

Ein Dipol-Dipol Experiment
im KTB-Gebiet



EIN DIPOL-DIPOL EXPERIMENT IM KTB-GEBIET

R. Westenberger

ZUSAMMENFASSUNG

In der Nähe des KTB-Geländes wurde der scheinbare spezifische Widerstand mit dem Dipol-Dipol-Verfahren bestimmt. Der Sender-Empfänger-Abstand betrug etwa 10 km und die beiden Dipole hatten eine beliebige Lage zueinander. Anlaß waren periodische Stromeinspeisungen für das Long-Offset-Transient-Elektromagnetic-(LOTEM)-Verfahren. Aus Variationen eines aus der Magnetotellurik (MT) gewonnenen Widerstands-Tiefen-Modells werden theoretische Dipol-Dipol-Kurven berechnet, mit dem Ziel die gemessenen Werte des scheinbaren spezifischen Widerstands in die Kurven zu integrieren.

Das Ergebnis zeigt recht deutlich, daß im Bereich zwischen Sender und Empfänger die obere Kruste (bis 10 km) spezifische Widerstände größer als 1000 Ohmmeter haben muß. In den ersten 2 km Tiefe darf speziell kein guter Leiter angenommen werden. Ein guter Leiter in 10 km Tiefe würde sich bei diesem Verfahren erst in einer Sender-Empfänger-Entfernung von mehr als 30 km bemerkbar machen. Eine von der Orientierung des Empfangsdipols abhängige Anisotropie ungewisser Tiefenlage wird entdeckt.

R. Westenberger
Institut für Meteorologie und Geophysik
Johann-Wolfgang-Goethe-Universität
Feldbergstr. 47
6000 Frankfurt/M. 1

1 EINLEITUNG

Im April '87 führte die Kölner Geophysik-Gruppe LOTEM-Messungen am KTB-Bohrplatz durch. Dazu wurden drei Sendedipole benutzt, die in ca. 10 km Entfernung vom KTB-Gelände installiert wurden (siehe Abb.1). Die LOTEM-Gruppe schickte periodisch umgeschaltete Gleichströme in den Untergrund.

Die Universität Frankfurt führte im gleichen Zeitraum auf dem KTB-Gelände Eigenpotentialmessungen durch (siehe J. Stoll (1988)). Bei großen Auslagen (Basisanschlußmessungen) wurden die Eigenpotentialmessungen durch die Untergrundströme gestört. Das Umschalten der Ströme machte sich durch systematische Spannungsschwankungen bemerkbar. Es bot sich an, diese Spannungsschwankungen gezielt mit mehreren Empfangsdipolen zu messen.

Die Idee war, eine geoelektrische Dipol-Dipol-Anordnung aufzubauen, mit einem Abstand der Dipole von einander wie es selten realisierbar ist. Aus organisatorischen Gründen war nur eine Dipol-Dipol-Entfernung möglich, ein vollständiges Dipol-Dipol-Profil wurde nicht gemessen. Aus den gemessenen Spannungsschwankungen wurde für jede Kombination der drei Sendedipole zu den verschiedenen Empfangsdipolen ein Wert für den scheinbaren spezifischen Widerstand berechnet.

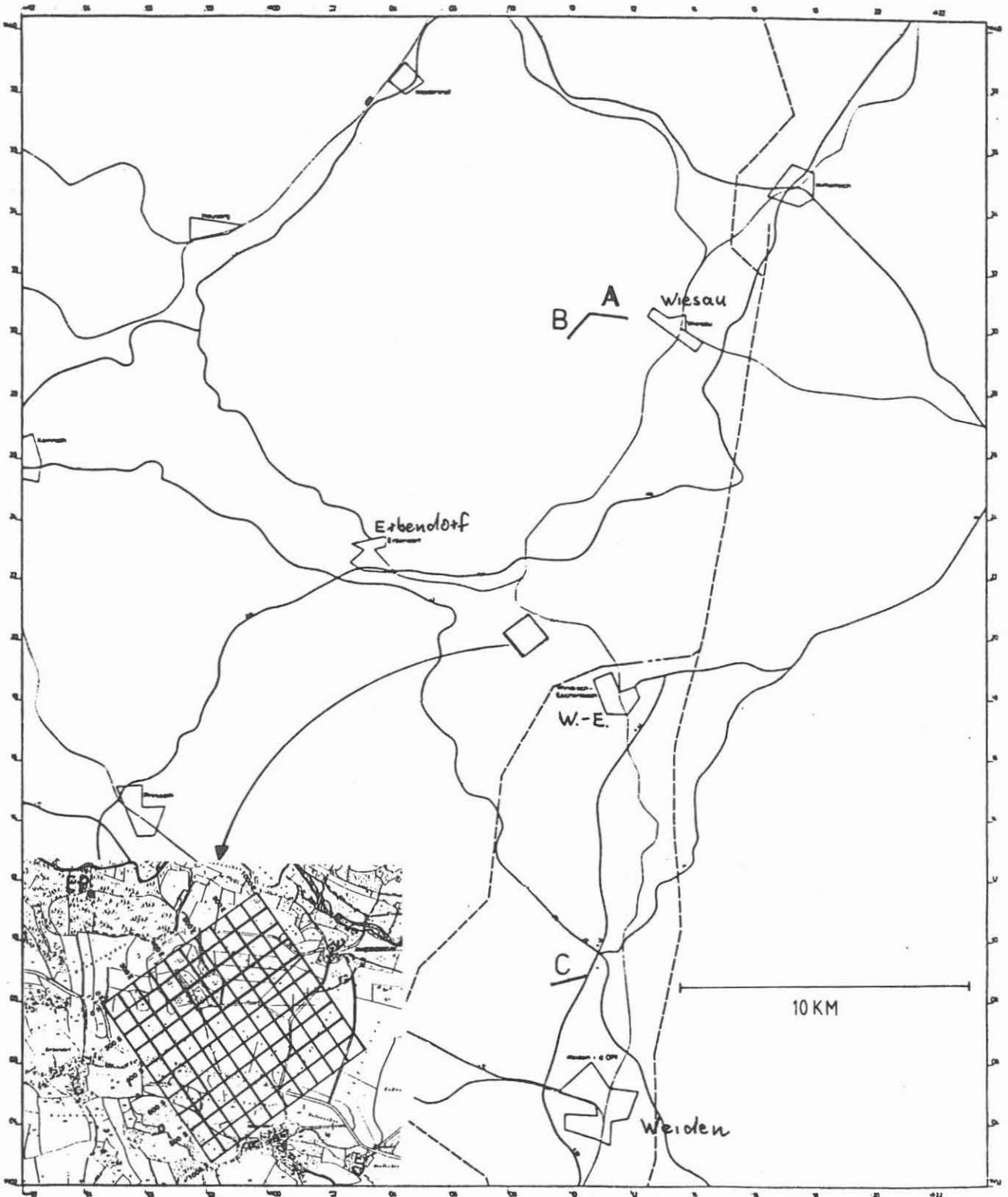


Abb. 1: Übersichtslageplan der LOTEM-Sender (A, B, und C) und vergrößert das KTB-Gelände mit dem KTB-Netz und der Eigenpotentialbasis (EP).

