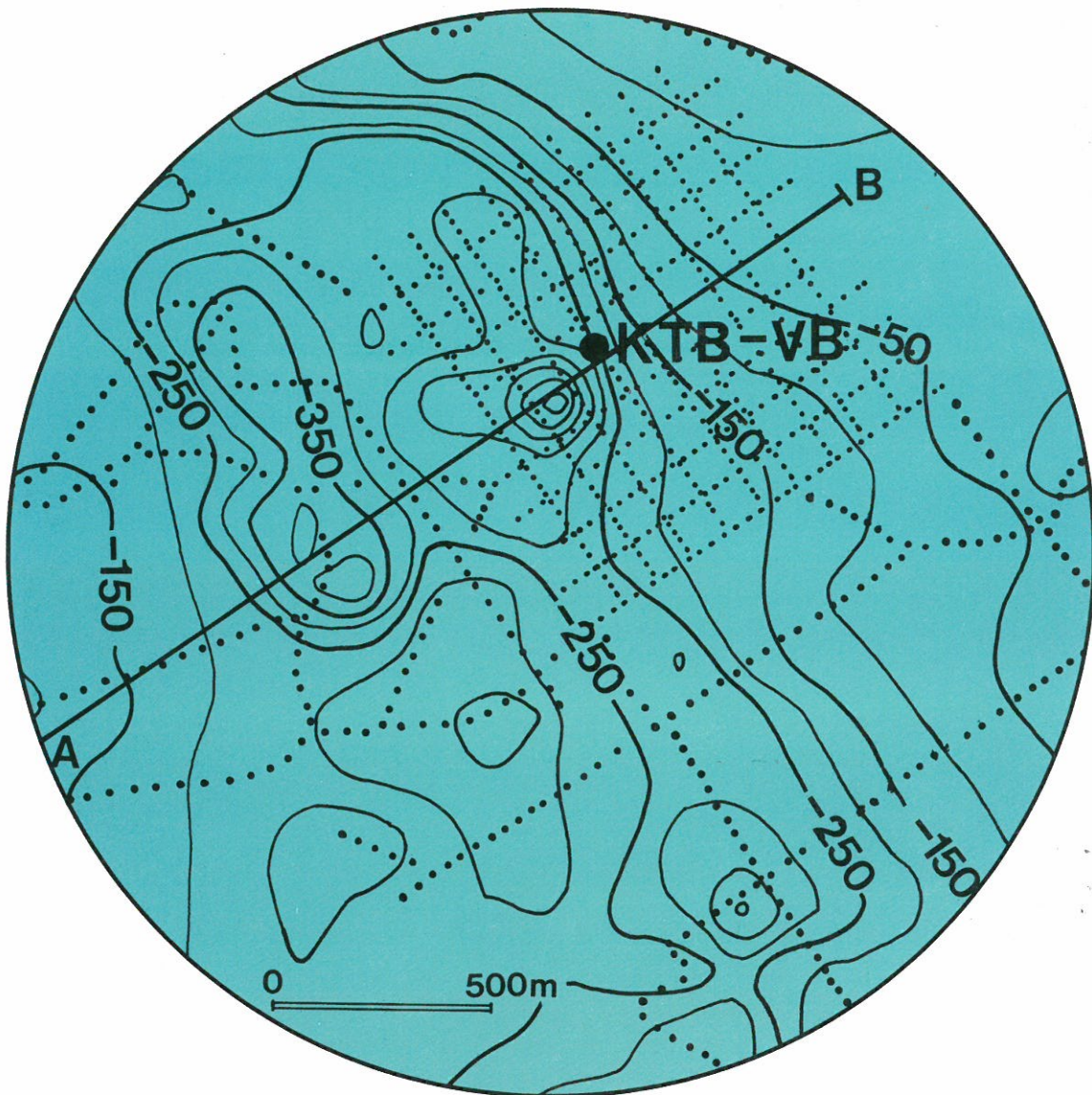


# KTB REPORT 88-12

Ergebnisse geowissenschaftlicher Umfelduntersuchungen

## Geophysikalische Erkundung



Herausgegeben von der  
Projektleitung Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland  
im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung

K. Bram

# **KTB REPORT 88-12**

Ergebnisse geowissenschaftlicher Umfelduntersuchungen  
**Geophysikalische Erkundung**

Herausgegeben von der  
Projektleitung Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland  
im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung

K. Bram

Redaktion: Dr. K. Bram

Druck: Wittmann & Wäsch, 3007 Gehrden

Titelbild: Die Eigenpotentialanomalie (Angaben in mV) im Bereich der Bohrlokation KTB-Oberpfalz

Die diesem Bericht zugrundeliegenden Vorhaben wurden teils mit Mitteln des Bundesministeriums für Forschung und Technologie (Förderkennzeichen RG 8604) und teils mit Mitteln der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert. Die Verantwortung für den Inhalt dieser Veröffentlichung liegt bei den Autoren.

© Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung  
Hannover 1988.

Nachdrucke, Vervielfältigungen und Übersetzungen, Verwendung in Funk und Fernsehen, Wiedergabe auf photomechanischem oder ähnlichem Wege und Speicherung in DV-Anlagen sind - auch auszugsweise - genehmigungspflichtig.

Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Anschrift des Herausgebers: Projektleitung KTB im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Postfach 51 01 53, D-3000 Hannover 51. Telefon: (05 11) 6 43-26 75.

## VORWORT

Seit der Entscheidung, das Kontinentale Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland in der Oberpfalz, NE Bayern, durchzuführen, wurde die geophysikalische Erkundung dieses Gebietes intensiviert. Der Schwerpunkt der Untersuchungen richtete sich dabei zunächst auf den Bohrplatzbereich und seine unmittelbare Umgebung. Dieses Vorgehen war zum einen begründet in der Notwendigkeit, die geophysikalischen Parameter im ungestörten, vom zukünftigen Bohrgeschehen unbeeinflussten Zustand zu erfassen. Zum anderen ermöglichen bis in eine Tiefe von einigen 100 m gut auflösende geophysikalische Verfahren eine Korrelation der Bohrergebnisse und damit die Einbindung der Bohrung in das Umfeld zu einem sehr frühen Zeitpunkt.

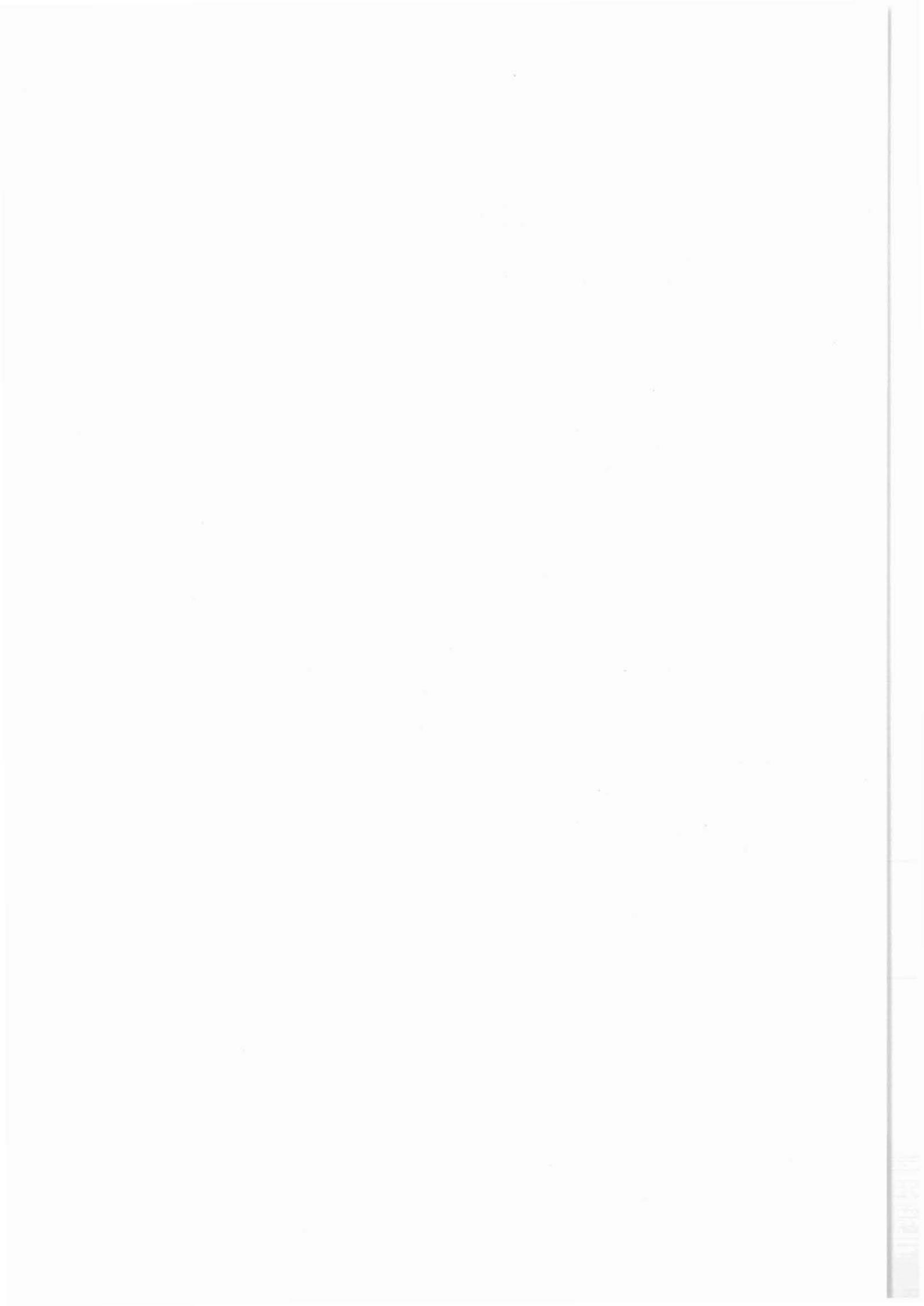
Ergebnisse einer umfangreichen Meßkampagne mittels der Methode der elektromagnetischen Tiefensondierung sind bereits in einem vorhergehenden Band (KTB-Report 88-3) ausführlich beschrieben.

Anlässlich der 2. Sitzung der Arbeitsgruppe "Geophysik" der ARGE 2 "Geowissenschaftliche Umfelduntersuchungen" wurde vereinbart, die bisher vorliegenden Ergebnisse auch anderer Verfahren in einem weiteren Bericht zu veröffentlichen. Um einen möglichst vollständigen Überblick zu geben, sind auch Arbeiten berücksichtigt, deren Auswertung noch nicht abgeschlossen ist.

Trotz im einzelnen divergierender Ergebnisse, die letztlich die im Lokationsgebiet angetroffenen komplizierten geologisch-tektonischen Verhältnisse unterstreichen, läßt sich allgemein ein kohärentes Bild zeichnen. Zum Beispiel werden sowohl die Anomalien des elektrischen Widerstandes als auch die des Magnetfeldes im Bereich des Bohrplatzes von einer NW-SE vorherrschenden Streichrichtung geprägt. Flachseismische Messungen zeigen lokal auffallend laterale Geschwindigkeitsanomalien, die nach dem heutigen Kenntnisstand mit an Störungen gebundenen, tiefgreifenden Verwitterungszonen in Verbindung gebracht werden können.

Ein Prozeß der ARGE-übergreifenden Bewertung und Interpretation der vorliegenden Datenfülle hat bereits begonnen. In der Kürze der Zeit war eine Synthese bisher nicht möglich, sie wird späteren Berichten vorbehalten bleiben.





## INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
SOFFEL, H.C., SCHULT, A. und WAITZ, R.: Bodenmagnetik und Radiometrie auf der Kernfläche der KTB-Lokation Oberpfalz.....	3
BADER, K. und STETTNER, G.: Geophysikalische Untersuchungen des Bayerischen Geologischen Landesamtes im Umfeld der KTB-Bohrung Oberpfalz.....	19
STEUERNAGEL, B., RABEL, W. und STÜMPEL, H.: Flachseismische Messungen mit Kompressions- und Scherwellen im Bereich der Kontinentalen Tiefbohrung...	31
SCHMEDES, E.: Bodenunruhemessungen zur Stationsuche für die Zentralstation des geplanten seismologischen Lokalarrays KTB-Oberpfalz.....	43
STOLL, J.: Eigenpotential- und VLFR-Messungen im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung, Oberpfalz.....	53
WINTER, H.: Gleichstromsondierungen im KTB-Kernbereich.....	63
WESTENBERGER, R.: Ein Dipol-Dipol Experiment im KTB-Gebiet.....	75
VOGELSANG, D. und GRINAT, M.: Elektromagnetische Kartierung und geoelektrische Tiefensondierung mit langen Auslagen im Umfeld der KTB-Lokation Oberpfalz.....	95
BRASSE, H., FISCHER, G., LEONHARDT, F. und SCHNEGG, P.-A.: Magnetotellurische Untersuchungen an der Fränkischen Linie und im Umfeld der KTB-Lokation.....	111
DREWS, CHR.: Aktive Audiomagnetotellurik im KTB-Zielgebiet Oberpfalz.....	129
LOTEM-ARBEITSGRUPPE (P. WOLFGAM, P. BÜRGER, H. EILENZ, T. HANSTEIN, A. KÖTZ, H. PETRY, A. STEPHAN, K.-M. STRACK): LOTEM-Messungen an der KTB-Lokation.....	155
GREINWALD, S.: TEM-Tiefensondierungen im Umfeld der KTB-Vorbohrung....	171



Bodenmagnetik und Radiometrie  
auf der Kernfläche  
der KTB-Lokation Oberpfalz

H. C. Soffel  
A. Schult  
R. Waitz





**BODENMAGNETIK UND RADIOMETRIE AUF DER KERNFLÄCHE  
DER KTB-LOKATION OBERPFALZ**

H. C. Soffel, A. Schult, R. Waitz

**Zusammenfassung**

Eine kräftige positive Anomalie des Magnetfeldes im Westen des Meßgebietes wird durch einen dort kartierten Amphibolit verursacht. Ein anderer Amphibolitkörper weiter östlich zeigt keine magnetische Anomalie, desgleichen zeigten sich erwartungsgemäß über den Graniten und Gneisen auch keine magnetischen Anomalien.

Die Granite im Meßgebiet lassen sich radiometrisch hervorragend kartieren. Die Verteilung der Amphibolite und Gneise ist aus den radiometrischen Karten nicht ersichtlich. Störungszonen deuten sich an, sodaß die Radiometrie zu deren Kartierung geeignet erscheint.

---

Prof. Dr. H.C. Soffel, Prof. Dr. A. Schult, R. Waitz  
Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik  
Ludwig-Maximilians-Universität München  
Theresienstr. 41  
8000 München 2

## Einleitung

Das für die KTB-Lokalisation vorgesehene Gebiet liegt zwischen Naabdemenreuth, Gerbersdorf und Nottersdorf an der Verbindungsstraße von Windischeschenbach nach Erbdorf im Landkreis Neustadt a.d. Waldnaab. Das im Dezember 1986 vermessene Areal umfaßt eine Fläche von 72 ha und bildet ein mit der Längskante in NW-SE Richtung gelegenes Rechteck von 900 m x 800 m (Abb. 1). Die Topographie wird von einem in E-W streichenden Hügelkamm bestimmt, der im NW-Teil steil zum Fichtelnaabtal abfällt. Nur dieser Bereich ist von Wald bedeckt, die übrige Fläche wird als Acker- und Grünland genutzt.

Abbildung 2 zeigt eine geologische Skizze nach Stettner (1987, unveröffentlicht). Im Norden greift ein vom Waldnaabtal abgetrennter Teil des Falkenberger Granits auf das Gebiet über. Den restlichen Geländeteil nehmen Amphibolite und Gneise ein, welche durch tektonische Vorgänge stark zerteilt wurden. Der Granitkörper und die Gneise werden von mehreren Quarzgängen durchzogen.

## Graphische Darstellung der Meßwerte

Die Karten auf Abb. 2 - 7 stellen das Meßgebiet im Maßstab von ca. 1:6000 dar. Die Profillinien mit 100 m Abstand sind jeweils eingetragen. Die Bezeichnungen der Profile wurden von der bereits vorhandenen Auspflockung des Geländes übernommen, dadurch bedingt erfolgt die Nummerierung in einem Linkssystem. E entspricht den NW-SE und S, den von NE nach SW verlaufenden Profilen.

