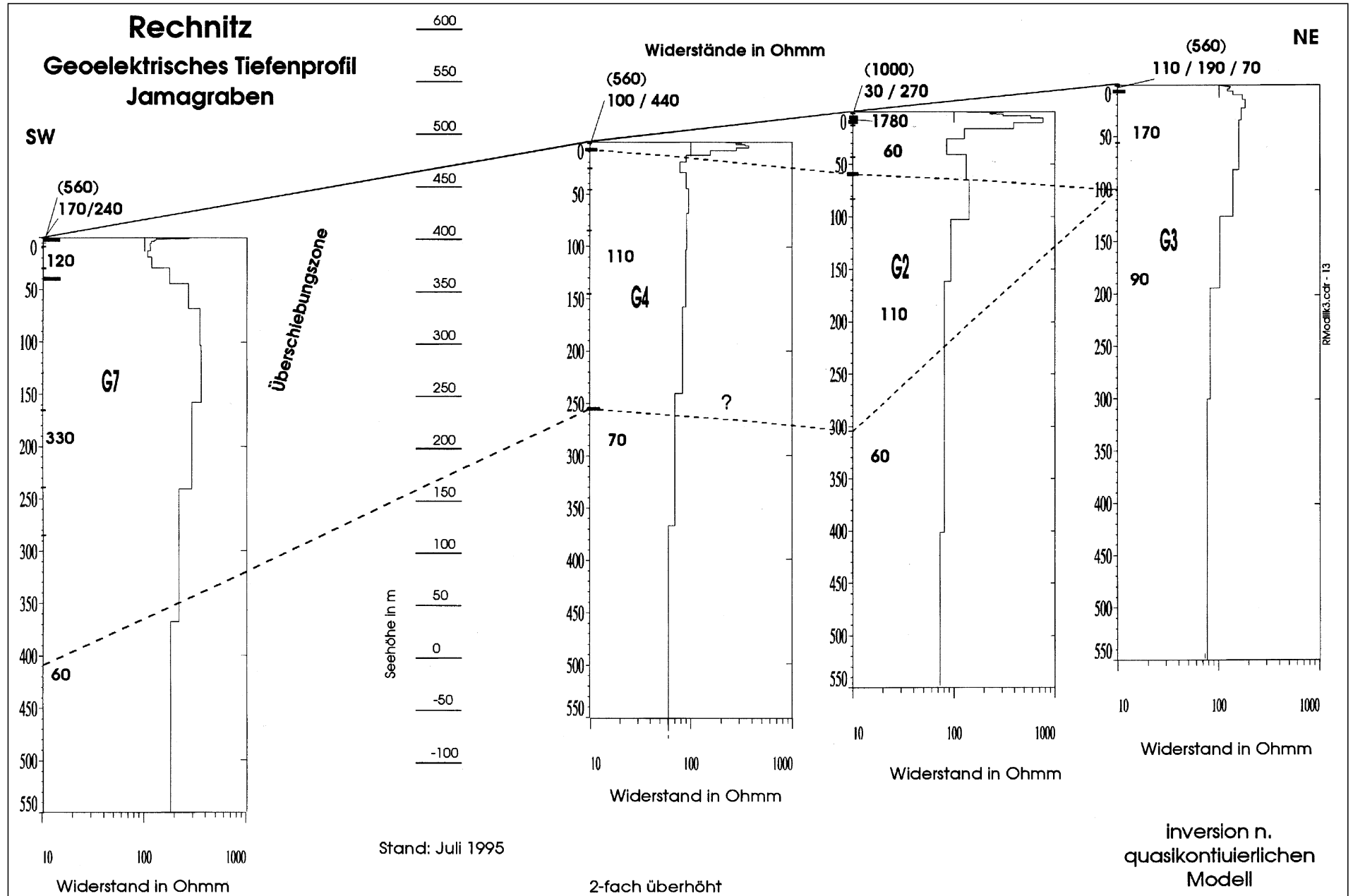


Abb. 13.
Geoelektrisches Tiefenprofil Jamagraben.