Ziel war es, die so erhaltenen Widerstandswerte mit einem nach anderen Methoden bestimmtem Widerstands-Tiefen-Modell zu vergleichen und damit die Aussagekraft einer solchen geoelektrischen Dipol-Dipol-Messung zu untersuchen.

2 DER DIPOL-DIPOL-GEOMETRIEFAKTOR

Der Geometriefaktor K für geoelektrische Messungen ist durch

$$(1) \quad \rho_{\text{S}} = K * U / I$$

definiert. Für Dipolanordnungen gilt :

$$(2) \quad K = \frac{2 * \pi}{\frac{1}{PM} - \frac{1}{PN} - \frac{1}{QM} + \frac{1}{QN}} .$$

Die verwendeten Symbole sind in Abbildung 2 dargestellt. Da der Sendedipol (PQ) und der Empfangsdipol (MN) gegeneinander verdreht waren, mußte K für jede beliebige Lage von MN zu PQ hergeleitet werden.

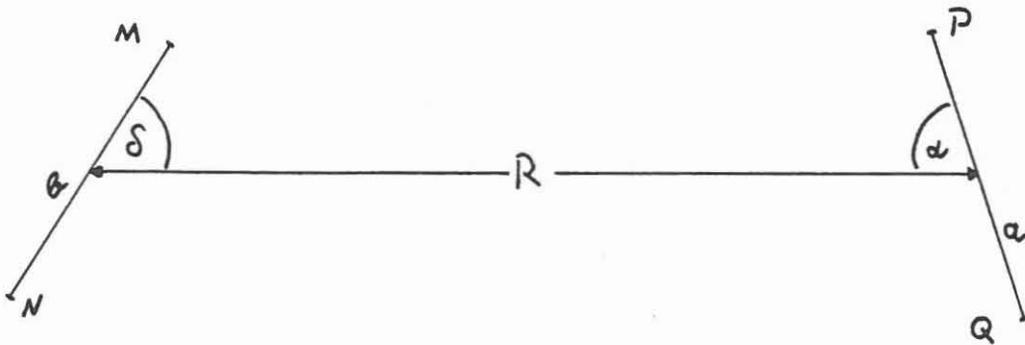


Abbildung 2

$$(3) \quad \begin{aligned} PM &= R - a/2 * \cos(\alpha) - b/2 * \cos(\delta) \\ PN &= R - a/2 * \cos(\alpha) + b/2 * \cos(\delta) \\ QM &= R + a/2 * \cos(\alpha) - b/2 * \cos(\delta) \\ QN &= R + a/2 * \cos(\alpha) + b/2 * \cos(\delta) \end{aligned}$$

Durch Einsetzen von (3) in (2) ergibt sich :

$$(4) \quad K = 2 * \pi \frac{E + F}{G}$$

mit

$$E = R^2 * (2R^2 - a^2 \cos^2(\alpha) - b^2 \cos^2(\delta))$$
$$F = 1/8 * (a^2 \cos^2(\alpha) - b^2 \cos^2(\delta))$$
$$G = 4 R a b \cos(\alpha) \cos(\delta)$$

Für $R^2 \gg a^2$ und $R^2 \gg b^2$ erhält man

$$(5) \quad K = \frac{\pi * R^3}{a * b * \cos(\alpha) * \cos(\delta)}$$

α ist der Winkel zwischen PQ und R, δ ist der Winkel zwischen MN und R.

3 DIE BEZIEHUNG ZWISCHEN DEM SCHEINBAREN WIDERSTAND IN EINER SCHLUMBERGER-ELEKTRODENANORDNUNG ($\rho_{s \text{ schl}}$) UND IN EINER DIPOL-DIPOL-ANORDNUNG ($\rho_{s \text{ dip}}$)

Da in der Frankfurter Arbeitsgruppe bereits ein Programm zur Berechnung von geoelektrischen Sondierungskurven für die Schlumberger-Anordnung zur Verfügung stand (Arroyo, persönliche Mitteilung), war kein eigenes Modellprogramm für die Dipol-Dipol-Anordnung notwendig, sofern die Umrechnung der Schlumbergerergebnisse auf den Dipol-Dipol-Fall möglich ist.

O.Koefoed (1979) hat die Beziehungen für bestimmte Dipolanordnungen (radial, azimuthal, senkrecht und parallel) hergeleitet. Für beliebige Dipolkonfigurationen mußte nun der Faktor p aus der Formel von Koefoed (1979, S.48)

$$(6) \quad \rho_{s \text{ dip}} = \rho_{s \text{ schl}} - p * R * \frac{\partial \rho_{s \text{ schl}}}{\partial R}$$

berechnet werden.

$$(7) \quad p = \frac{\cos(\alpha) * \cos(\delta)}{2 * \cos(\alpha) * \cos(\delta) - \sin(\alpha) * \sin(\delta)} = \frac{\cos(\alpha - \delta) + \cos(\alpha + \delta)}{3 * \cos(\alpha - \delta) + \cos(\alpha + \delta)}$$

Die Winkel α und δ sind die selben, wie bei der Berechnung des Geometriefaktors. Dieses p für beliebige Dipolanordnungen läßt sich anhand von Koefoeds (1979) Spezialfällen überprüfen :

| | | |
|-----------|---|---|
| radial | : $\alpha = \text{bel.}, \delta = 0^\circ$ | $p = 1/2$ |
| azimutal | : $\alpha = \text{bel.}, \delta = 90^\circ$ | $p = 0$ |
| senkrecht | : $\alpha + \delta = 90^\circ$ | $p = 1/3$ |
| parallel | : $\alpha = \delta$ | $p = \cos^2(\alpha) / (3 * \cos^2(\alpha) - 1)$ |

Mit Hilfe der Formeln für K und p können die Dipol-Spannungsmeßwerte in geoelektrische Widerstände umgerechnet werden.