Zur Erstellung der Isolinien wurde aus den Meßpunkten ein äquidistantes Punktnetz mit 25 m Abstand berechnet. Dabei wird der Wert des Äquidistanzpunktes aus mehreren benachbarten Meßpunkten errechnet, die nach Entfernung gewichtet in die Rechnung eingehen. Dieser Algorithmus unterdrückt separate Minima und Maxima und bewirkt eine Glättung der Isolinien.

Die Schraffur wird zu größeren Werten hin dichter. Um die Übersichtlichkeit zu erhöhen, sind bei den Karten zur Radiometrie Isolinien, die größere Gebiete umfassen, besonders hervorgehoben.

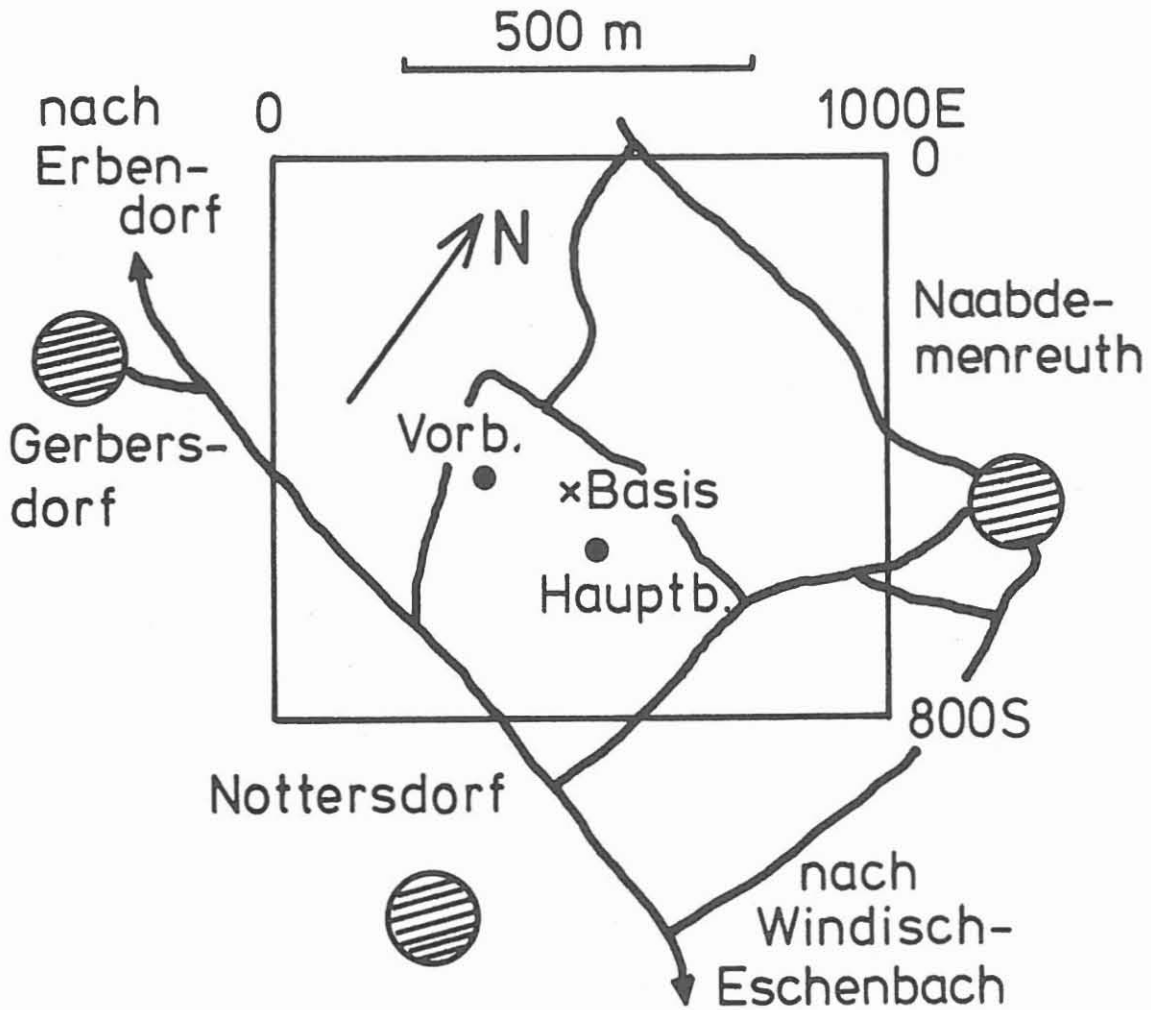


Abbildung 1

Kartenskizze mit der Lage der Meßfläche in Bezug auf die benachbarten Orte. VB: Vorbereitung; HB: Hauptbohrung; B: Basisstation der Feldmagnetik.



# Geologie (nach G. Stettner, 1987)

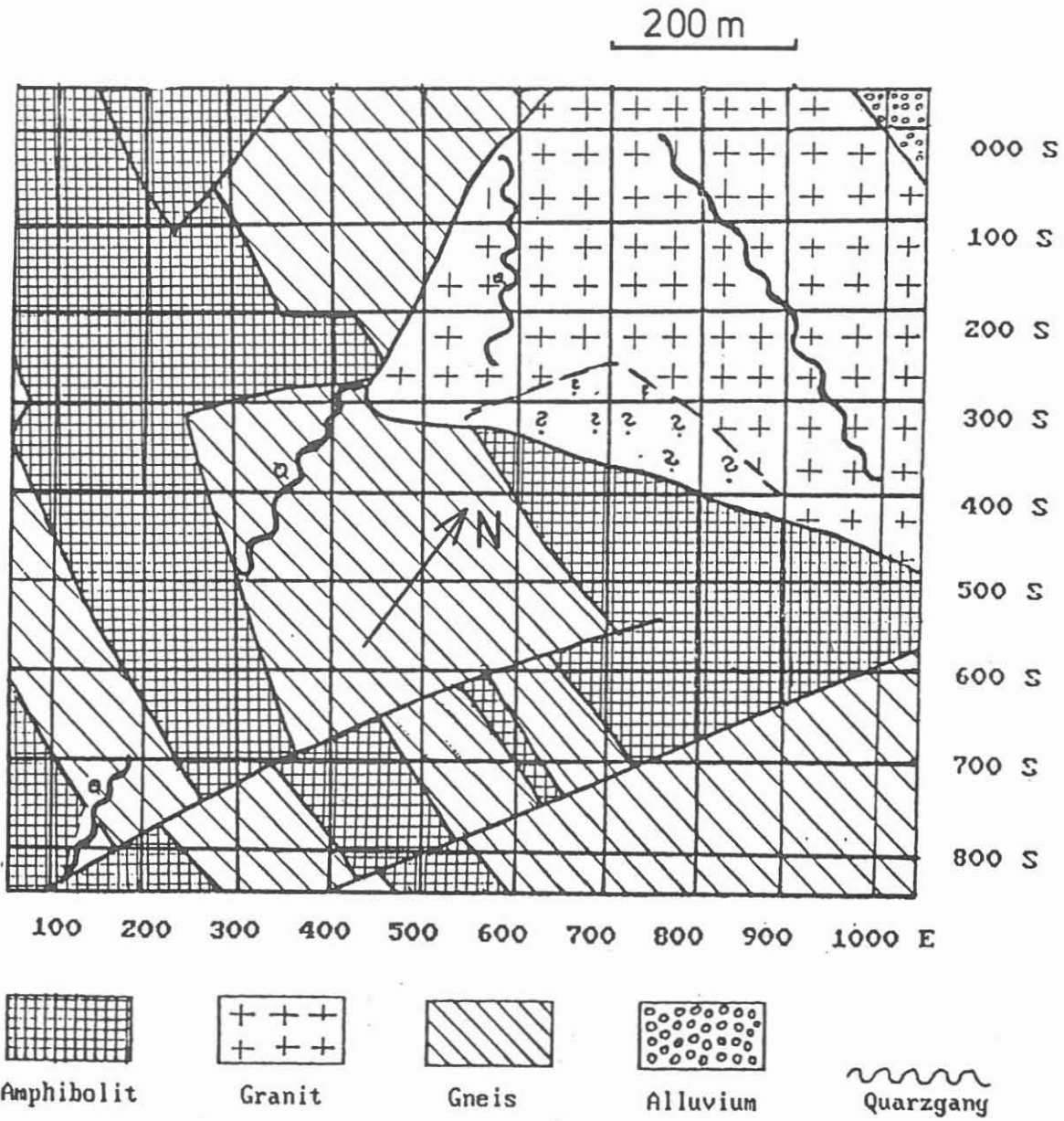


Abbildung 2  
Geologische Karte der Meßfläche nach einer unveröffentlichten Skizze von Stettner, Bayerisches Geologisches Landesamt, München (1987).

### Bodenmagnetik (Totalintensität)

Es wurden 17 in NE-SW Richtung und 19 in NW-SE Richtung verlaufende Profile in einem Abstand von 50 m mit insgesamt 2763 Punkten vermessen. Die Entfernung der Punkte innerhalb der Profile betrug 10 m. Zur Messung der Feldwerte diente ein G-856 Protonenmagnetometer mit digitalem Datenspeicher der Firma Geometrics.

Die zur Korrektur der zeitlichen Magnetfeldvariationen eingerichtete Basisstation lag innerhalb des Meßgebiets bei (530E, 480S) auf dem topographisch höchsten Punkt (Punkt B in Abb. 1). Dies war nötig, da keine zusätzliche Person für die Betreuung der Station zur Verfügung stand, um zum Beispiel Störungen durch Spaziergänger zu verhindern. Diese Basisstation war mit einem Elsec 820 Protonenmagnetometer bestückt, das automatisch im Minutenabstand die Werte aufzeichnete. Bei den Messungen im Dezember 86 betrug der maximale Tagesgang während der Messzeit etwa 10 nT, im April 87 etwa 20 nT. Der maximale Korrekturwert lag bei etwa 30 nT. Beide verwendeten Geräte erlauben ein direktes Einlesen der Daten über eine RS 232 Schnittstelle auf einen PC-Rechner. Mit diesem wurde die Sortierung der Feldwerte und die Basis-korrektur durchgeführt. Der Basisgang wurde innerhalb der Minutenabstände linear extrapoliert und bei der Ermittlung der Feldwerte berücksichtigt.

Die Isolinienkarte der Bodenmagnetik läßt sich grob in vier verschiedene Einheiten unterteilen: eine magnetisch ruhige Zone im Norden, ein Bereich im Osten mit einem kontinuierlichen Ansteigen der Werte, zwei kleine Nebenmaxima im Süden sowie einem stark gestörten Teil im Westen.

Die Werte des Erdmagnetfeldes über den Graniten im Norden des Meßgebietes zeigen nur geringe Schwankungen zwischen 47750 nT und 47800 nT. Diesem Wertebereich wurde deshalb in der Darstellung eine eigene Signatur gegeben. Eine eindeutige Abgrenzung der Granite zu den übrigen Einheiten läßt sich jedoch nicht treffen, da sich die Grenzen, je nach Wahl des Intervalls beliebig verschieben lassen. Lediglich bei 300 S / 400 E erlaubt der starke Gradient des Erdmagnetfeldes eine Festlegung der Grenzen des Granits.

Überraschenderweise wirkt sich der im SE an den Granitkörper anschließende Amphibolit nicht auf das Magnetfeld aus. Es muß sich also hier um eine Amphibolitvariante handeln, die sich eventuell genetisch von dem westlich davon gelegenen Amphibolitkörper unterscheidet. Unterschiedliche Gehalte an ferrimagnetischen Mineralien (Magnetit, Magnetkies) sind

wahrscheinlich die Ursache. Es lagen aber keine Gesteinsaufschlüsse vor, die eine Überprüfung durch gesteinsmagnetische Messungen erlaubt hätten. Der gesamte Ostteil des Meßgebiets wird bestimmt durch ein kontinuierliches Ansteigen der Werte von Nord nach Süd. Trotz des Vorkommens mineralogisch so unterschiedlicher Gesteine wie Gneis und Amphibolit läßt sich in diesem Teil keine Korrelation des Feldverlaufs zur Geologie feststellen.

Der ruhige Verlauf der Feldlinien wird in der Südecke durch das Auftreten zweier relativer Maxima unterbrochen. Diese liegen über einer Störung, die in SSW - NNO Richtung verläuft. Das größere der beiden Maxima bei 780 S / 300 E bildet die östliche Begrenzung eines ausgedehnten Amphibolitzuges, der das Meßgebiet in WO-Richtung durchzieht. Über diesem Körper zeigt das Erdmagnetfeld ein ausgesehntes Maximum, welches auf eine große Magnetisierung dieses Körpers zurückzuführen ist. Zusätzlich ist das Magnetfeld in einigen Bereichen stark gestört, die Werte schwanken zwischen 47700 nT und 50000 nT. Diese Änderungen werden durch die glättende Wirkung des weiter oben erwähnten Algorithmus bei der Erstellung des Isolinienplanes unterdrückt, treten aber bei den Meßdaten deutlich hervor, z.B. bei 300 E / 250 S - 300 E / 400 S. Die großen Schwankungen auf engem Raum könnten auf oberflächennahe Vererzungen (Magnetit, Magnetkies) hindeuten.

Das Minimum der Magnetfeldwerte liegt über dem Gneiskörper im Westen des Granits, zwischen diesem Gebiet und dem Maximum liegt eine Zone mit großem Feldgradienten, welche von zahlreichen relativen Minima und Maxima gestört ist. Es könnte sich dabei ebenfalls um Vererzungen, oder aber um Blitzschlagmagnetisierungen des Amphibolits handeln, da dieser Bereich topographisch exponiert ist.

Zusammenfassend kann für die Magnetik gesagt werden, daß eine kräftige positive Anomalie im Westen des Meßgebietes durch den dort kartierten Amphibolit verursacht wird. Ein anderer Amphibolitkörper weiter östlich (siehe die geologische Skizze der Abbildung 2) zeigt keine magnetische Anomalie. Es ist wahrscheinlich, daß dieser Amphibolitkörper eine andere Vererzung aufweist und eventuell sogar eine andere Genese hat. Über den Graniten und Gneisen zeigten sich erwartungsgemäß keine magnetischen Anomalien. Die Magnetik eignet sich im Meßgebiet also nur zur Kartierung einiger besonders stark magnetischer Amphibolitkomplexe, während die anderen Gesteinsarten mit der Magnetik nicht weiter identifizierbar sind.