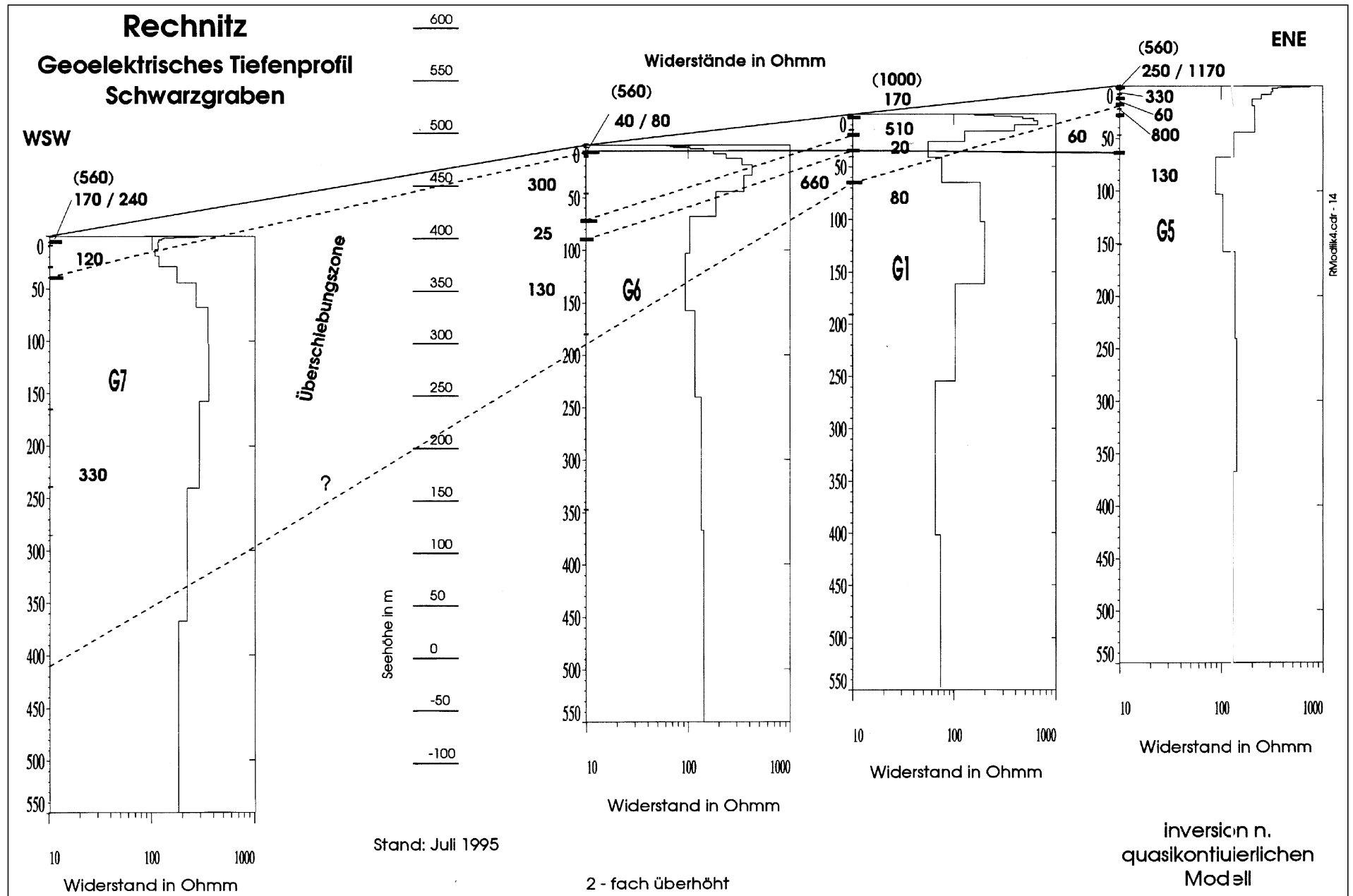


Abb. 14.
Geoelektrisches Tiefenprofil Schwarzgraben.

- das wahre Einfallen der Gesteinsserien des Pennins erfolgt relativ steil ($>45^\circ$), es ist daher mit einem größeren Winkel zwischen der Richtung der geoelektrischen Aufstellungen und dem regionalen Streichen der Schichten zu rechnen.

In Anbetracht dieser Umstände erscheint es daher fraglich, ob die tieferen geoelektrischen Charakteristika als Horizonte betrachtet, ausgewertet und korreliert werden können. Die Interpretation und Korrelation muß also in laufender Abstimmung mit den geologischen Gegebenheiten erfolgen.