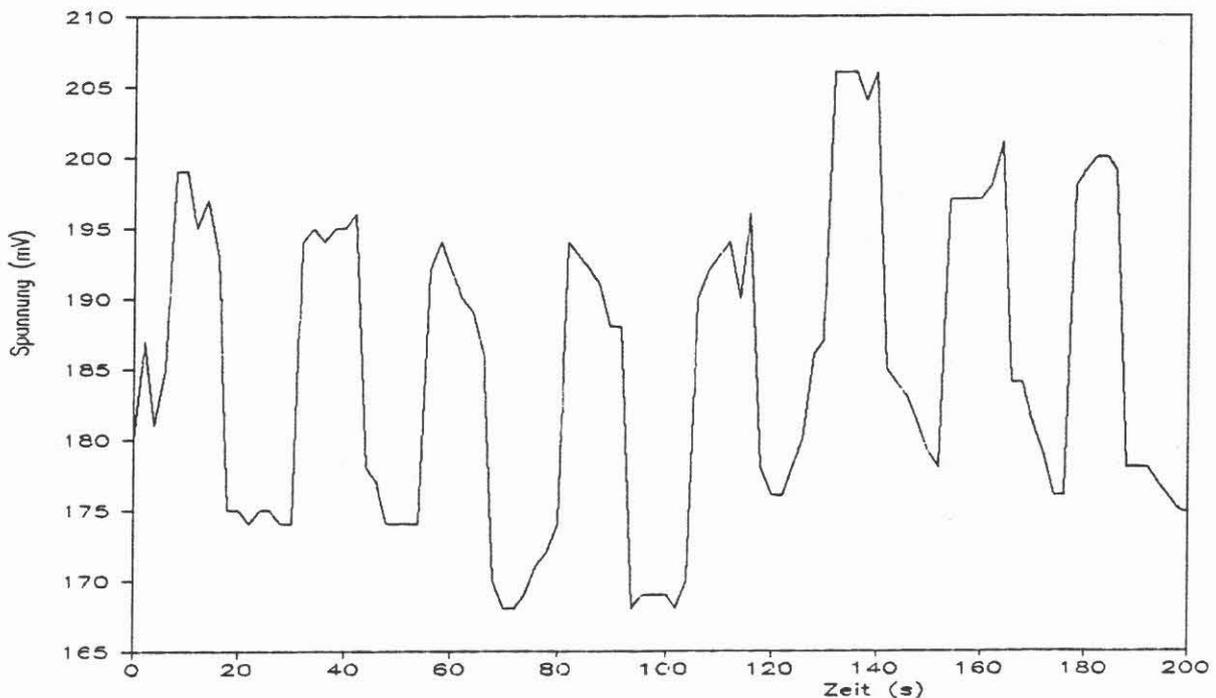


Abb. 3: Darstellung der Dipol-Spannungsmeßwerte
 x-Achse: Zeit (s); y-Achse: Spannung (mV).
 Die Daten gehören zur Kombination B+2 aus Tabelle 3 und sind nur ein Teil der Aufzeichnung von $t = 2$ (s).

4 DAS MODELL AUS MT-MESSUNGEN

Die Firma GEOMETRA hatte ein 2-D-Untergrundmodell aus den Verfahren der Magnetotellurik (MT) und der erdmagnetischen Tiefensondierung (Geomagnetic-Deep-Sounding(GDS)) erstellt.

Jensen, Karmann, Scharberth (1988) haben im KTB-Report 88-3 (S.105) ein Modell mit festgelegten Schichtwiderständen veröffentlicht. In einer früheren Arbeit haben Jensen und Scharberth (1988) dieses Modell mit variablen Widerständen, bzw. mit Grenzwerten des scheinbaren spezifischen Widerstands für die Schichten angegeben. Das Modell mit den Widerstandsgrenzwerten findet hier Verwendung, weil hauptsächlich die Schichtgrenzen und die Widerstandsbereiche interessieren. Das Modell wird in den Widerstandswerten variiert und so die daraus berechneten Dipol-Dipol-Kurven den von der Universität Frankfurt gemessenen Werten des scheinbaren spezifischen Widerstands angepaßt.