# Bodenmagnetik Totalintensität in nT

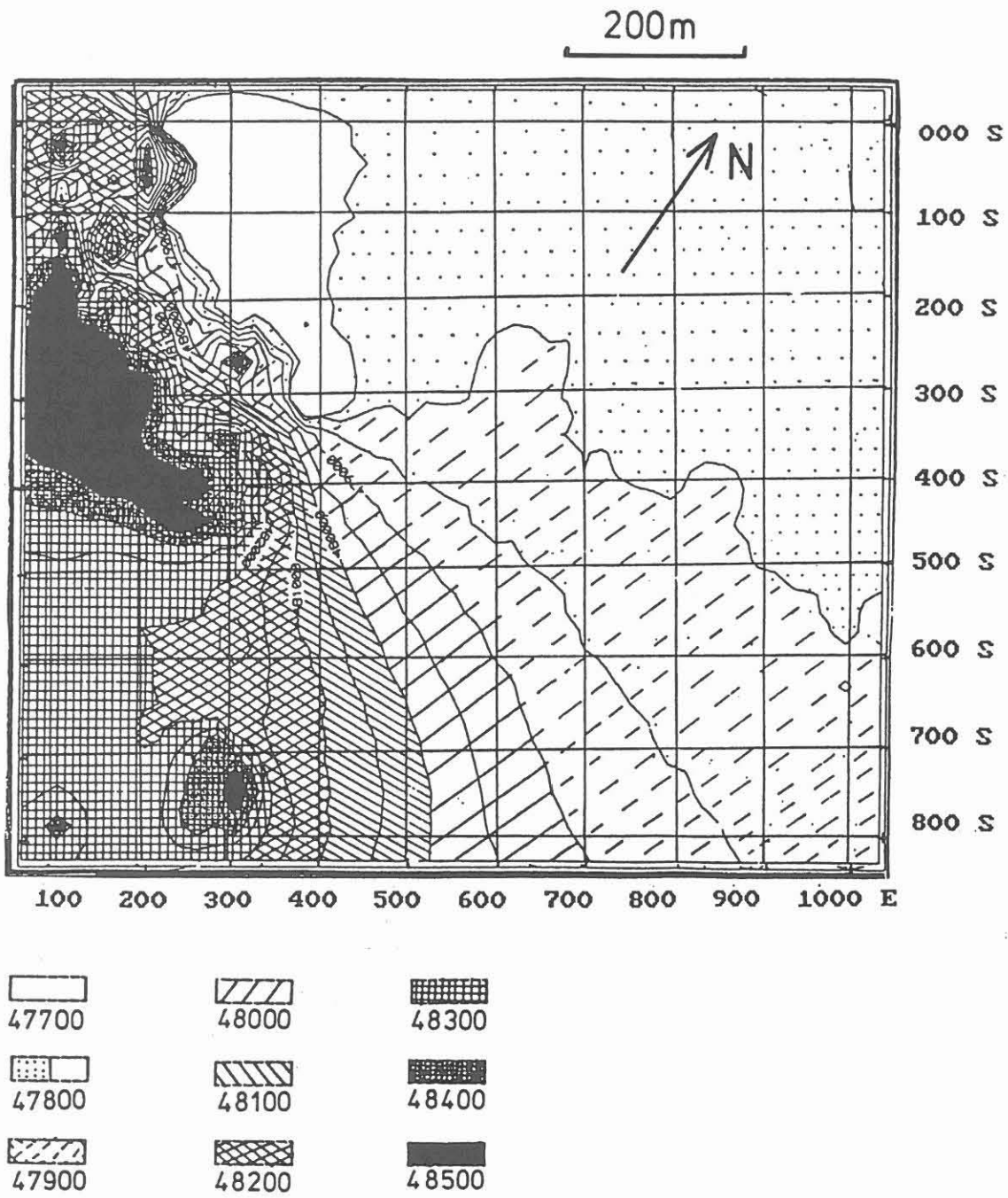


Abbildung 3  
Karte der Bodenmagnetik (Totalintensität).



### Gammaskopie

Im Rahmen der radiometrischen Arbeiten wurden auf dem 900 x 800 m großen Gelände 323 Punkte in einem äquidistanten Abstand von 50 m vermessen. Das verwendete Spektrometer GR - 310 von GEOMETRICS besitzt einen Meßbereich von 0.40 - 4.00 MeV. Es besteht zusätzlich die Möglichkeit, innerhalb von drei Fenstern die Uran- (1.44 - 1.86 MeV), Thorium- (2.42 - 2.82 MeV) und Kalium- (1.36 - 1.56 MeV)-Aktivität zu registrieren. Mit dem Gerät kann die Anzahl der Zerfälle innerhalb 1s, 10s, 100s und 1000s gemessen werden. Die Anzeige erfolgt in Zerfällen pro Sekunde (cps). Um eine hinreichende Genauigkeit in den Ergebnissen zu erhalten, wurde bei den vorliegenden Messungen für jedes Fenster über 100 s registriert. Die dadurch bedingte lange Meßzeit an jedem Punkt machte die Messung sehr zeitaufwendig. Mit moderneren Geräten ist ein wesentlich schnelleres Messen möglich. Das Gammaskopiegerät ist für den Halbraum geeicht. Bei der Durchführung der Messungen wurde durch sorgfältige Auswahl, gegebenenfalls durch Einebnung der näheren Punktumgebung Rechnung getragen. Der Zustand des Bodens war im Dezember je nach Wetter, Tageszeit und Exposition recht unterschiedlich. Die erste Schneebedeckung betrug ca. 4 cm, die maximale Frostschrift ungefähr 5 cm.

Die gemessenen Werte lagen für Uran bei 0.6 - 1.70 cps, für Thorium bei 0.50 - 1.30 cps, für Kalium bei 2.50 - 5.80 cps und bei der Totalmessung zwischen 25 und 70 cps. Als statistische Fehler bei 100 s Integrationszeit ergeben sich für Uran und Thorium ca. 10 %, für Kalium 6 % und für Total ca. 1.5 %.

Für den Halbraum errechnen sich die Konzentrationen laut Herstellerangabe wie folgt:

- a. U ppm = 13 (U cps - 0.83 TH cps)
- b. TH ppm = 28 (TH cps - 0.089 U cps)
- c. K % = 0.97 (K cps - 1.32 U cps - 0.1 TH cps)

Diese Umrechnung bedingt eine Vergrößerung des Fehlers bei der Konzentrationsermittlung. Besonders betroffen ist hierbei der Wert für Uran (Gleichung a.), da U in cps und Th in cps sich nur geringfügig unterscheiden. Dieser Fehler unterliegt statistischen Schwankungen. Er wird bei der Erstellung der Isolinienkarte eines Bereiches durch das Rechenprogramm zum Teil eliminiert, da über mehrere Meßpunkte gemittelt wird.

In den Isolinien-Plänen für die Totalintensität, für Uran, für Thorium und für Kalium (Abb. 4 - 7) treten die Maximalwerte über den Graniten im Norden des Meßgebietes deutlich hervor. Alle vier Isolinienpläne zeigen in diesem Bereich eine mehr oder weniger ausgeprägte Aufspaltung in ein Maximum und ein Nebenmaximum. Diesen Zonen folgen zwei, den Granit durchziehende Quarzgänge. Sie sind jedoch gegenüber diesen in NE-Richtung versetzt. Da an dieser Stelle die Topographie nach NE abfällt läßt sich diese Verschiebung durch Solifluktion erklären, weil bei der Radiometrie die oberen Bodenschichten den Meßwert entscheidend beeinflussen. Die Bearbeitung im Zuge der dort betriebenen Ackerwirtschaft verstärkt diesen Vorgang noch. Am ausgeprägtesten zeigt sich diese Aufspaltung im Thoriumgehalt, denn dort werden die beiden Zonen mit erhöhten Werten durch ein deutliches relatives Minimum getrennt.

Das im Nordeck in das Meßgebiet gerade noch hineinreichende Aluvium des Fichtelnaabtales macht sich bei Thorium und Kalium durch geringere Konzentrationen bemerkbar, bei der Total- und Uranmessung entsprechen die Werte denen des Granits.

Aufgrund der Daten der Radiometrie läßt sich sagen, daß der an der Südgrenze des Granits liegende Bereich, dessen Zuordnung in der geologischen Karte als unsicher gilt (?-Signatur), sehr wahrscheinlich nicht von Granit gebildet wird.

Die Verteilung der Amphibolite und Gneise ist aus den radiometrischen Karten nicht ersichtlich. Lediglich bei der Totalmessung lassen sich die Zonen mit 32-36 Zerfällen pro Sekunde grob mit den Amphiboliten, und die mit einer Zerfallsrate von kleiner 32 pro Sekunde mit den Gneisen korrelieren. Ausnahmen bilden hier, wie schon in der Bodenmagnetik, der im SE des Granits anstehende Amphibolit, mit niedrigen, und der SW des Granits liegende Gneis mit erhöhten Werten.

Zusammenfassend läßt sich für die Radiometrie sagen, daß sie sich in hervorragender Weise für die Kartierung der Granite eignet. Sehr wahrscheinlich ist sie auch zur Kartierung von Störungszonen eine geeignete Methode, jedoch wurde im Meßgebiet bisher mehr auf eine gleichmäßige Abdeckung der Fläche mit Meßpunkten als auf eine besondere Kartierung der Störungszonen Wert gelegt. Eine erhebliche Beschleunigung der Messungen könnte auch durch den Einsatz eines leistungsfähigeren Meßgeräts erreicht werden.

# Radiometrie: Total in cps

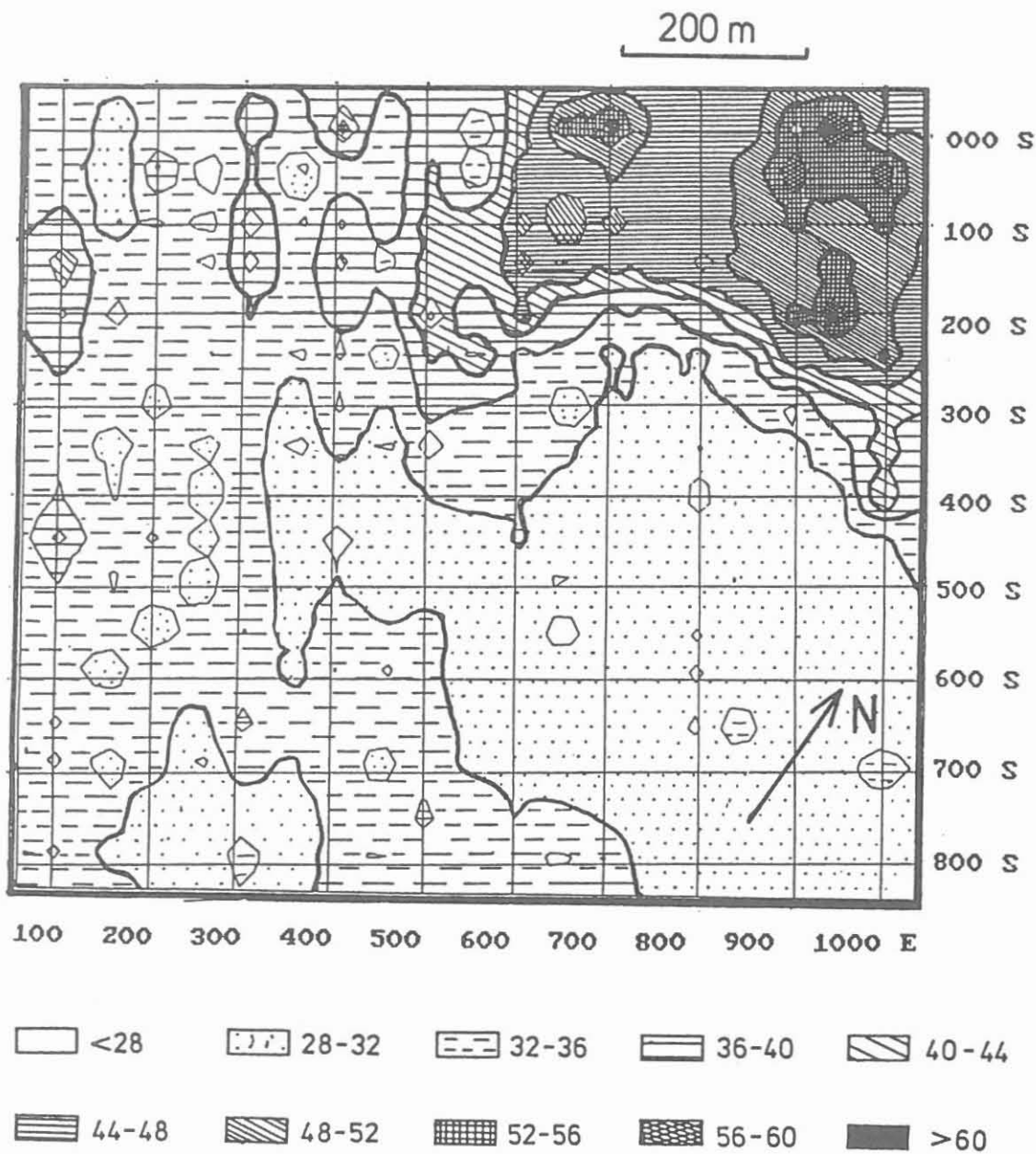


Abbildung 4

Karte der totalen Gamma-Intensität in cps (Zerfälle pro Sekunde, counts per second).

# Radiometrie: Uran in ppm

200 m

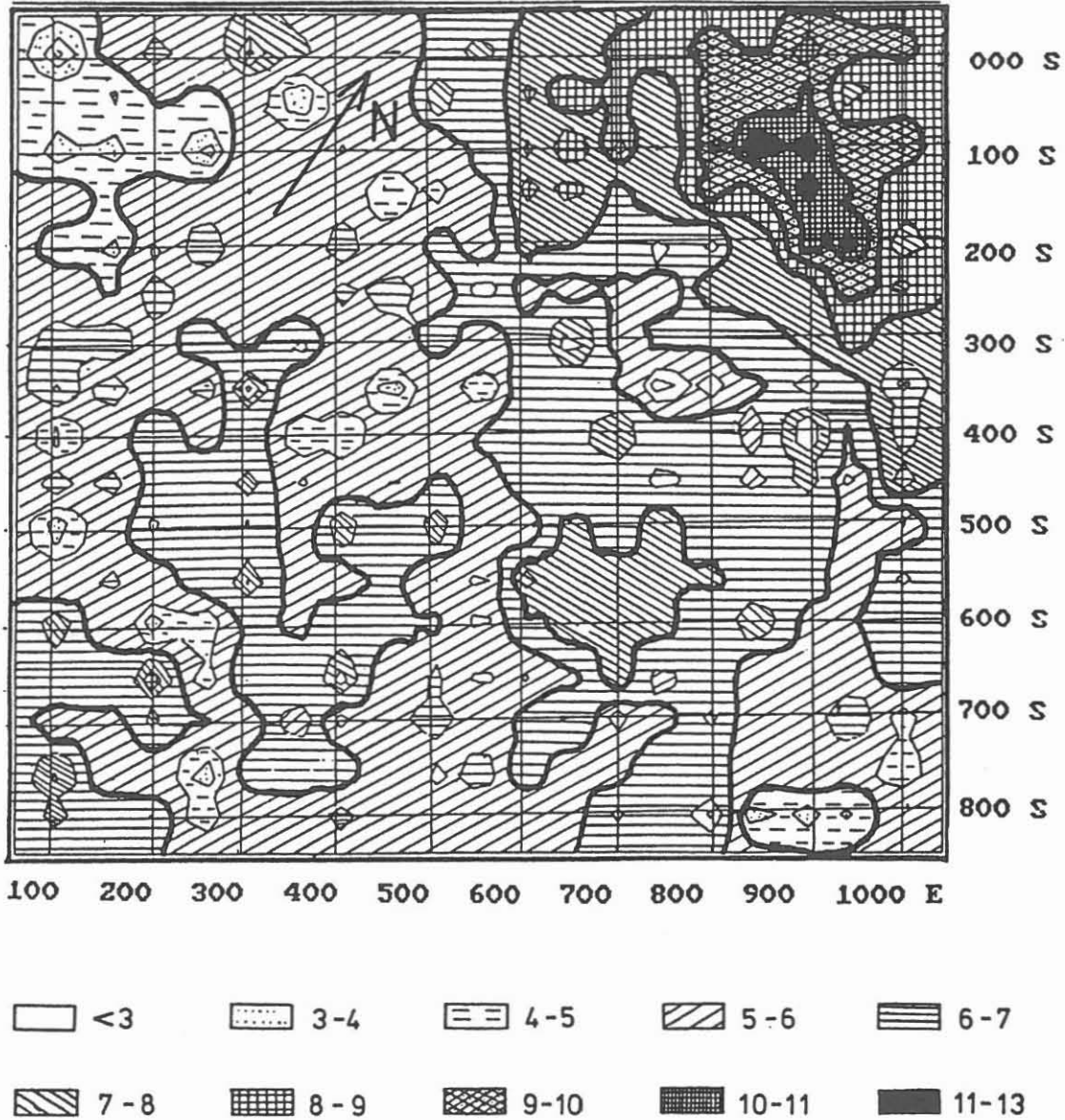


Abbildung 5

Karte der aus der spezifischen Gamma-Strahlung berechneten Gehalte an Uran in ppm.