Dank

Die Untersuchungen im Gebiet Kurthgraben und Umgebung erfolgten seinerzeit im Auftrag der Bleiberger Bergwerksunion, die Messungen im Raum Jama-Schwarzgraben wurden aus Mitteln der Kommission für Geophysikalische Forschungen der Österreichischen Akademie der Wissenschaften finanziert. Für diese substantielle Unterstützung sprechen die Autoren den auftraggebenden Organisationen den aufrichtigen Dank aus.

Weiters wird Herrn Prof. Dr. A. PAHR und Herrn Doz. Dr. I. CERNY für fachliche Informationen, Herrn Ing. J. ATZMÜLLER für petrophysikalische Labormessungen bestens gedankt.

Literatur

BANDAT, H. (1932): Die geologischen Verhältnisse des Kőszeg-Rechnitzer Schiefergebirges. – Földtani Szemle, Geol.Inst. Univ. Budapest, Budapest.

BETSAYAD, N. & LINDPOINTNER, D. (1970): Geoelektrische Tiefensondierungen und Widerstandskartierungen im Raum Neustift und im Tauerntal/Burgenland. – Unveröff. Dipl.Arb., Inst. f. Angew. Geophysik, Montanistische Hochschule Leoben, Leoben.

BJÖRKDAHL, P. & HALLIN, G. (1968): Bericht über die Turam-Messungen bei Schlaining/Burgenland. – Unveröff. Gutacht. d. Teratest AB, Stockholm.

FERENZ, K., HERRMANN, P. & PAHR, A. (1987): Geologische Karte der Rep. Österreich, Blatt 138 Rechnitz. – Geol. B.-A, Wien.

FERENZ, K., HERRMANN, P. & PAHR, A. (1988): Erläuterungen zur geologische Karte der Rep. Österreich, Blatt 138 Rechnitz. – Geol. B.-A., Wien.

FRANK, W., FREY, I., JUNG, G., ROETZEL, R. & THONI, M. (1980): Wie intensiv war die alpine Metamorphose und Strukturprägung im SE-Teil des ostalpinen Kristallins?. – Jber. 1979 „Die früh-alpine Geschichte der Ostalpen“, 1, 13–20, Leoben.

HEINZ, H., BIEDERMANN, A., KÓHAZY, R. & SEIBERL, W. (1987): Auswertung aeromagnetischer Daten aus dem Bundesland Burgenland. – Proj. Ber. BC-2d/84, Geol. B.-A., Wien.

HISSLLEITNER, G. (1933): Das Grubenfeld des Antimonbergbaues Schlaining im Burgenland. – Metall u. Erz, 30, 403–406.

HERRMANN, P. & PAHR, A. (1982): Geologische Karte der Rep. Österreich, Blatt 137 Oberwart. – Geol. B.-A, Wien.

JANSCHKE, H. (1970): Bericht über die geoelektrischen Untertagemessungen (Sekundärprogramm) in der Grube des Antimonbergbaues Schlaining der BBU. – Unveröff. Forsch.bericht, 4 UTM, Inst.f.Geophysik, Mont. Hochschule Leoben.

KOEFOD, O. (1979): Geosounding Principles, 1, Meth. in Geochem. a. Geophys. 14A. – Elsevier, Amsterdam, Oxford, NY.

KOLLER, F. & PAHR, A. (1980): The Penninic Ophiolites on the eastern End of the Alps. – Ophioliti, 5, 73–78, Bologna.

KOLLER, F. & WIESENER, H. (1981): Gesteinsserien und Metamorphosen der Rechnitzer Serie im Burgenland und des Unterostalpins in der Oststeiermark. – Exk.-Führer ÖMG-DMG Tagung, Fortschr. Miner., 59, Beih. 2, 167–178, Stuttgart.

KOSTELKA, L. & WEBER, F. (1972): Geophysikalische Prospektion auf Antimonit bei Schlaining im Burgenland (Ostösterreich). – Schriften der Ges. Deutscher Metallhütten- u. Bergleute e.V., H. 24, Clausthal-Zellerfeld.

MARTON, E., MAURITSCH, H.J. & PAHR, A. (1987): Paläomagnetische Untersuchungen in der Rechnitzer Fenstergruppe. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 80, 185–205, Wien.