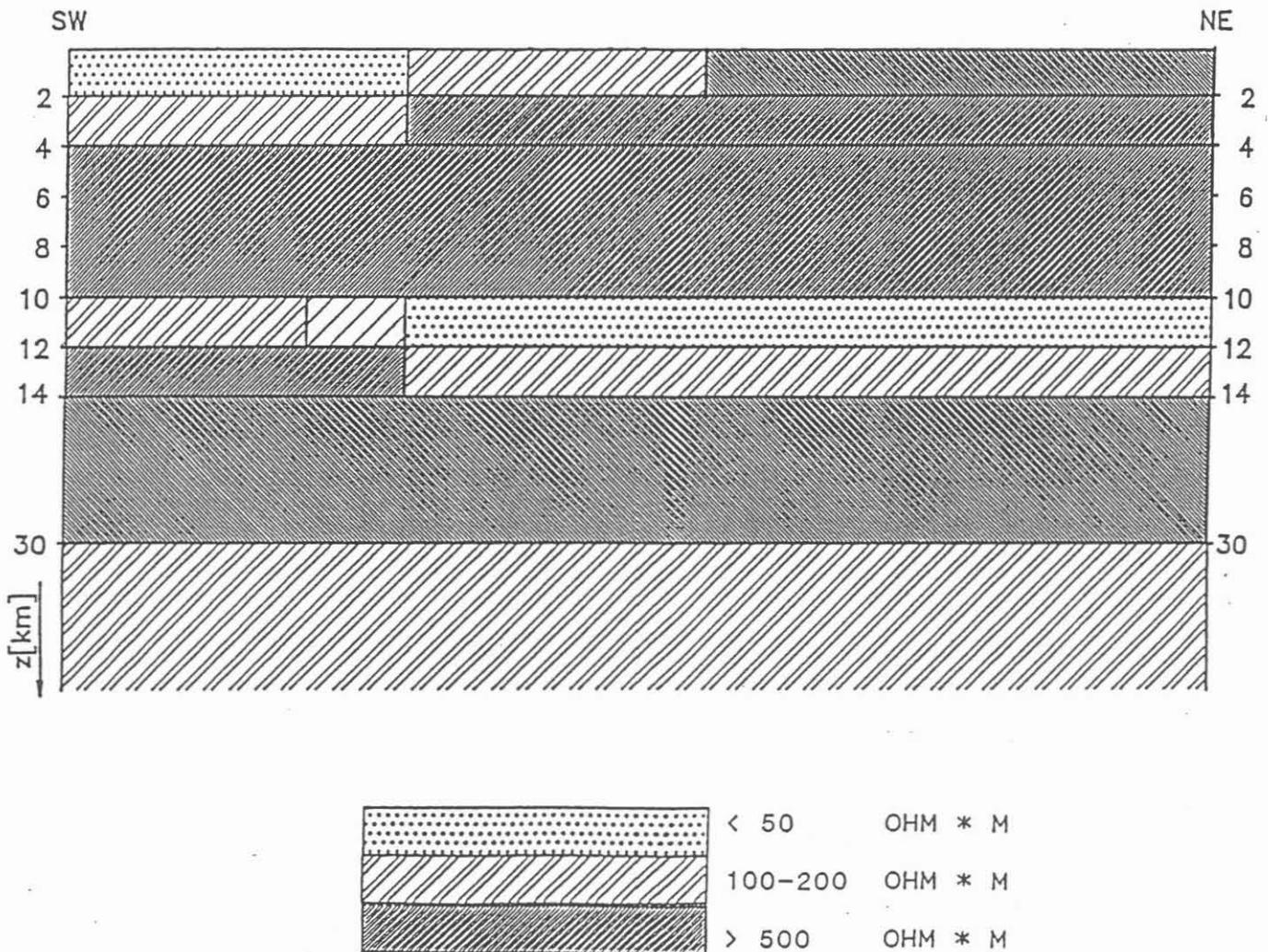


Abb. 4: MT-Modell von GEOMETRA (Quelle: siehe Kap. 7)

Für verschiedene Modellvarianten wurden Dipol-Dipol-Kurven berechnet. Die 1-D-Modelle wurden im nordöstlichen Teil des 2-D-Modells angesiedelt. Ein Magnetotellurik-Modell wurde deshalb gewählt, weil der Dipol-Dipol-Widerstandswert $\rho_g(R)$ durch die große Dipolentfernung R hauptsächlich Informationen über Tiefenbereiche liefert, die mit der konventionellen Geoelektrik nicht mehr erreicht werden.

5 DATEN

Die Geophysik-Gruppe aus Köln hatte drei Sender für die LOTEM-Messungen installiert : zwei bei Fuchsmühle, einer davon etwa in Ost-West-Richtung : (A); der andere etwa senkrecht dazu : (B); der dritte lag südlich des KTB-Messgebietes bei Parkstein : (C) (siehe Abb.1).

Es wurden neun Dipole benutzt, um die Spannungsschwankungen zu registrieren. Bei vier von ihnen ist das Datenmaterial ungenügend, weil sie nur zur Basisanschlussmessung der Eigenpotentialmessungen geplant waren. Es sind dies die Auslagen 6 bis 9.

Tabelle 1: Die Empfangsdipolauslagen

| | | |
|----|---|-------------------------------|
| 1: | Sonde M : 200S/100E | Sonde N : 800S/900E |
| 2: | Sonde M : 700S/400E | Sonde N : 900 m nach Nord |
| 3: | Sonde M : 450 m nach Nord von 500S/500E aus Sonde N : 450 m nach Süd von 500S/500E aus | |
| 4: | Sonden M und N liegen wie bei 3 um 500S/500E angeordnet, nur um 90° gedreht. | |
| 5: | Sonde M : 0S/600E | Sonde N : Eigenpotentialbasis |
| 6: | Sonde M : 0S/650E | Sonde N : Eigenpotentialbasis |
| 7: | Sonde M : 0S/700E | Sonde N : Eigenpotentialbasis |
| 8: | Sonde M : 0S/750E | Sonde N : Eigenpotentialbasis |
| 9: | Sonde M : 0S/800E | Sonde N : Eigenpotentialbasis |

Bemerkungen zur Tabelle 1:

Die Bezeichnungen 200S/100E, etc. beziehen sich auf das KTB-Netz(siehe Abb. 1). Die Lokation der Eigenpotentialbasis ist der Abbildung 1 oder dem Artikel von J. Stoll (1988) zu entnehmen.

Der scheinbare spezifische Widerstand wurde nach

$$(8) \quad \rho_{os} = \frac{\Delta U}{I} * \frac{\pi R^3}{a * b * \cos(\alpha) * \cos(\delta)} \left[\frac{\text{mV} * \text{m}^3}{\text{mA} * \text{m}^2} = \Omega \text{m} \right]$$

mit $I = 40 \text{ (A)} = 40.000 \text{ (mA)}$ berechnet. Die Formel (8) ergibt sich aus (5) und (1).

Akzeptabel sind nur die 'B+2'-Messungen und bei der Kombination 'A+1' die Messung mit der Taktrate von 2 Sekunden. Ihre Fehlerschwankungen liegen unter 10%. Die Kombinationen 'A+6' bis 'A+9' haben Abweichungen von ca 50%. Die Kombinationen C+3 und C+4 wurden gleichzeitig gemessen. Die Auslagen ergaben genau ein Kreuz. Die Fehlerschwankung liegt für C+3 etwa bei 20% und für C+4 etwa bei 25%.

6. DISKUSSION DER GEOELEKTRISCHEN KURVEN

Aus Variationen des Magnetotellurik-Modells wurden verschiedene Dipol-Dipol-Kurven berechnet. Diese Modelle sind in Tabelle 2 erläutert.

Modell G18 (Abb.8) zeigt, daß man in den ersten zwei Kilometern Tiefe keinen guten Leiter annehmen darf. Der durchgezogene Graph in der Abbildung 8 zeigt die theoretische Schlumbergerkurve zum Modell G18, die in etwa den theoretischen Dipol-Dipol-Kurven gleich ist. Die 4 einzelnen Widerstandswerte im Diagramm sind die 4 gemessenen Widerstandswerte aus den 4 Dipol-Dipol-Kombinationen A+1 (Δ), C+4 (+), C+3 (x) und B+2 (\diamond). Die Fehlerbalken sind zur Übersichtlichkeit rechts neben die Widerstandswerte gezeichnet. Wie in Abbildung 7 zu sehen, würden auch die 4 entsprechenden Dipol-Dipol-Kurven nicht die Meßwerte erreichen, da die Schlumberger- und die Dipol-Dipol-Kurven nicht stark von einander abweichen.