# Radiometrie: Thorium in ppm

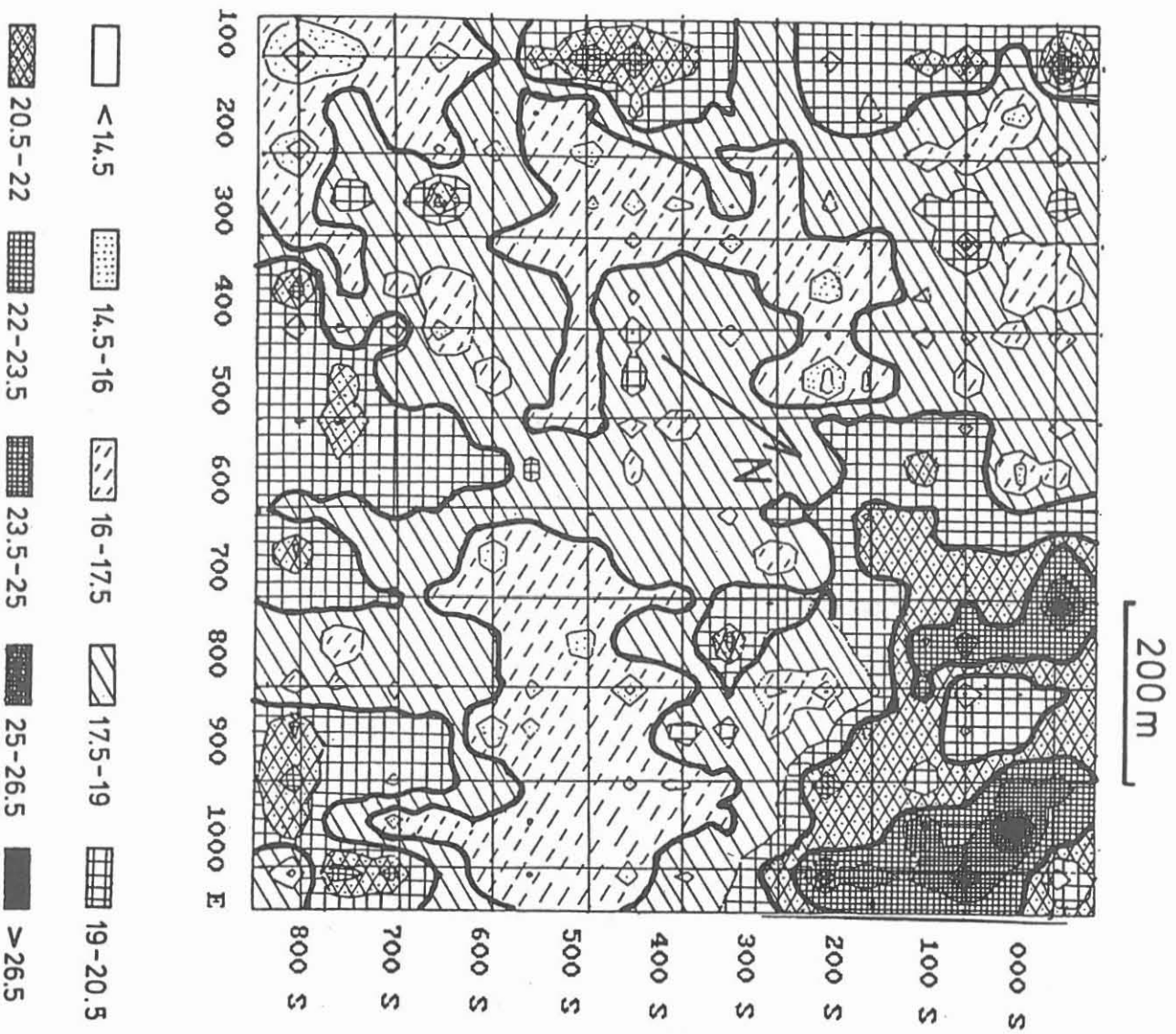


Abbildung 6  
Karte der aus der spezifischen Gamma-Strahlung berechneten  
Gehalte an Thorium in ppm.

# Radiometrie: Kalium in %

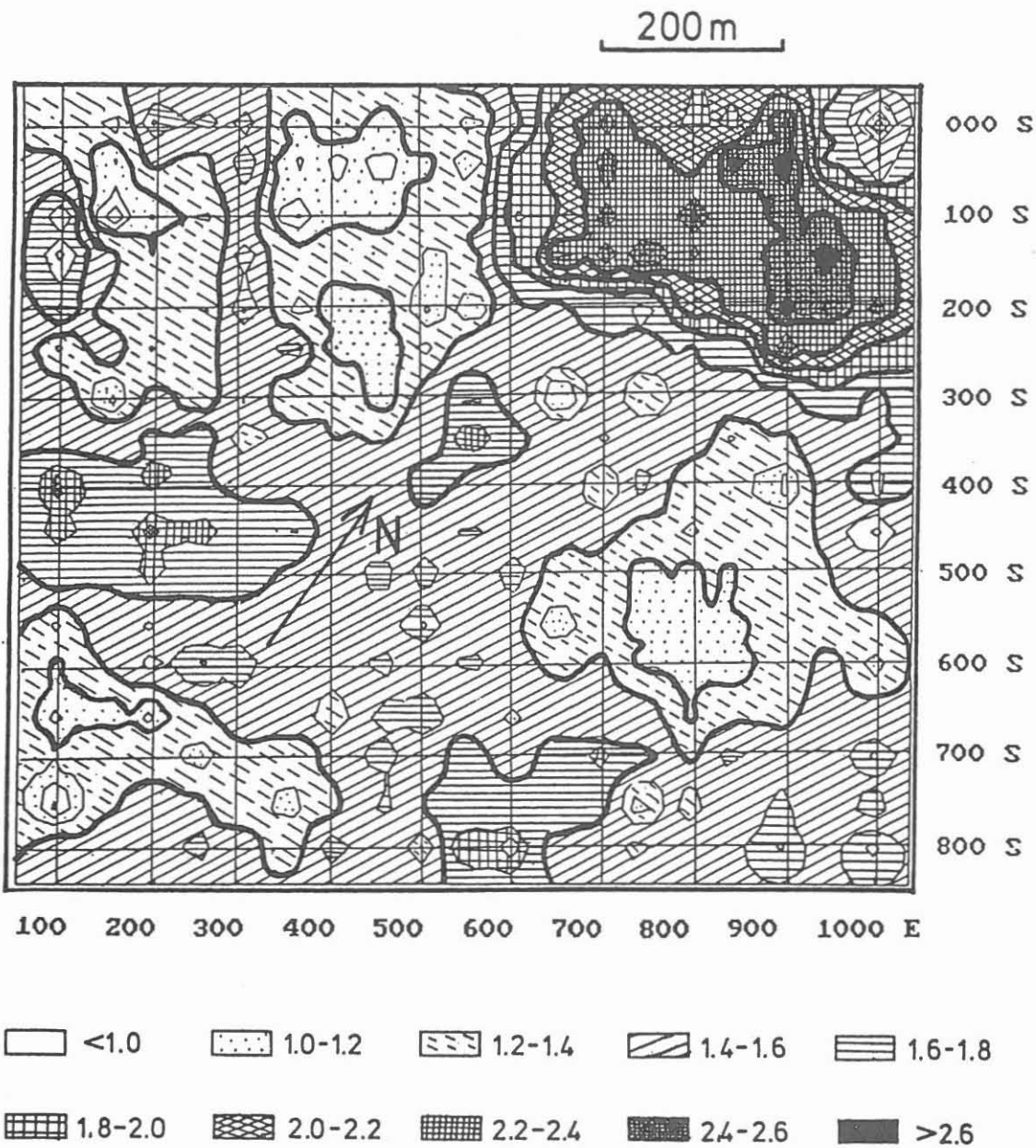
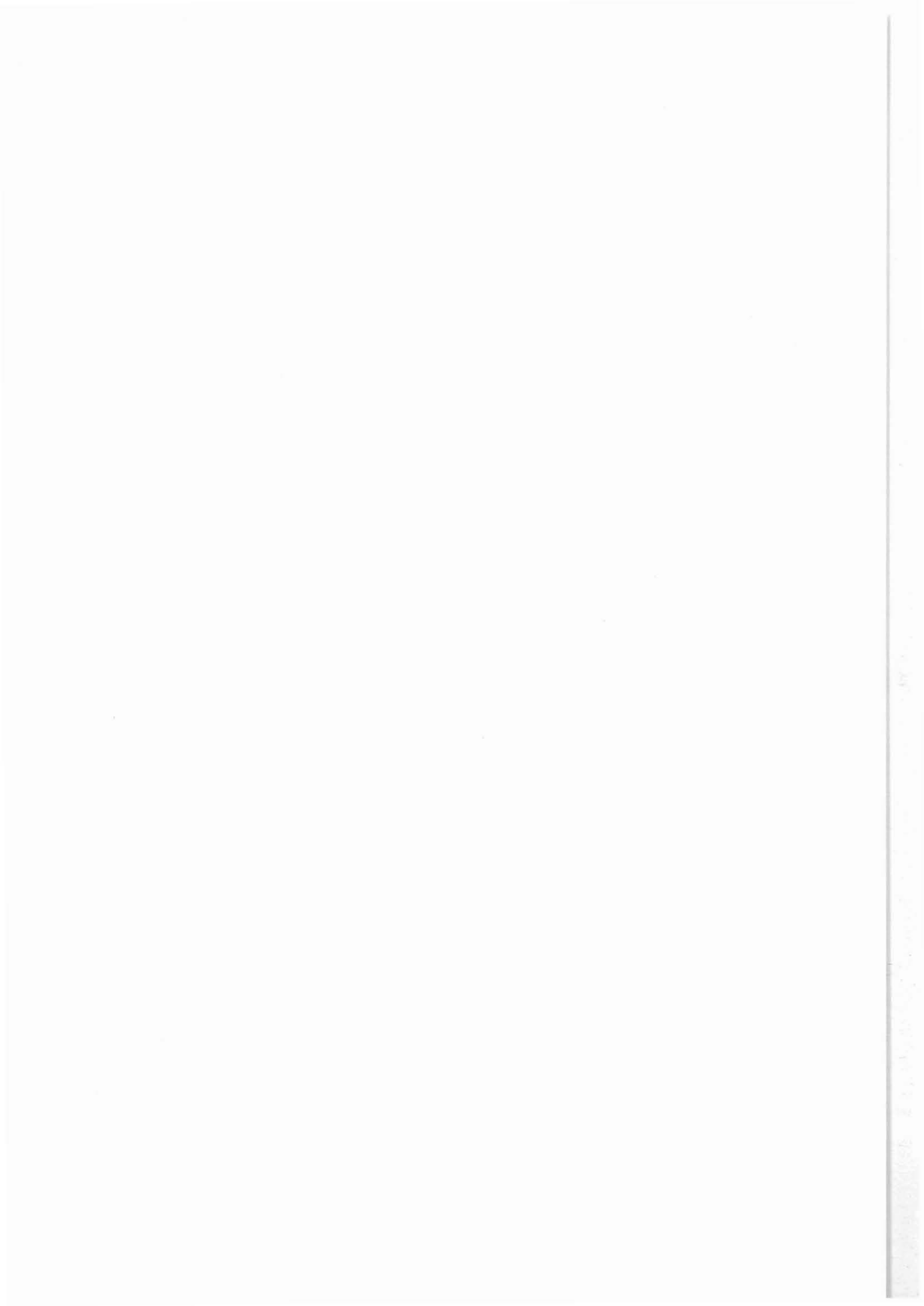
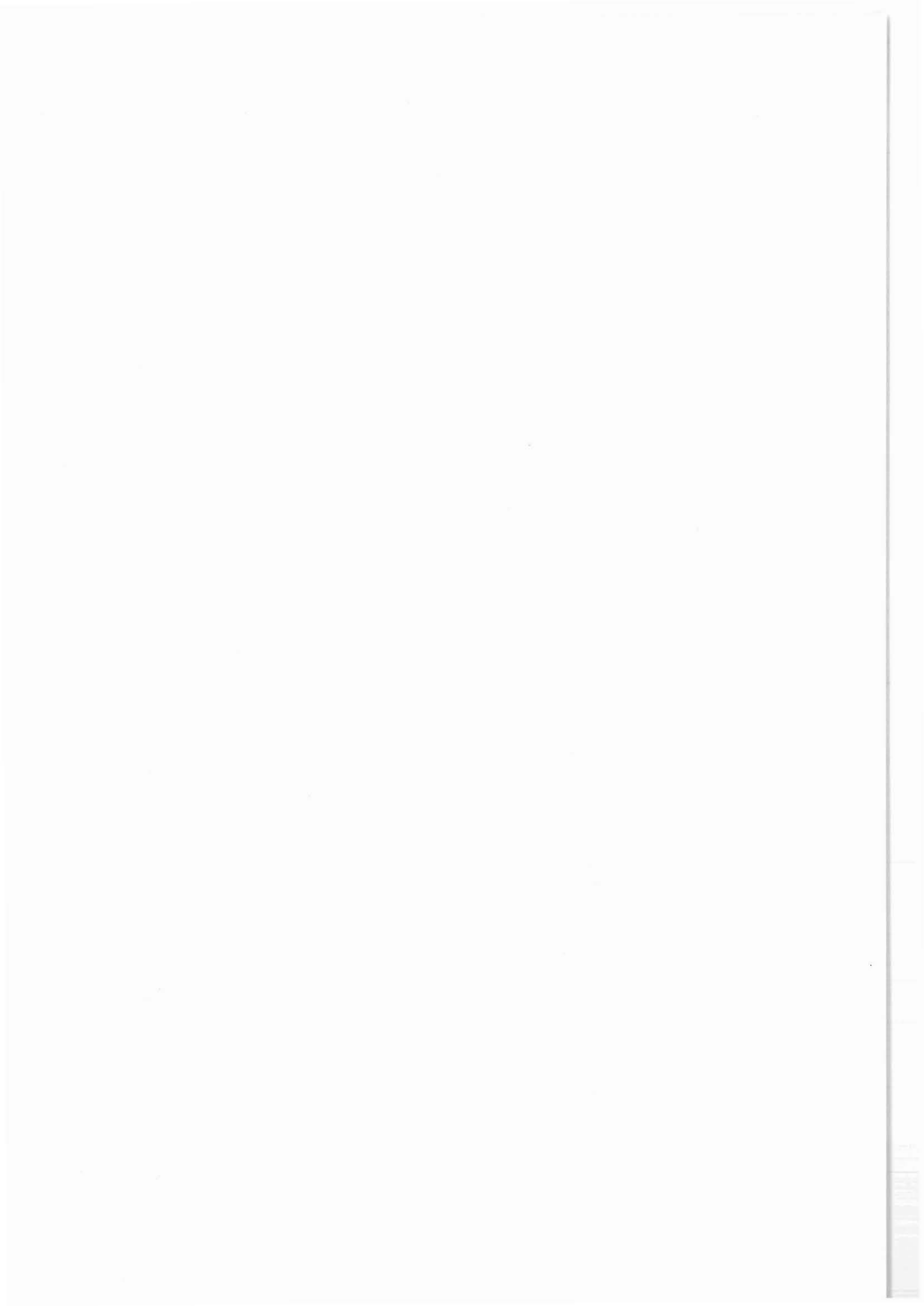


Abbildung 7

Karte der aus der spezifischen Gamma-Strahlung berechneten  
Gehalte an Kalium in % .



Geophysikalische Untersuchungen  
des Bayerischen Geologischen Landesamtes  
im Umfeld der KTB-Bohrung Oberpfalz



**GEOPHYSIKALISCHE UNTERSUCHUNGEN  
DES BAYERISCHEN GEOLOGISCHEN LANDESAMTES  
IM UMFELD DER KTB-BOHRUNG OBERPFALZ**

K. Bader, G. Stettner

**Zusammenfassung**

Im Rahmen der geologischen Kartierung des Blattes TK 25 Erbendorf 6138, wurden vom Bayerischen Geologischen Landesamt die bodenmagnetischen Messungen auf dem Blattgebiet gesammelt und durch eigene Messungen über der ZEV und dem Basaltvorkommen von Muckenthal - Letten ergänzt. Die Magnetisierung der ZEV wird nach BADER & STETTNER ( 1988 ) auf eine Magnetkiesvererzung zurückgeführt. Das Basaltvorkommen wird als eine negativ magnetisierte Basaltdecke ( mit Förderschlot und - spalte ) interpretiert. Weiterhin wurden zur Erkundung des Erbendorfer Rotliegendbeckens refraktionsseismische Messungen mit Anregung durch Kleinsprengungen durchgeführt, die einen Tiefgang der Beckenfüllung von 700 m wahrscheinlich machen. Der sedimentären Beckenfüllung wird mit zunehmenden Alter ( eventuell Oberrotliegendes, Unterrotliegendes, eventuell Oberkarbon ) eine P - Wellen - Geschwindigkeit von 3,5 - 4,0 km/s eventuell bis 4,5 km/s zugesprochen. Der Rotliegend - Porphyry besitzt dagegen bereits oberflächennah 4,6 km/s. Die nach morphologischen und strukturgeologischen Gesichtspunkten vermutete Lage der Fränkischen Linie ( auf Blatt Erbendorf unter jüngeren Sedimenten verborgen ) konnte durch refraktionsseismische Messungen bestätigt werden. Im Bereich der eigenständigen negativen Magnetikanomalie "Ziegelhütte", koinzidierend mit einem Tertiärvorkommen, wurde durch flachseismische und geoelektrische Messungen eine 120 m tiefe Depression im Felsuntergrund nachgewiesen. Eine Deutung als vulkanischer Krater stößt jedoch auf stratigraphische Schwierigkeiten.