MOSTLER, H. & PAHR, A. (1981): Triasfossilien im „Cáker Konglomerat“ von Goberling. – Verh. Geol. B.-A., 1981, 83–91, Wien.

NIESNER, E. (1990): Neue Methode zur Auswertung geoelektrischer Messungen. – 50. Jahrestagung d. DGG, Leoben.

NIESNER, E. (1992): Integrierte Loginterpretation in nichtmarinen Sedimenten. – Habilitationsschrift, Montanuniv. Leoben.

NIESNER, E., SCHMID, CH. & WEBER, F. (1993): Auswerteprobleme bei Pliozänschottern in der Molassezone von Oberösterreich. – Arch.f.Lagerst.forsch. Geol. B.-A., 16, 41–71, Wien.

OBERHAUSER, R. (1980): Der geologische Aufbau Österreichs – Hrsg. von der Geol. Bundesanst. – Springer Verlag, Wien.

PAHR, A. (1955): Untersuchungen über den Bau und die tektonische Stellung der Rechnitzer Schieferinsel (Burgenland). – Unveröff. Diss. Univ. Wien.

PAHR, A. (1960): Ein Beitrag zur Geologie des nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1960, 274–282, Wien.

PAHR, A. (1977): Ein neuer Beitrag zur Geologie des Nordostsporns der Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1977, 23–33, Wien.

PAHR, A. (1984): Erläuterungen zur geologische Karte der Rep. Österreich, Blatt 137 Oberwart. – Geol. B.-A., Wien.

POLLAK, A. (1955): Neuere Untersuchungen aus der Antimonlagerstätte Schlaining. – Berg- u. Hüttenm. Mh., 100, 137–145.

RAUEN, A., BAHR, K., BIGALKE, J., EISEL, M., HAAK, V., HARMS, U., HIRSCHMANN, G., HUENGES, E., JÖDIKE, H., KONTNY, A., KÜCK, J., NOVER, G., STOLL, J., WALTHER, J., WINTER, H. & ZULAUF, G. (1994): Untersuchungen zur elektrischen Leitfähigkeit in der Kontinentalen Tiefbohrung und ihrem Umfeld – Was bringen sie uns Neues?. – DGG Mittlg., 4, 2–40, Münster.

ROHRER, B. & WOLLAK, P. (1969): Geoelektrische Widerstandsmessungen im Bereich des Antimonbergbaues Schlaining. – Unveröff. Dipl.-Arb., Inst. f. Angew. Geophysik, Mont. Hochschule Leoben, Leoben.

SCHMIDT, W.J. (1951): Überblick über geologische Arbeiten in Österreich. – Z. Deutsch. Geol. Ges., 102, 311–316, Hannover.

SZABADVÁRY, L. & SZILÁGYI, I. (1991): Geoelektrische Messungen im Raum Kőszeg-Velem-Cak. – Unveröff. Projektbericht, Budapest.

SZABADVÁRY, L. & WEBER, F. (1990): Gemeinsame Analyse des geophysikalischen Modells des Pennins. – Kooperationsabkommen Österreich-Ungarn.

SCHÖNLAUB, H.P. (1973): Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. – Jb. Geol. B.-A., 116, 35–49, Wien.

SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1986): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich der Rechnitzer Schieferinsel. – Ber. Proj. BC-2c/83, Österr. Akad. Wiss., Wien.

TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. – Bd. 1, Verl. Deuticke, Wien.

WEBER, F. (1970): Bericht über die Ergebnisse der im Jahre 1970 beim Antimonbergbau Schlaining durchgeführten geophysikalischen Messungen. – Unveröff. Forsch.bericht, Inst. f. Angew. Geophysik, Montanistische Hochschule Leoben.

WEBER, F., SCHMÖLLER, R. & WALACH, G. (1982): Jahresbericht 1982 über die geophysikalischen Untersuchungen im Rahmen des Teilprojektes S15/15. – Jber. Hochschulschwerpunkt S 15, Graz.

ZHDANOW, M.S. & KELLER, G.V. (1994): The geoelectrical methods in geophysical exploration. – Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York.

ZHODY, A.R. (1989): A new method for the interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. – Geophysics, 54, 245–253.