In den Modellen G13, G15 und G17 (Abb.5-7) ist praktisch jeweils nur der Widerstand der ersten, 10 km dicken Schicht variiert worden.

Modell G13 (Abb.5) hat den geringsten Deckschichtenwiderstand, und die Dipolkonfiguration B+2 paßt sehr gut in das Modell. Der Fehlerbalken liegt auf dem Dreieck, das den gemessenen Widerstandswert angibt.

Modell G15 (Abb.6) wurde mit 7000 Ohmmeter für die erste Schicht gerechnet. Mit diesem Modell lassen sich beide Dipolanordnungen C+3 und C+4 gut anpassen. Der Sender lag im Süden bei Parkstein. Graph A gibt die theoretische Dipol-Dipol-Kurve der Dipol-Dipol-Anordnung C+3 zum Modell G15 wieder, Graph B entsprechendes für C+4. Die dazugehörigen Meßwerte für C+3 (x) und C+4 (+) liegen gut auf den Kurven. Die Empfangsdipolauslagen (3 und 4) waren 90° zu einander gedreht (Kreuzform) und wurden gleichzeitig gemessen. Ein Modell erklärt beide Meßwerte, wie es von der Theorie her bei homogenen Untergrund gefordert wird.

Um den Widerstandswert der Kombination A+1 zu erreichen, müßte der Widerstand der obersten Schicht 30.000 Ohmmeter betragen (Modell G17, Abb.7), was recht unwahrscheinlich ist. Dieser hohe spezifische Widerstand läßt sich durch einen Anisotropieeffekt erklären, der bei der Senderlage A auftritt. Die Kombinationen A+6 bis A+9 zeigen steigende Widerstände mit wachsendem Winkel δ . Die Kombination A+1 hat den größten Winkel δ . Die Anisotropie müßte in Tiefen auftreten, die durch die große Dipolentfernung R erreicht wird. Es wäre daher kein oberflächennaher Anisotropieeffekt. Andererseits ist bekannt, daß im Gebiet des KTB-Geländes starke Anisotropie in den oberflächennahen Schichten vorkommt. Auf Grund der großen Auslage der Empfangsdipole (600m - 1km) könnten auch oberflächennahe Inhomogenitäten diese winkelabhängige Anisotropie hervorrufen. Zur Klärung dieses Problems könnten geoelektrische Dipol-Dipol-Messungen einen interessanten Beitrag leisten.

Allgemein läßt sich regional aus diesen Messungen folgern, daß nördlich des KTB-Geländes geringere scheinbare spezifische Widerstände (B+2-Messung : $\sim 1200 \Omega m$) auftreten, als südlich des Bohrplatzes (C+3- und C+4-Messungen : $\sim 7000 \Omega m$), wenn man die Messungen mit der Senderlage A außer betracht läßt.

Tabelle 2: Modelldaten

n bedeutet Anzahl der Schichten, z deren Tiefe

| | | | |
|-----|---------|-------------------------|-----------------------|
| G13 | : n = 4 | rho _S (Ωm) : | 1250,10,100,1000 |
| | | z (km) : | 10,12,14 |
| G15 | : n = 4 | rho _S (Ωm) : | 7000,1,100,1000 |
| | | z (km) : | 10,12,14 |
| G17 | : n = 4 | rho _S (Ωm) : | 30000,1,100,1000 |
| | | z (km) : | 10,12,14 |
| G18 | : n = 5 | rho _S (Ωm) : | 100,10000,10,100,1000 |
| | | z (km) : | 2,10,12,14 |