---

K. Bader, G. Stettner  
Bayerisches Geologisches Landesamt  
Heßstr. 128  
8000 München 40

- 1 Bodenmagnetik, Übersicht
- 1.1 Bodenmagnetik über der ZEV
- 1.2 Bodenmagnetik über den Serpentiniten der Grünschieferzone
- 1.3 Bodenmagnetik über den Basalten von Muckenthal-Letten
- 2 Refraktionsseismik
- 2.1 Refraktionsseismik im Erbendorfer Rotliegendebcken
- 2.2 Refraktionsseismik über der Fränkischen Linie
- 3 Flachseismik und Geoelektrik im Bereich der negativen Magnetikanomalie "Ziegelhütte"

## 1 Bodenmagnetik, Übersicht

Die bis heute bekannten Bodenmagnetikprofile auf Blatt Erbendorf sind in Abb. 1 zusammengestellt. Die Bodenmagnetikprofile wurden gemessen von HESS (1964): vorwiegend N-S-Profile im Abstand 100m über Serpentiniten der Erbendorfer Grünschieferzone, von UHLMANN (1984): SW-NE-Profile im Abstand 500m über dem NE-Rand der ZEV nördlich von Windischeschenbach, von PUCHER (1986): weites Profilnetz über die gesamte aeromagnetische Anomalie von Windischeschenbach, von BÜCKER (1985): ein NW-SE-Profil über Erbendorf sowie vom Bayerischen Geologischen Landesamt (1985/87): W-E-Profile im Abstand 200 - 500m über die ZEV südlich der Fichtelnaab, über die Grünschieferzone bei Grötschenreuth und über die Basalte von Muckenthal-Letten.

Aus diesen Profilen wurden die Anomalien anstehender magnetischer Körper entnommen und in 4 Größenklassen (50 - 100 - 200 - 500, >500nT) auf den Profilen eingetragen.

### 1.1 Bodenmagnetik über der ZEV

Durch die Darstellung der Anomalien anstehender Körper in Abb. 1 ist ein direkter Vergleich mit der geologischen Kartierung 1: 25 000 von STETTNER (1988) möglich. Es zeigt sich dabei, daß diese Anomalien bevorzugt am Rand größerer Amphibolitkörper, über kleineren Amphibolitkörpern und auch im Gneis liegen. Das Profil am Blattsüdrand der TK 25 soll dies veranschaulichen (Abb. 2). Da sich die Anomalien benachbarter Profile zudem häufig zu langgestreckten Zonen im Streichen des Gneis-Metabasit-Verbandes zusammenfassen lassen, liegt eine geologische Interpretation als magnetische Vererzung auf Zonen intensiver Zerschering im Tekto-



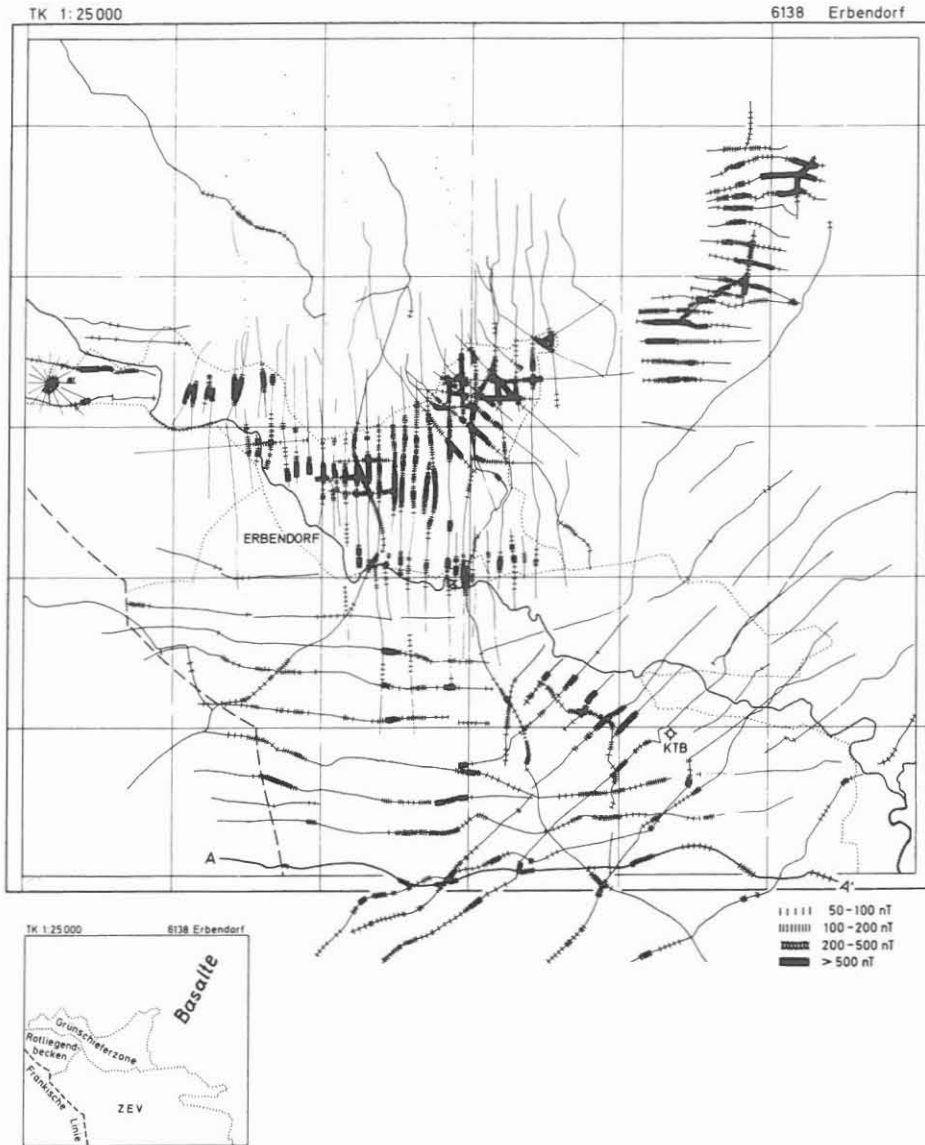


Abb. 1: Bodenmagnetik-Profile auf Blatt Erbendorf (TK 25 Nr. 6138) mit Kennzeichnung der Anomalien anstehender Körper in 4 Größenklassen. Quellenangabe im Text.

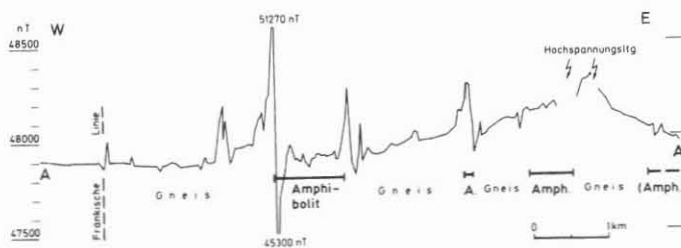


Abb. 2: Bodenmagnetik-Anomalien in T längs einer Meßlinie A - A' am Südrand der TK 25 Nr. 6138 (Abb. 1) im Vergleich mit den anstehenden Amphiboliten der ZEV.



nitgefüge nahe. Aus einer Reihe von Gründen wird als magnetisch wirksames Erzmineral Magnetkies angenommen (BADER & STETTNER 1988). Einer der Hauptgründe für die Annahme von Magnetkies noch vor Beginn der KTB-Bohrung war, daß die aus dem Oberflächenbefund ableitbare Magnetisierung (aus ca. 50 Proben und aus den Maxima der Anomalien anstehender Körper) nicht ausreicht, um die aeromagnetische Anomalie voll zu erklären. Die Ursache wird in einer Dezimierung der magnetischen Erzkomponente von der Oberfläche her durch die Verwitterung gesehen, wofür Magnetkies besonders anfällig ist.

## 1.2 Bodenmagnetik über den Serpentiniten der Grünschieferzone.

Die Messungen wurden von Hess (1964) durchgeführt und umfassen auch das Fernfeld der hochmagnetischen Störkörper. Aus der Boden-anomalie wurden die Störkörperformen und die mögliche Magnetisierung von 2 - 3 A/m berechnet. Für die Anomalien von Pingarten, Föhrenbühl, Kührangen-Naabberg und Schweißlohe-Dürerer Schlag war damit eine geologische Interpretation als diskrete Serpentinittkörper möglich. Der Anomalienzug zwischen Erbdorf und Krummennaab am Südrand der Grünschieferzone zur ZEV wird durch eine größere Zahl kleiner Serpentinite im Prasinit verursacht.

Hervorzuheben ist der Serpentinittkörper von Schweißlohe-Dürerer Schlag: Er besitzt ein Volumen von über 1 km<sup>3</sup> und schiebt mit ca. 30° flach nach Süden bis zur Grenze Grünschieferzone/ZEV ein (siehe auch ANGENHEISTER 1973). Er ist die Ursache des etwas abgetrennten NNW-Teils der aeromagnetischen Anomalie von Windischeschenbach. Störkörperberechnungen an diesem Serpentinitt wurden auch von PUCHER (1986) vorgenommen.

## 1.3 Bodenmagnetik über den Basalten von Muckenthal-Letten.

Nach den Bodenprofilmessungen ist der gesamte Basaltkomplex negativ magnetisiert. Er besitzt eine komplizierte Körperform: Er ist eine relativ geringmächtige, durch die Erosion in einzelne Teile zerlegte Basaltdecke mit einem wahrscheinlichen Schlot südlich von Muckenthal und einem N-S-Gang südlich von Bobenwart (bei Voithenthau).

## 2 Refraktionsseismik

Es wurde eine 920 m lange Geophonkette mit 24 Spuren und Analogaufzeichnung verwendet. Die Anregung erfolgte durch Kleinsprengungen von 100g Sprengstoff in 1 m tiefen Schlagbohrungen. Für Meßstrecken bis 1 km (über die Geophonkette) waren etwa 200g- und für die größte Meßstrecke von 2,5 km 1,5 kg Sprengstoff notwendig. Die Geophonkette wurde jeweils so ausgelegt, daß topographische Laufzeitkorrekturen nicht notwendig wurden.

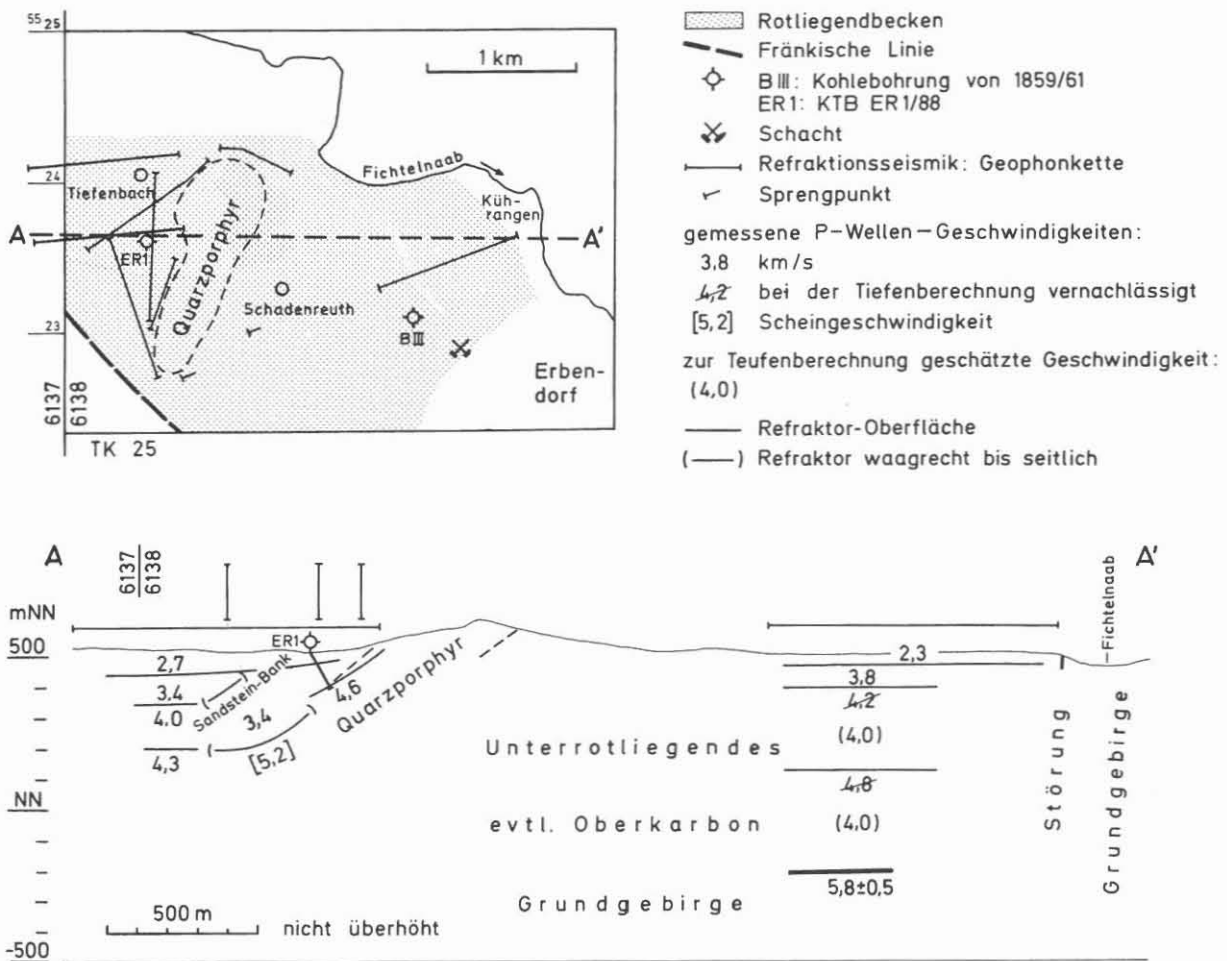


Abb. 3: W-E-Profilschnitt durch das Erbendorfer Rotliegendebassin aufgrund refraktionsseismischer Messungen.