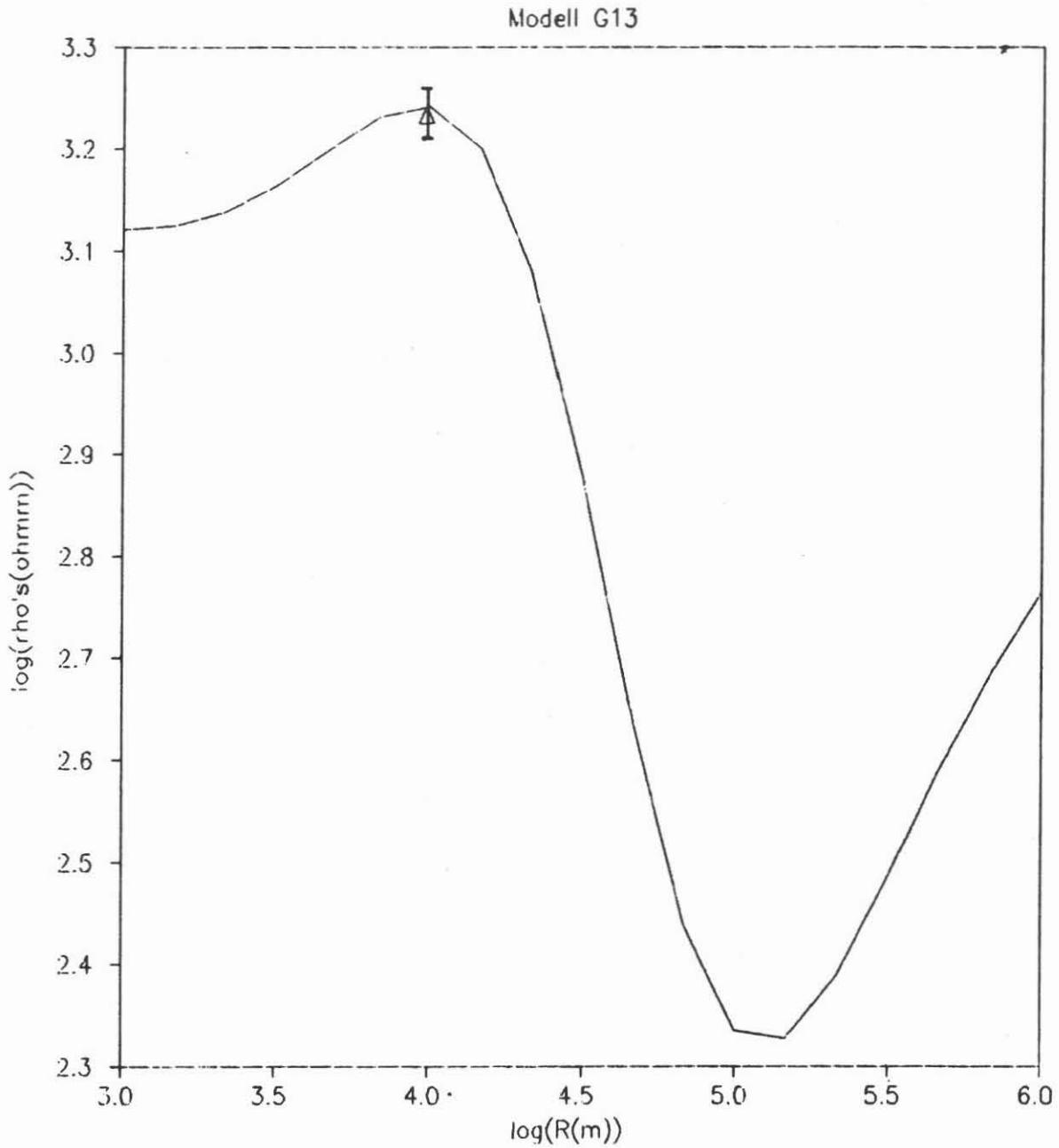


Abb. 5: x-Achse: $\log(R(m))$; y-Achse: $\log(\rho_s(\Omega m))$
Dargestellt ist die zum Modell G13 berechnete Dipol-Dipol-Kurve der Kombination B + 2. Das kleine Dreieck markiert den gemessenen Widerstandswert $\rho_s(R)$ der Kombination B+2. Der Fehlerbalken liegt über dem Dreieck.

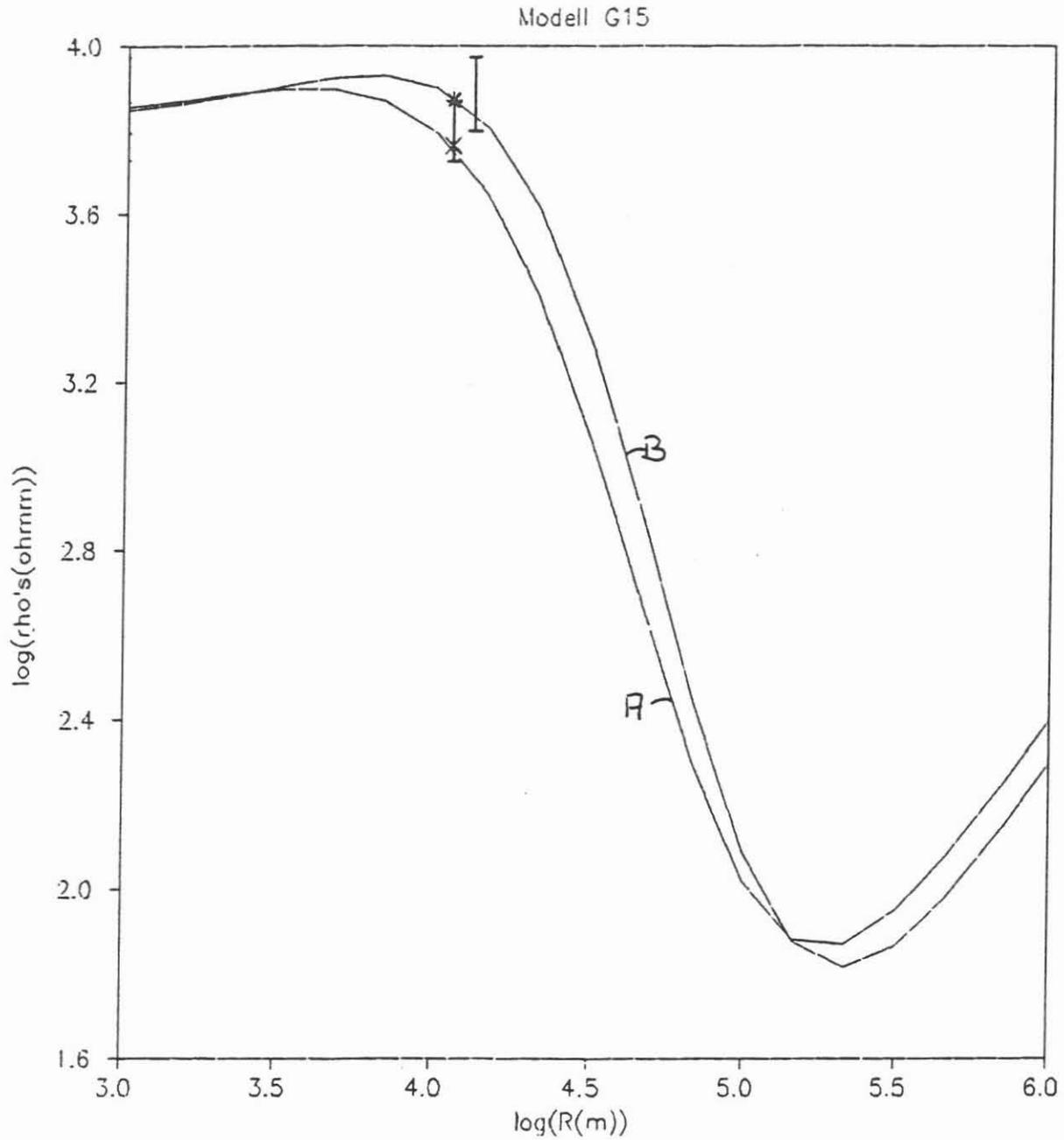


Abb. 6: x-Achse: $\log(R(m))$; y-Achse: $\log(\rho_s(\Omega m))$
Dargestellt sind die Dipol-Dipol-Kurven der Kombinationen C+3 (A) und C+4 (B) zum Modell G15. Das 'x' markiert den gemessene Widerstand $\rho_s(R)$ der Kombination C+3; das '*' das gemessene $\rho_s(R)$ von C+4. Der Fehlerbalken des C+4-Wertes liegt leicht rechts versetzt.