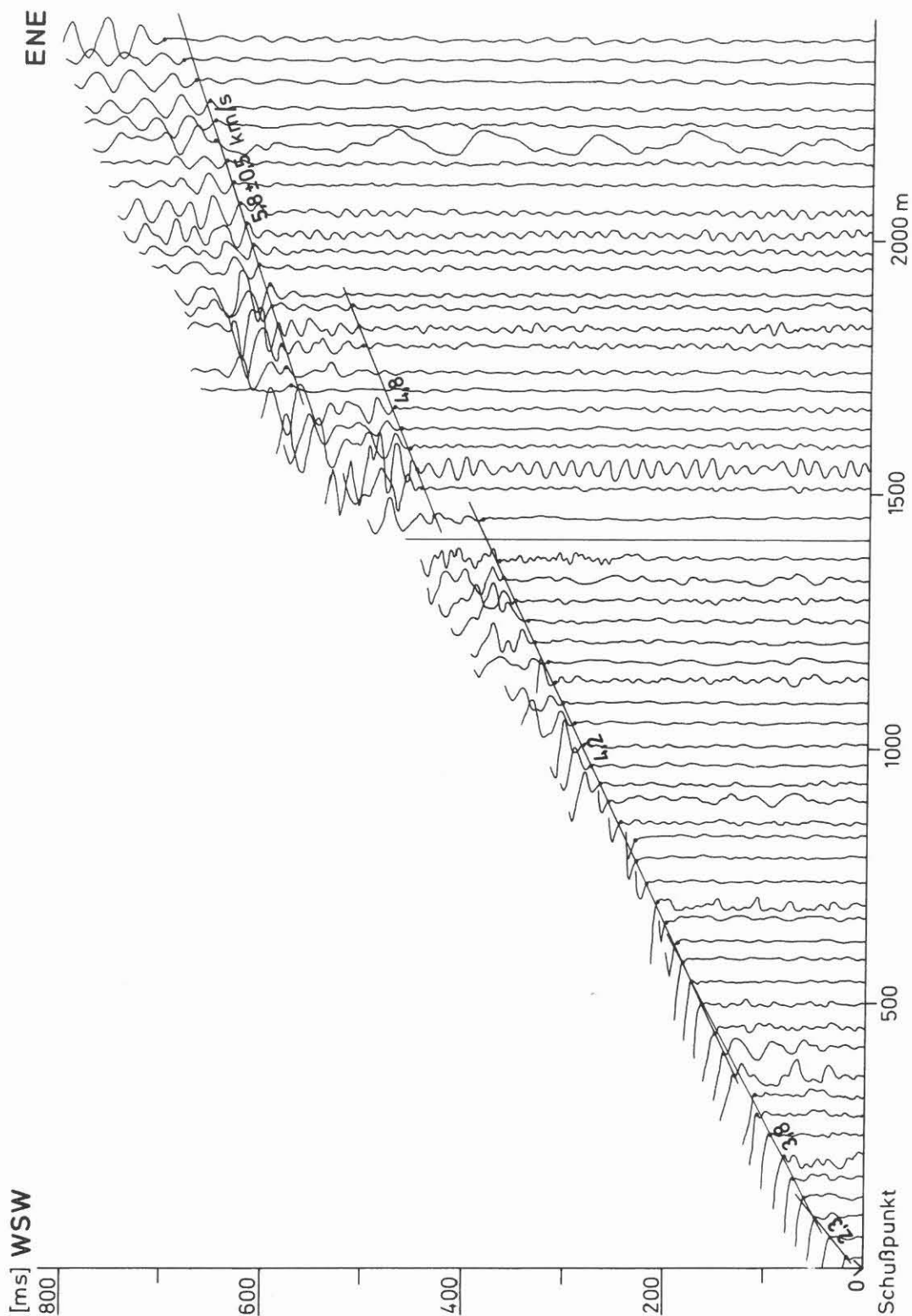


Abb. 4: Seismogramm - Montage ausgewählter Spuren ( bezogen auf die Schußpunkte ) der refraktionsseismischen Messung südöstlich von Schadenreuth: Geophonkette von 920 m Länge mit 24 Spuren ortsfest, Sprengpunkte nach WSW in 20 m, 930 m und 1470 m Entfernung von der Geophonkette.

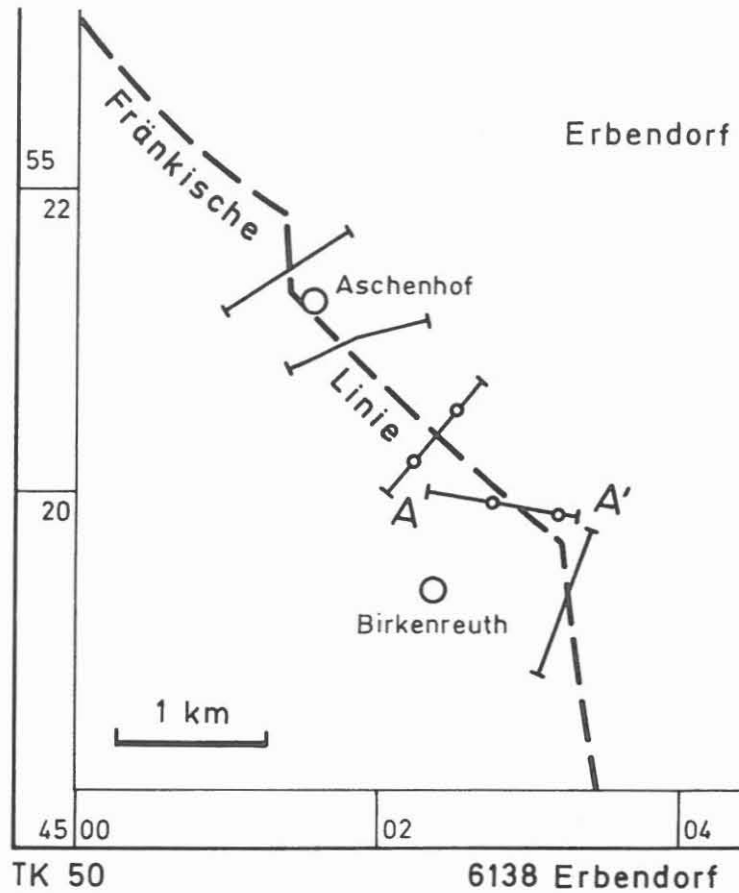
## 2.1 Refraktionsseismik im Erbindorfer Rotliegendbecken (Abb. 3)

Die Messungen dienten einerseits der Erkundung des Tiefgangs des Rotliegendbeckens und der Art der Begrenzung zum Grundgebirge und andererseits der Erkundung der nach W abtauchenden Oberfläche des Rotliegend-Quarzporphyrs für die Platzierung von Forschungsbohrungen im Hangenden des Quarzporphyrs. Die Auswertung der refraktionsseismischen Messungen ergab für die Sedimentfüllung aus Unterrotliegendem und eventuellem Oberkarbon eine überraschend große Mächtigkeit von 700 m. Zur Teufenberechnung der Grenzflächen wurden unterhalb offensichtlich geringmächtiger härterer Schichten, erkennbar am "Aushungern" der Einsätze der Refraktionswellen ( Abb. 4 ), niedrigere Geschwindigkeiten angenommen ( siehe Abb. 3 ): Als wahre P-Wellen-Geschwindigkeiten ergeben sich damit ( unterhalb einer Verwitterungszone von 30 - 70 m mit 2,3 - 2,7 km/s ) für den stratigraphisch höheren Teil ( westlich des Quarzporphyrs ) etwa 3,5 km/s, für den Quarzporphyr selbst etwas über 4,5 km/s und für das Unterrotliegende ( östlich des Quarzporphyrs ) 3,8 - 4,0 km/s. Unterhalb einer Tiefe von 400m, markiert durch eine härtere Schicht mit 4,8 km/s ( Scheingeschwindigkeit ), ist im eventuellen Oberkarbon mit Werten von 4,0 - 4,5 km/s zu rechnen. Zur Teufenberechnung wurde hier jedoch ab 100 m Tiefe eine einheitliche Geschwindigkeit von 4,0 km/s benützt.

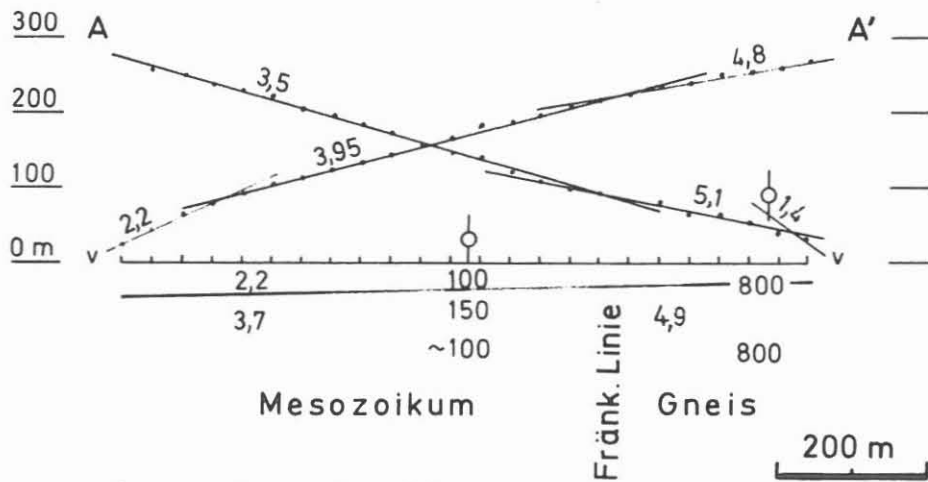
Der S-Rand des Grundgebirges bei Tiefenbach steht senkrecht oder fällt nach N ein, da in einer 100 m von diesem Rand entfernten Parallel-Messung keine Refraktionen von dieser Fläche erhalten wurden. Der W-Rand des Grundgebirges am Kührangen fällt zumindest so steil unter das Rotliegendbecken ein, daß auf dem Profil senkrecht zu ihm keine hohen Scheingeschwindigkeiten gemessen werden. Am SE-Rand des Rotliegendbeckens bei Erbindorf ist durch den Bergbau und die Kohlebohrung B III ein Abtauchen mit auflagernden Sedimenten von 50° nachgewiesen.

## 2.2 Refraktionsseismik über die Fränkische Linie

Da die Fränkische Linie auf Batt Erbindorf wegen der Kreide- bis (?)tertiärzeitlichen Überdeckung nicht direkt der geologischen Kartierung zugänglich ist, wurde versucht, ihre mehr nach morphologischen und strukturgeologischen Gesichtspunkten vermutete Lage (STETTNER 1988) mit refraktionsseismischen Profilen quer zu ihr den Verlauf genauer zu lokalisieren. Eine mehr oder weniger abrupte Änderung im vertikalen Geschwindigkeitsaufbau etwa in der Mitte der Meßstrecken zeigte, daß die vermutete Lage bereits nahezu richtig erkannt worden war ( Abb. 5 ). Einige geoelektrische Tiefensondierungen auf den Seismikprofilen bestätigten die Interpretation aus der Seismik.



Lageplan



Laufzeitdiagramm

Abb. 5: Ortung des SW - Randes des Grundgebirges ( Fränkische Linie ) auf Blatt Erbendorf durch Refraktionsseismik ( Lageplan ) mit einem Beispiel eines Laufzeitdiagramms ( mit GTS zur Absicherung der Interpretation aus der Seismik ).

### 3 Flachseismik und Geoelektrik im Bereich der negativen Magnetikanomalie "Ziegelhütte" (Abb. 6)

HESS (1964) erkannte im Nordminimum (Fernfeld) des Serpentinikörpers von Schweißlohe-Dürerer Schlag eine eigenständige negative Anomalie von minus 700nT. Körperberechnungen ergaben eine Oberkante des negativ magnetisierten Störkörpers in 100 - 200m Tiefe, der als Basaltschlot von 200 - 400m Durchmesser bei 0,2 - 1 A/m gedeutet wurde (siehe auch ANGENHEISTER 1973).

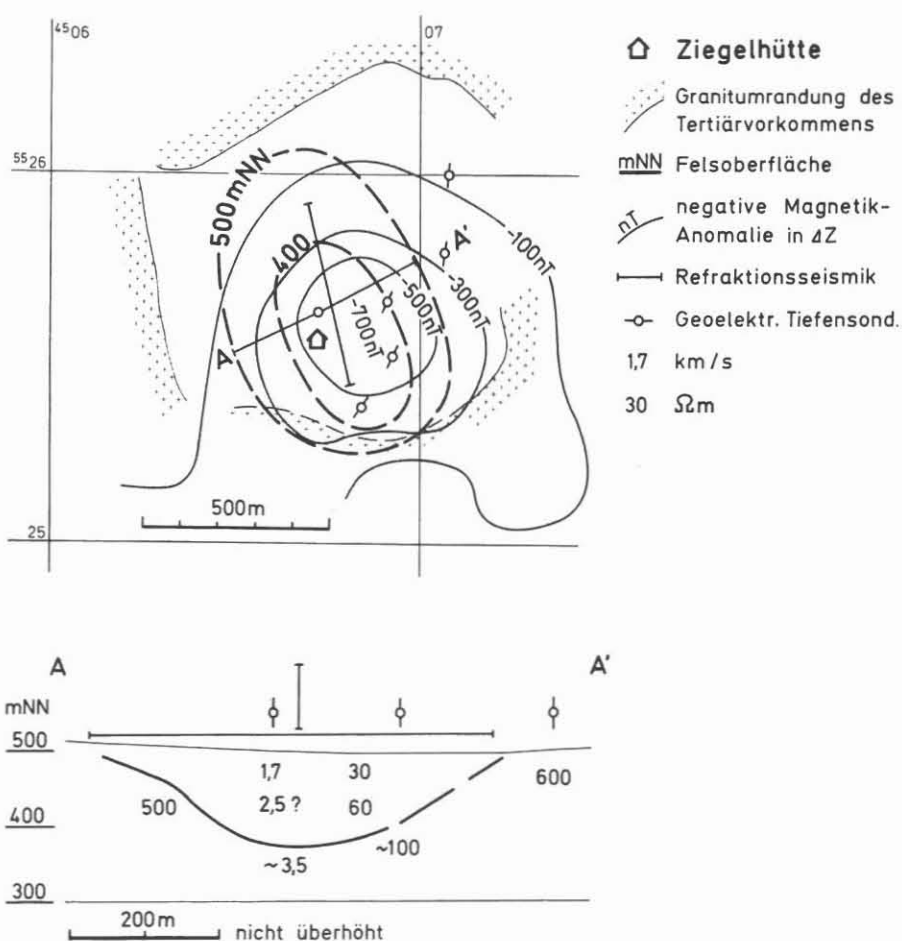


Abb. 6: Lage und Profilschnitt durch das Tertiärbecken im Bereich der negativen Magnetikanomalie "Ziegelhütte" (2 km NW Thumsenreuth).

Durch refraktionsseismische Messungen und geoelektrische Tiefensondierungen wurde nun im Bereich der negativen Anomalie, die mit einem engumgrenzten Tertiärvorkommen zusammenfällt, eine allseits geschlossene Eintiefung in den Felsuntergrund von 800 x 400m und einem Tiefgang von 120m erkannt, die zumindest im oberen Teil mit Tertiär (1,7 km/s, 30  $\Omega$ m) aufgefüllt ist. Die Lage dieser Depression stimmt auffallend gut mit dem Zentrum der negativen Magnetikanomalie überein, sodaß an einen vulkanischen Krater gedacht werden könnte. Dagegen spricht jedoch, daß die tertiäre Abfolge in der Hohlform mit Braunkohle analog zu gleichartigen Abfolgen der weiteren Umgebung ins Untermiozän einzustufen ist, wohingegen die Basalte aus der gesamten Region jünger sind.

#### Literaturverzeichnis

- ANGENHEISTER, G. (1973): Die Interpretation der magnetischen Störfelder (Anomalien) von mehreren Serpentinikörpern in fünf Arealen im Westen der Böhmisches Masse.- Geologica Bavarica, 67, 35-63, München.
- BADER, K. & STETTNER, G. (1988): Zur Ursache der aeromagnetischen Anomalien von Windischeschenbach und Vohenstrauß (Nordost-Bayern).- Geol. Jb., E43, (im Druck).
- BÜCKER, C. (1985), Institut für Allg. u. Angew. Geophysik der L.-M.-Univ. München: freundl. mündl. Mitteilung.
- HESS, Chr. (1964): Die  $\Delta Z$ -Anomalien im Gebiet der Serpentin-Vorkommen bei Erbdorf (Oberpfalz) und ihre Interpretation. -Diplomarbeit, Institut für Allg. u. Angew. Geophysik der Univ. München, (unveröffentlicht).
- PUCHER, R. (1986): Interpretation der aeromagnetischen Anomalie von Erbdorf (Oberpfalz) und dazugehörige gesteinsmagnetische Untersuchungen.- Geol. Jb., E33, 32 52, Hannover.
- STETTNER, G. (1988): Geologische Karte von Bayern 1:25000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6138 Erbdorf.- München (Bayer. Geologisches Landesamt), in Vorbereitung.
- UHLMANN, T. (1984), Inst. für Geophysikal. Wissenschaften der Freien Univ. Berlin: freundl. mündl. Mitteilung.



Flachseismische Messungen mit  
Kompressions- und Scherwellen  
im Bereich der  
Kontinentalen Tiefbohrung

B. Steuernagel  
W. Rabbel  
H. Stümpel





**FLACHSEISMISCHE MESSUNGEN MIT KOMPRESSIONS- UND SCHERWELLEN  
IM BEREICH DER KONTINENTALEN TIEFBOHRUNG**

B. Steuernagel, W. Rabbel, H. Stümpel

**Zusammenfassung**

Zur Kartierung von Tiefenverlauf und Geschwindigkeiten der Verwitterungsschicht und oberflächennaher Refraktoren an der Bohrlokation KTB-Oberpfalz wurden flachseismische Messungen sowohl mit Kompressions- als auch mit Scherwellenanregung durchgeführt.

Durch das zunächst vorgegebene Meßschema konnten oberflächennahe Inhomogenitäten nicht aufgelöst werden. Die beobachteten Laufzeitanomalien wurden daher vorläufig im Sinne eines Zweischichtfalls durch Refraktorenundulationen erklärt.