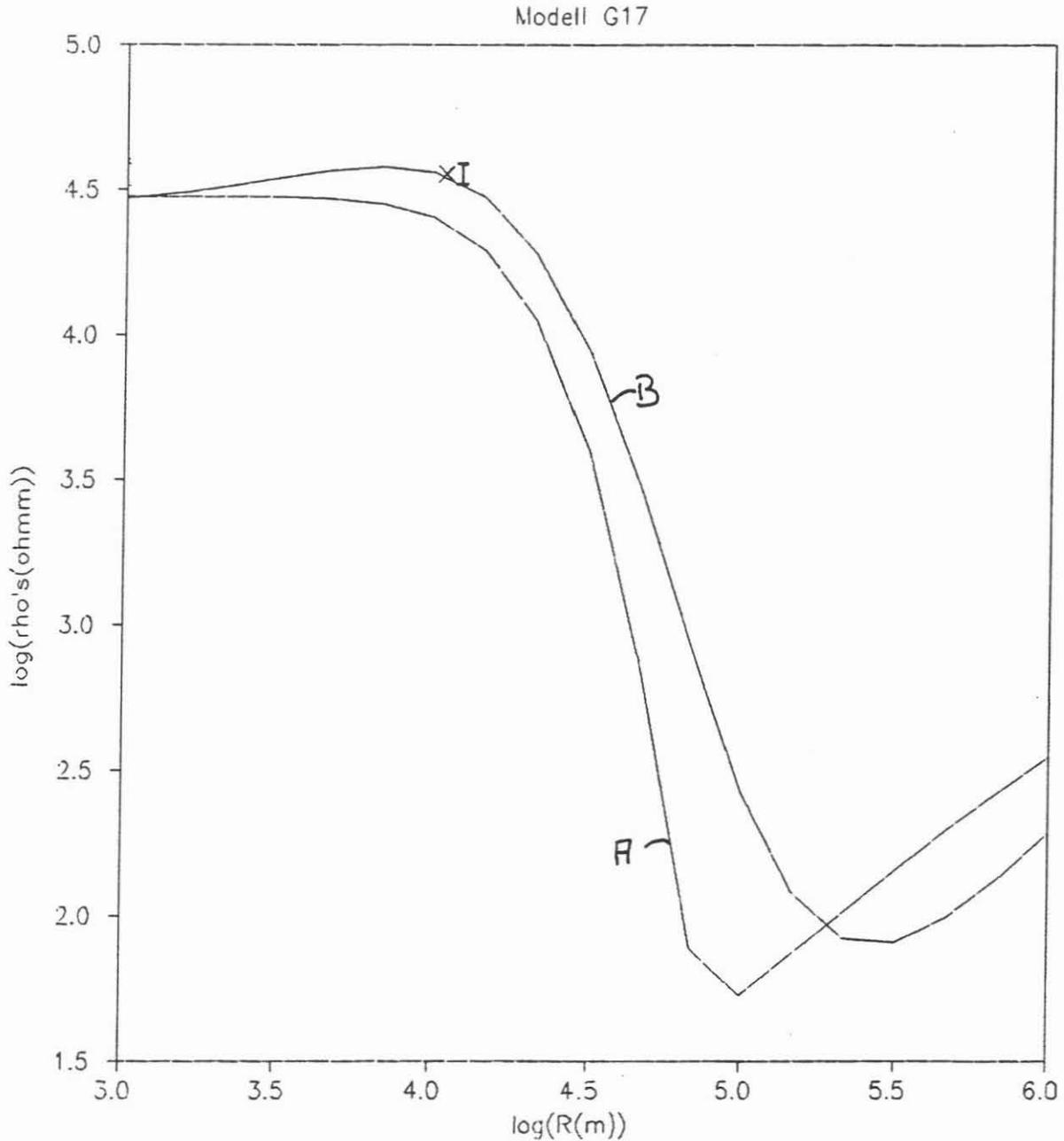


Abb. 7: x-Achse: $\log(R(m))$; y-Achse: $\log(\rho'_s(\Omega m))$
Der Graph B stellt die Dipol-Dipol-Kurve der Kombination A+1 zum Modell G17 dar. Das 'x' markiert den gemessenen Widerstandswert $\rho'_s(R)$ der Kombination A+1. Der Fehlerbalken, der etwa die Größe des 'x' hat, ist leicht rechts versetzt gezeichnet. Graph A zeigt exemplarisch die aus Modell G17 berechnete Schlumbergerkurve, von der die Dipol-Dipol-Kurve abgeleitet wurde.

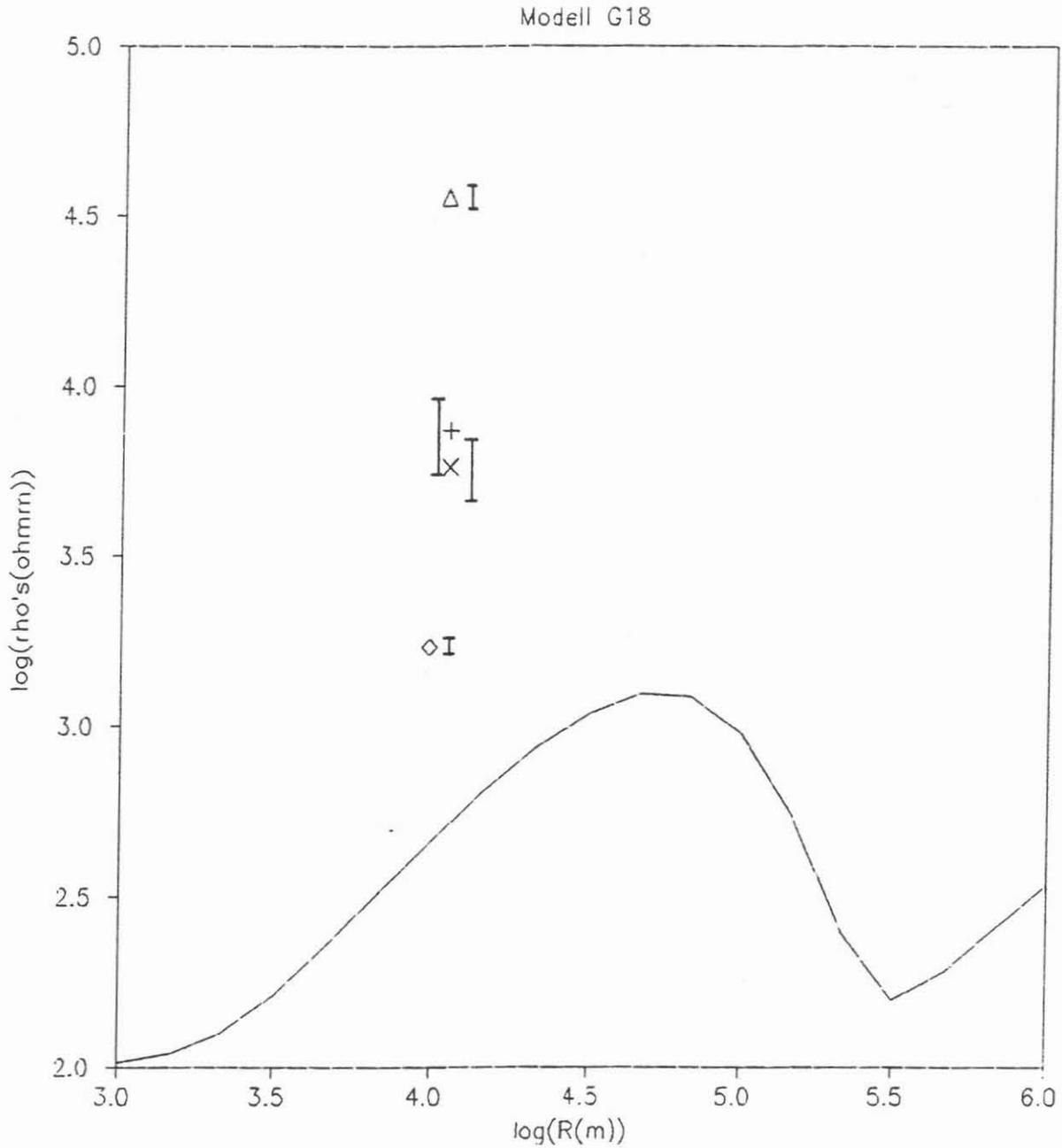


Abb. 8: x-Achse: $\log(R(\text{m}))$; y-Achse: $\log(\rho_s(\text{ m}))$
Dargestellt ist die berechnete Schlumbergerkurve zum Modell G18. Die Punkte oberhalb der Kurve markieren die gemessenen Widerstände $\rho_s(R)$ der Dipol-Dipol-Kombinationen A+1 (Δ), C+4 (+), C+3 (x) und B+2 (\diamond). Die Fehlerbalken sind leicht versetzt eingezeichnet.

| Kombi- nation | a (km) | b (km) | R (km) | α (°) | δ (°) | ΔU (mV) | t (s) | $\rho_{os} \cdot 10^3$ ($\Omega \cdot m$) |
|------------------|--------|--------|--------|--------------|--------------|-----------------|-------|---|
| A + 1 | 1,273 | 0,979 | 10,884 | 83,84 | 73,72 | 11,14 ± 1,22 | 10 | 30 ± 6,59 |
| A + 5 | 1,273 | 0,616 | 10,466 | 80,55 | 52,10 | 13,23 ± 0,52 | 2 | 35,7 ± 2,81 |
| A + 6 | 1,273 | 0,647 | 10,446 | 80,64 | 55,81 | 6,67 ± 0,45 | 10 | 7,59 ± 1,02 |
| A + 7 | 1,273 | 0,68 | 10,428 | 80,72 | 59,15 | 6,5 ± 0,62 | 2 | 7,4 ± 1,41 |
| A + 8 | 1,273 | 0,714 | 10,407 | 80,81 | 62,19 | 5 ± 1,3 | 10 | 5,94 ± 3,09 |
| A + 9 | 1,273 | 0,751 | 10,373 | 80,87 | 64,93 | 7,45 ± 1,57 | 10 | 9,27 ± 3,91 |
| B + 2 | 1,014 | 0,9 | 9,7223 | 27,25 | 15,02 | 9,9 ± 3,21 | 10 | 12,9 ± 8,39 |
| C + 3 | 1,288 | 0,9 | 11,197 | 81,68 | 7,44 | 11,55 ± 3,1 | 10 | 15,75 ± 8,48 |
| C + 4 | 1,288 | 0,9 | 11,197 | 81,68 | 82,56 | 19,11 ± 0,71 | 10 | 1,76 ± 0,13 |
| | | | | | | 17,95 ± 0,43 | 2 | 1,66 ± 0,08 |
| | | | | | | 8,72 ± 0,9 | 2 | 5,78 ± 1,19 |
| | | | | | | 10,07 ± 1,27 | 2 | 7,4 ± 1,87 |

Tabelle 3: Dipolauslagen a, b, Dipolabstand R, Winkel α , δ aus Abb.2.; Dipolspannungen ΔU , Taktrate t und scheinbarer spezifischer Widerstand ρ_{os} für die verschiedenen Dipol-Dipol-Kombinationen.

Bemerkungen zur Tabelle 3:

Spalte t bezeichnet den Aufzeichnungsmodus, d.h. die Taktrate, mit dem die Potentialwerte durch das Multimeter festgehalten wurden. Die Umschaltperiode des Senders betrug 10 Sekunden. Bei t = 10 (sec) wurden jeweils die Maxima und die Minima vor dem Potentialsprung notiert. Bei t = 2 (sec) wurde versucht, den Spannungsverlauf genauer zu erfassen und nachträglich aus der Meßkurve (siehe Abb.3) der Sprungwert ermittelt.

7 LITERATURVERZEICHNIS

- Jensen, U., Karmann, R., Scharberth, J., 1988: Elektromagnetische Tiefensondierung 1987, in: K. Bram (Hg.): KTB Report 88-3, - Hannover
- Jensen, U., Scharberth, J., 1988: Erläuterungen zum Poster der Firma GEOMETRA GmbH & Co. KG., - Braunschweig
- Koefoed, O., 1979: Geosounding Principles, 1. Resistivity Sounding Measurements. - New York, Elsevier Scientific Publishing Company
- Kunertz, G., 1966: Principles of Direct Current Resistivity Prospecting. - Berlin, Gebrüder Borntraeger
- Stoll, J., 1988: Eigenpotential- und VLFR-Messungen im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung, in: K. Bram (Hg.): KTB Report 88-? (vorliegender Band), - Hannover
- Strack, K.-M., 1987: LOTEM-Messungen im Bereich der KTB 1987, in: K. Bram (Hg.): Protokoll der Arbeitssitzung des Arbeitskreises Geophysik am 1. Juni 1987, - Hannover