Erst durch die nachfolgende kleinräumige Messung wurden mehr Informationen über die genauen oberflächennahen Geschwindigkeiten erlangt.

Es konnte eine wenige Meter mächtige Deckschicht aus verwittertem Festgestein aufgelöst werden. Außerdem war es möglich, laterale Änderungen in der seismischen Geschwindigkeit zu bestimmen und mit deren Hilfe frühere Interpretationen zu verbessern.

---

B. Steuernagel, W. Rabbel, H. Stümpel  
Institut für Geophysik  
Christian-Albrechts-Universität  
Olshausenstr. 40  
D-2300 Kiel 1

## 1 KARTIERUNG OBERFLÄCHENNAHER REFRAKTOREN

### 1.1 Aufgabenstellung

Das Ziel der seismischen Messungen im Raum Erbindorf/Windischeschenbach war die Kartierung von Tiefenverlauf und Geschwindigkeiten der Verwitterungsschicht und oberflächennaher Refraktoren in unmittelbarer Nähe der geplanten Tiefbohrlokation. Hierzu wurden auf mehreren parallelen und sich kreuzenden Profilen refraktionsseismische Messungen mit Kompressions- (P-) und Scherwellenanregung (SH) vorgenommen.

### 1.2 Durchführung der Feldmessungen

Im Raum Erbindorf/Windischeschenbach wurden entlang des allgemeinen Profilnetzes refraktionsseismische Messungen durchgeführt. Das Meßprogramm bestand aus vier Profilen mit Kompressions- und zwei Profilen mit kombinierter Kompressions- und Scherwellenanregung. Räumliche Lage und Interpretation der einzelnen Profile im Gitternetz ist in Figur 1 dargestellt.

Die Registrierungen erfolgten mit einer 24-kanaligen Digitalapparatur des Instituts für Geophysik Kiel. Zur Anregung horizontal polarisierter Scherwellen (SH) diente ein pneumatischer Wechselhammer.

Dabei wird ein in einem Rohr befindlicher Kolben mit Preßluft beschleunigt und trifft am Ende des Zylinders gegen Aufschlagflächen. Der so entstehende horizontale Impuls wird durch Ankopplungsflächen an den Boden übertragen. Die P-Wellen wurden ebenfalls mit einer pneumatisch betriebenen Quelle, jedoch mit vertikal beschleunigtem Kolben, angeregt.

Signalaufnehmer waren sechsfach gebündelte Horizontal- und Vertikalgeophone mit 10 Hz Eigenfrequenz. Der Spurbabstand betrug 5 m. Die on-line erstellten Feldschriebe zeigten bei den schußpunktfernen Spuren ein niedriges Signal/Noise-Verhältnis, so daß eine Auslagenlänge von mehr als 500 m bei den zur Verfügung stehenden Anregungsmöglichkeiten und dem beständigen Hintergrundnoise nicht sinnvoll waren.

Es wurde deshalb als Registrierschema ein Profil mit einer Gesamtlänge von 480 m mit Schußpunkten am Anfang, Mitte und Ende des Profils aufgestellt. Je nach Geländegegebenheiten wurde dieses Schema leicht abgewandelt.

Starker niederfrequenter Hintergrundnoise durch eine Straßenbaustelle in enger Nachbarschaft zum Meßgebiet verschlechterte die Datenqualität zum Teil erheblich und machte eine Bandpaßfilterung der meisten Daten notwendig.

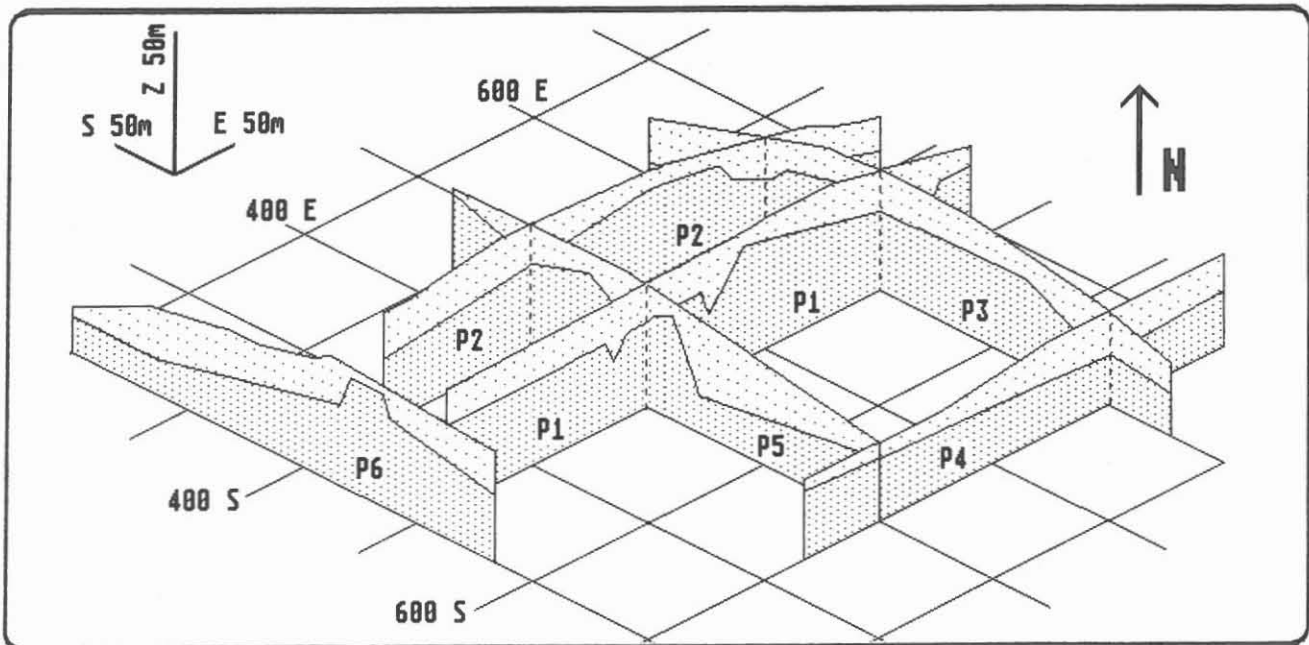


Fig. 1: Profilplan und dreidimensionale Interpretation der Refraktionsmessung. Obere Schicht  $V_p = 1850$  m/s, untere Schicht  $V_p = 4700$  m/s.

### 1.3 Auswertung

Eine erste Betrachtung des Datensatzes deutet darauf hin, daß bereits oberflächennah ein komplexer geologischer Aufbau vorliegt. Es zeigen sich auf mehreren Profillinien Laufzeitanomalien für Schuß und Gegenschuß, die auf Undulationen im Refraktor hinweisen (siehe auch Fig. 2).

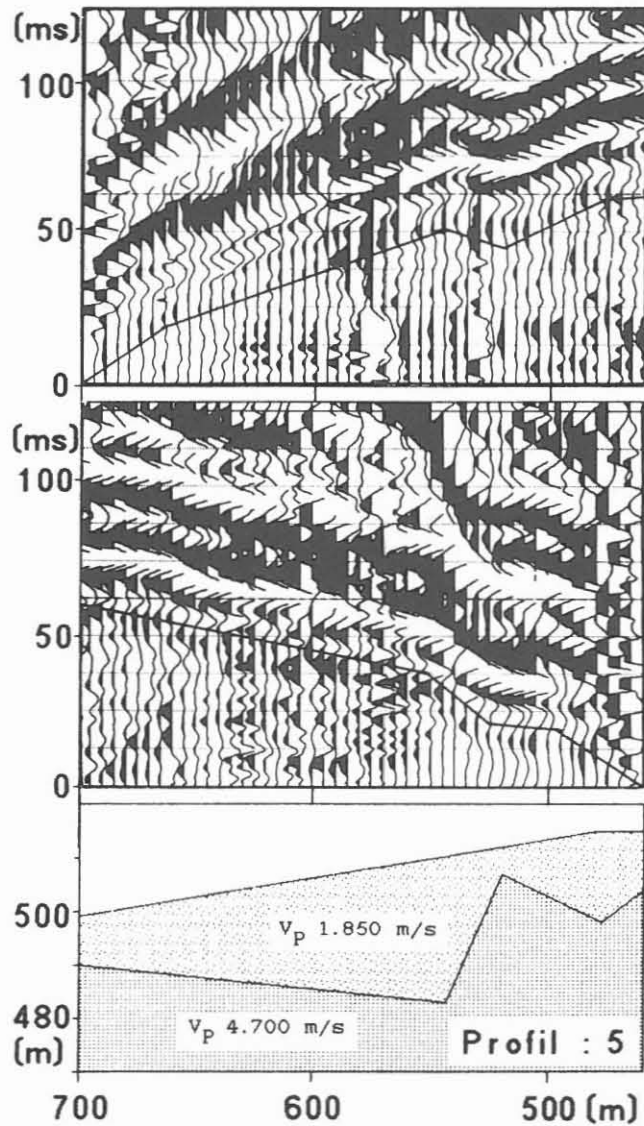


Fig. 2: Beispiel für Laufzeitanomalien in Schuß und Gegenschuß (oben und Mitte) und zugehörige geologische Interpretation (unten). Laufzeitäste sind in die Seismogramme eingetragen.

Da die Geschwindigkeit der Verwitterungsschicht aus dem vorliegenden Datenmaterial nur lückenhaft und ungenau bestimmt werden konnte, wurde für die Interpretation der P-Sektionen der einfachste Fall angenommen, nämlich ein Zweischichtfall mit homogener Verwitterungsschicht.

Die seismischen Profile wurden mit Hilfe des Ray-Tracing-Verfahrens interaktiv ausgewertet. Dabei wird die Wellenausbreitung in komplexen Untergrundmodellen mit Hilfe von Strahlen beschrieben, deren Laufzeiten durch sukzessive Modellveränderungen an die beobachteten Laufzeiten angepaßt werden (siehe Fig. 5).

Für die abschließende Interpretation werden die so ermittelten Mächtigkeitsvariationen der Schichten unter der wahren Topographie aufgetragen.

Die sich kreuzenden seismischen Registrierungen konnten in sich stimmig als Zweischichtfall mit undulierender Refraktortopographie interpretiert werden (siehe Fig. 1). Figur 2 ist ein Beispiel für Laufzeitanomalien. Oberer und mittlerer Abschnitt zeigen Schuß und Gegenschuß in P mit eingezeichneten Ray-Tracing-Laufzeiten. Unten sieht man die Refraktorundulationen im geologischen Modell als Interpretation der Laufzeitanomalien. Die P-Geschwindigkeiten betragen 1850 m/s in der Verwitterungsschicht und 4700 m/s im Festgestein.

Figur 3 zeigt eine typische seismische Registrierung. Im oberen und mittleren Teil der Abbildung sind ein P- bzw. SH-Seismogramm desselben Profils dargestellt, unten das zugehörige geologische Modell mit den seismischen Geschwindigkeiten für P und SH. In die Seismogramme eingezeichnet sind die berechneten Ray-Tracing-Laufzeitäste.

Der Vergleich der P- und SH-Geschwindigkeiten auf Profil 3 (s. Fig. 3) zeigt relativ niedrige  $V_P/V_{SH}$  - Verhältnisse (1.9 - 2.8) für die Deckschicht. Derartige Werte sind untypisch für wassergesättigte Lockersedimente, so daß die Niedriggeschwindigkeitszone eher als stark verwittertes Festgestein anzusprechen ist.



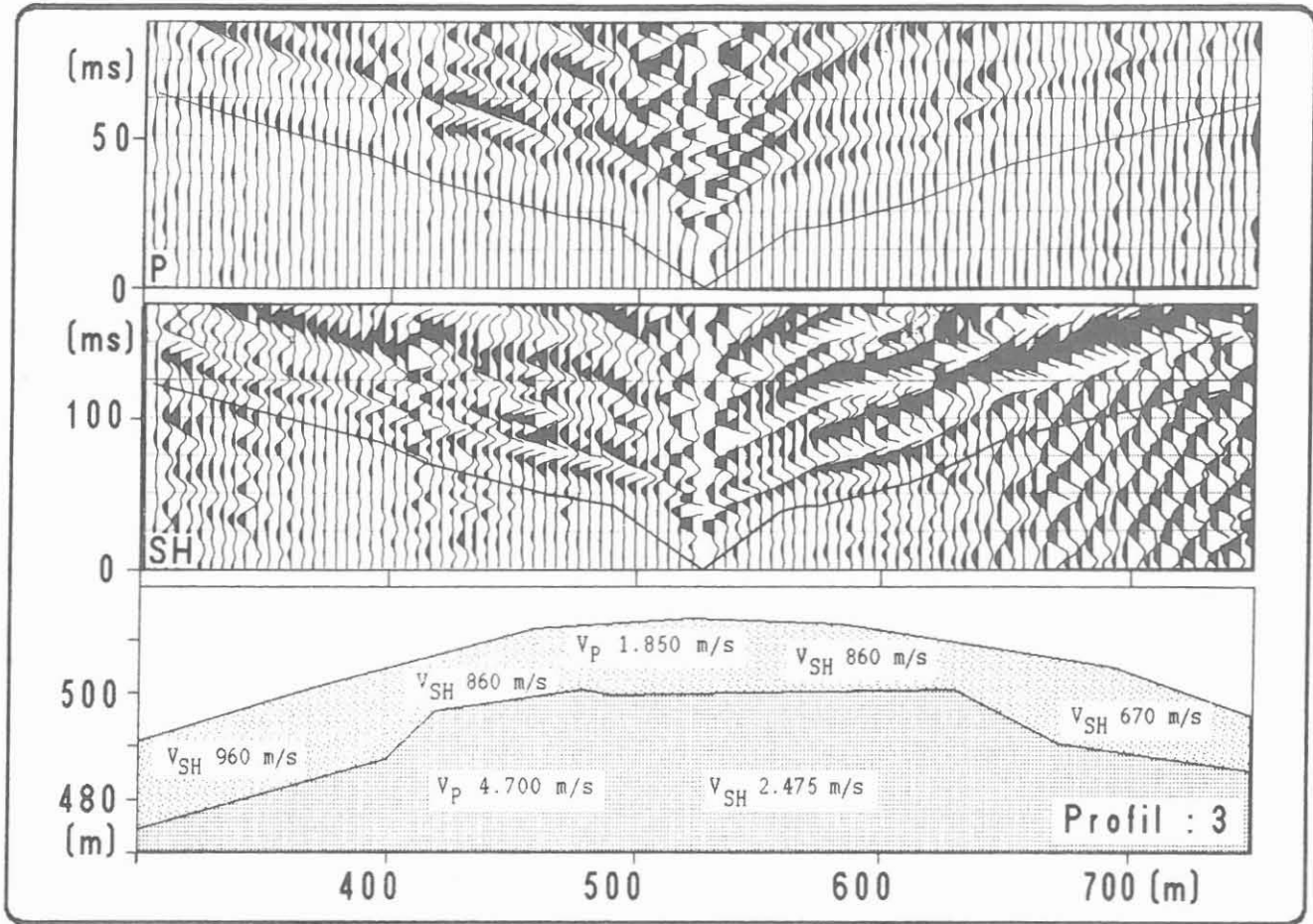


Fig. 3: Typische Seismogramme in P und SH (oben und Mitte) mit zugehörigem geologischem Modell (unten). Die berechneten Ray-Tracing-Laufzeitäste sind in die Seismogramme eingetragen.

Da die explizite Refraktortiefe wegen der hohen Geschwindigkeitskontraste zwischen Verwitterungsschicht und Festgestein im wesentlichen durch die oberflächennahen Niedriggeschwindigkeiten bestimmt werden, und diese nur ungenau bekannt sind, ist die Interpretation hinsichtlich der Tiefenlage der Refraktoren allerdings nicht eindeutig.

Eine verbesserte Geschwindigkeitskartierung war daher das Ziel einer zweiten Meßkampagne (s. Kap. 2).

## 2 KARTIERUNG OBERFLÄCHENNAHER SCHERWELLENGESCHWINDIGKEITEN

### 2.1 Aufgabenstellung

Im Rahmen einer Diplomarbeit am Institut für Geophysik Kiel wurde auf dem Gelände der Kontinentalen Tiefbohrung eine weitere seismische Messung vorgenommen mit dem Ziel, mehr und genauere Informationen über die seismischen Geschwindigkeiten in der Verwitterungsschicht zu erlangen.

### 2.2 Durchführung der Feldmessungen

Auf mehreren, zum Teil zu den vorherigen Messungen parallelen, Profilen wurden kleinräumige Messungen mit kurzen Geophonauslagen vorgenommen.

Angeregt wurden Scherwellen, da man sich von deren Ausbreitungsverhalten eine bessere laterale Auflösung versprach. Die Signalanregung für SH-Wellen erfolgte diesmal mit einem Hammer und einem horizontal liegenden Eisenträger.

Die Schußpunkte waren jeweils 4 m voneinander entfernt und lagen meist innerhalb der Auslagen, so daß bei einem Geophongruppenabstand von 2 m eine maximale Schuß-Geophon-Entfernung von 48 m zu verzeichnen ist.

### 2.3 Auswertung

Die hier gezeigten Daten und Aussagen beschränken sich exemplarisch auf ein Stück des Profils 5 (siehe Fig. 4), das sich nach der ersten Refraktorkartierung mit P-Wellen (s. Kap. 1) durch eine erhebliche Refraktortopographie auszeichnen sollte.

Nach einer ersten Durchsicht zeigten die SH-Seismogramme drei Schichten: In Schußpunktnähe sehr starke Krümmung der Laufzeitkurve (hoher oberflächennaher Geschwindigkeitsgradient) sowie zwei Refraktionsäste.

Auch hier wurde für eine genauere Auswertung auf das Ray-Tracing-Verfahren zurückgegriffen, das explizite Angaben über Geschwindigkeiten, Tiefen sowie horizontale und vertikale Geschwindigkeitsgradienten ermöglicht.

Das Ergebnis der Scherwellenkartierung zeigt Fig. 4. Die seismische Geschwindigkeit für die SH-Wellen beträgt an der Oberfläche durchgehend 60 m/s - typisch für einen durch Beackering aufgelockerten Boden - mit einem starken Gradienten von ungefähr 160 (m/s)/m bis in 2 - 3 m Tiefe. Diese Geschwindigkeiten sind durch stark aber unterschiedlich verwittertes Festgestein zu erklären.

Daran schließt sich ein Refraktor mit einer Mächtigkeit von 7 bis 9 m an. Auffällig ist hier, was sich bereits in der oberen Deckschicht andeutet, ein markanter lateraler Sprung der SH-Geschwindigkeit im linken Profilabschnitt von 300 m/s auf Werte von 700 m/s. Im weiteren Verlauf pendeln sich die Geschwindigkeiten bei über 800 m/s ein.

Der liegende Refraktor mit der schon in der ersten Messung beobachteten  $V_{SH} = 2350$  m/s war aufgrund der geringen Auslagenlänge nur auf wenigen Profilen zu beobachten; sein Verlauf mußte in Figur 4 teilweise interpoliert werden (gekennzeichnet durch geringere Strichstärke in Figur 4). Die sich hier kaum ändernden Geschwindigkeiten sind durch die kurzen Refraktionsäste nicht im gleichen Maße gesichert, wie die Geschwindigkeiten der hangenden Refraktoren.

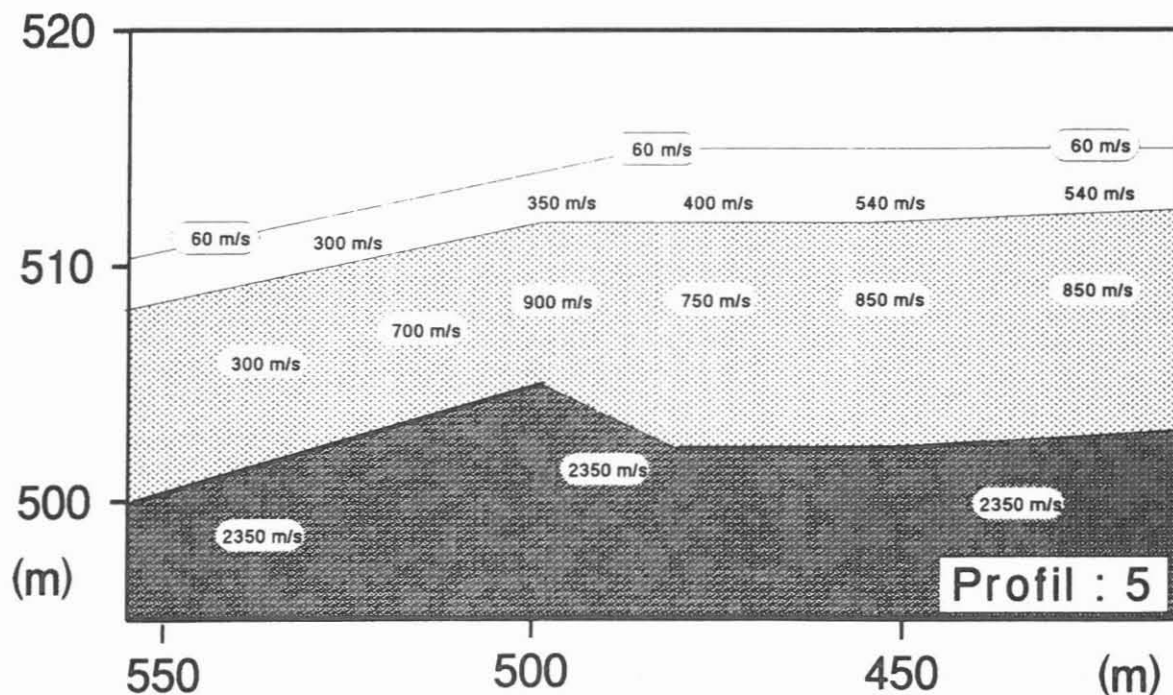


Fig. 4: Ergebnis der Scherwellenkartierung.

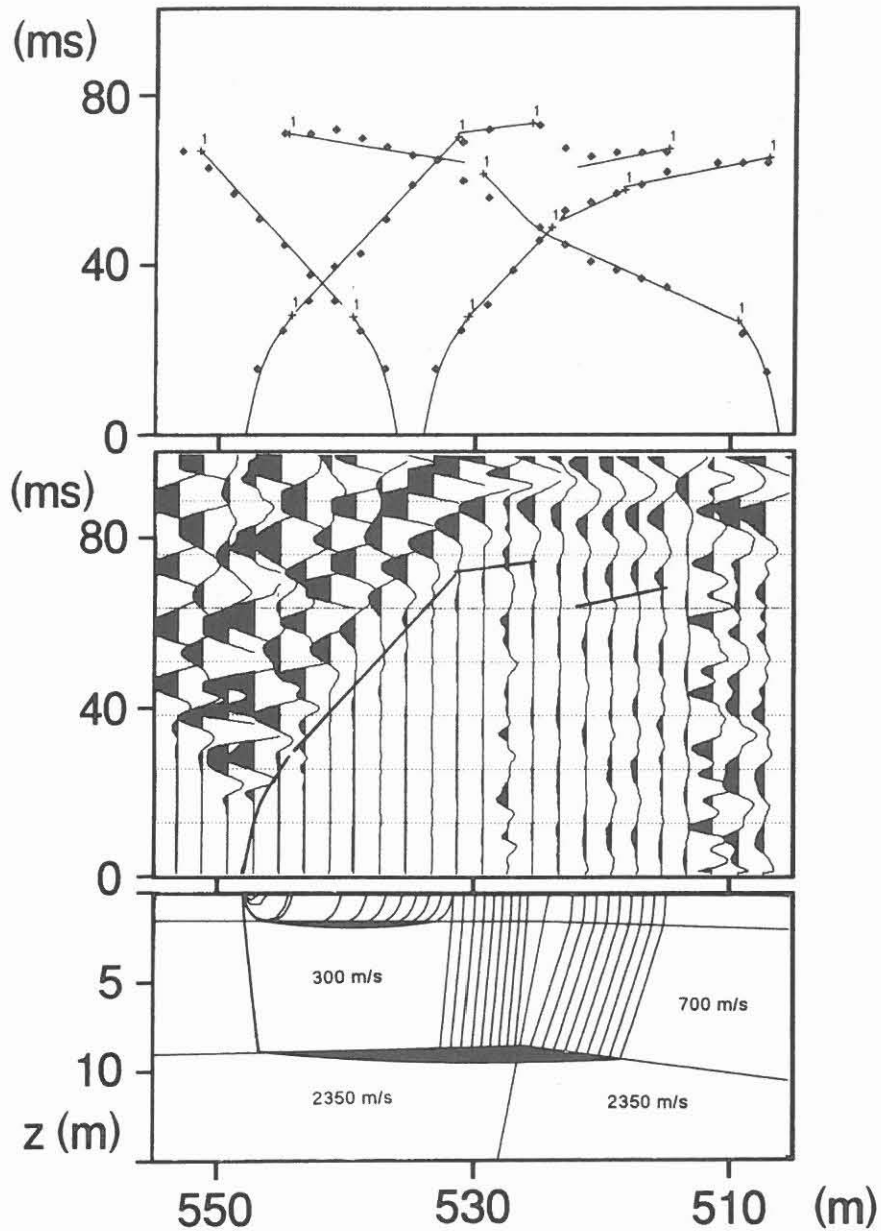


Fig. 5: Beispiel für das Ray-Tracing-Verfahren: Modell mit Strahlenverlauf für einen Schußpunkt (unten), ange-rissene (Punkte) und berechnete Laufzeiten (durchgezo-gene Linien) (oben) und Seismogrammbeispiel mit be-rechneten Laufzeiten (Mitte).

Von großem Interesse war, ob sich die für Profil 5 Koordinate 530 auf Grund der P-Refraktionsseismik vorhergesagte starke Refraktorundulation mit der SH- Hammerschlagseismik bestätigen läßt. Es stellte sich heraus, daß gerade an dieser Stelle der oben erwähnte Sprung in der Geschwindigkeit des ersten Refraktors vorhanden ist.

Diese starke laterale Geschwindigkeitsvariation innerhalb dieser Schicht kann sicherlich nicht nur durch unterschiedliche Verwitterung erklärt werden. Hier muß auch ein echter Materialwechsel in Betracht gezogen werden.

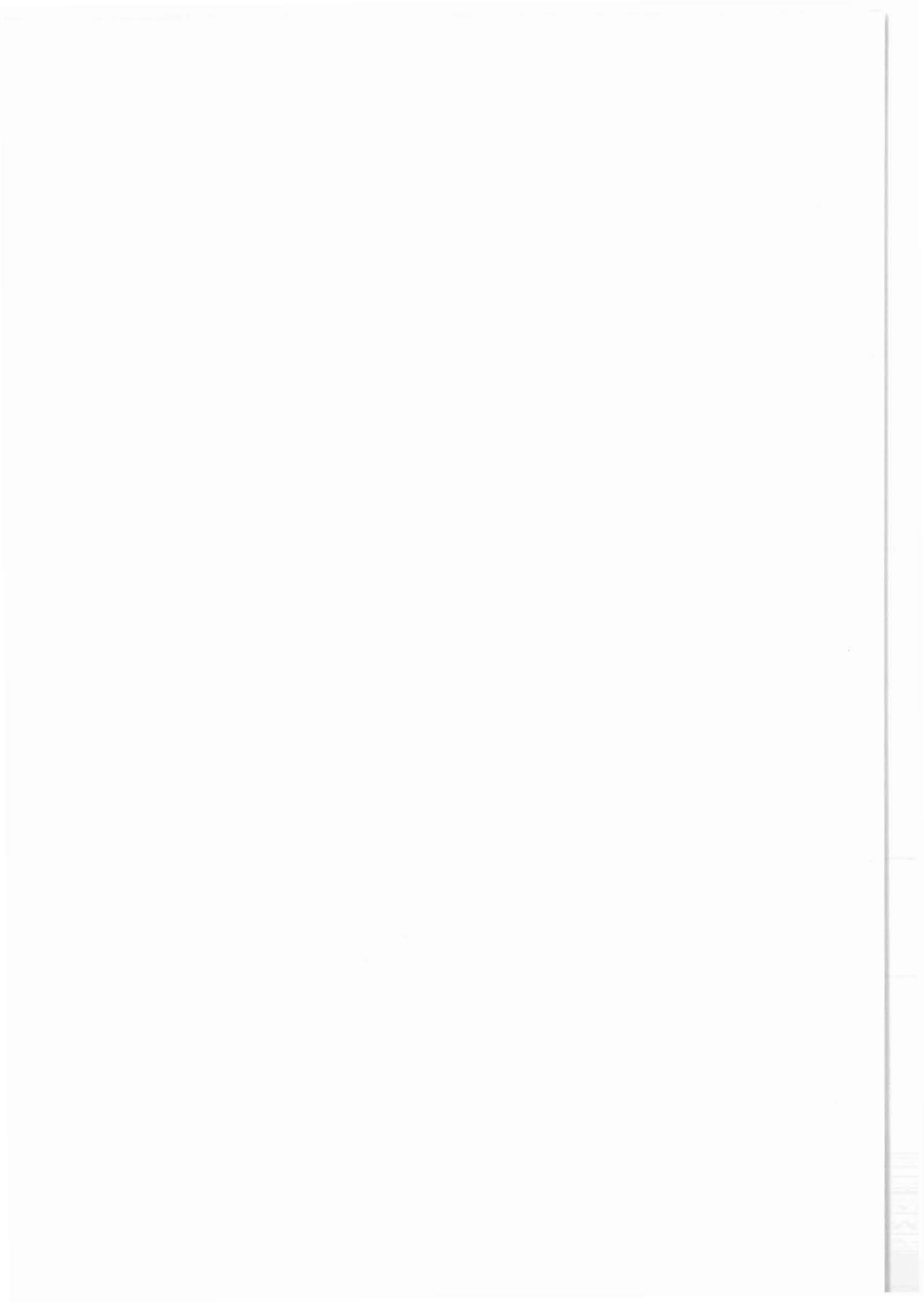
In Figur 5 ist dieser Bereich mit einer detaillierten Interpretation dargestellt. Der untere Teil der Abbildung zeigt ein Untergrundmodell wie es beim Ray-Tracing benutzt wird. Als Ergebnis sieht man eine Störung mit den oben genannten Geschwindigkeiten.

Eingezeichnet ist außerdem der Strahlenverlauf von direkten und refraktierten Wellen für einen Schußpunkt. Die dazugehörigen berechneten Laufzeiten wurden direkt in das Seismogramm eingetragen (Mitte).

Das obere Bild zeigt alle für diese Interpretation benutzten Schußpunkte und erlaubt einen direkten Vergleich der digitalisierten Ersteinsätze (Punkte) mit den berechneten Laufzeiten (durchgezogene Linien).

Bodenunruhemessungen zur Stationssuche  
für die Zentralstation  
des geplanten Seismologischen Lokalarrays  
KTB-Oberpfalz





**BODENUNRUHEMESSUNGEN ZUR STATIONSSUCHE FÜR DIE ZENTRALSTATION  
DES GEPLANTEN SEISMOLOGISCHEN LOKALARRAYS KTB-OBERPFALZ**

E. Schmedes

**Zusammenfassung**

Die vorliegenden Messungen zeigen, daß der Standort der Zentralstation bezogen auf die Vorbohrung mindestens in einem Abstand von 1 000 m zu suchen sein sollte, da sonst die Bohrung selbst den größten Anteil der Störungen verursacht.

Viel größere Entfernungen sind dagegen zu vermeiden, da hierdurch die Detektionsschwelle für Ereignisse in unmittelbarer Umgebung der Bohrung heraufgesetzt würde. Inwieweit die Störung durch die spätere Hauptbohrung größer sein wird als die der Vorbohrung, kann hier nicht beurteilt werden.

---

Dr. E. Schmedes  
Geophysikalisches Observatorium  
Ludwig-Maximilians-Universität München  
Ludwigshöhe 8  
8080 Fürstenfeldbruck

## Einleitung

Für die seismologische Überwachung der Kontinentalen Tiefbohrung in der Oberpfalz ist die Installation eines Lokalarrays geplant, dessen Aufbau in mehreren Schritten erfolgen soll. Zunächst soll eine Zentralstation in möglichst geringer Entfernung vom Bohrpunkt eingerichtet werden, deren Daten über eine Leitung in die Erfassungs- und Auswertezentrale im Feldlabor übertragen werden sollen.

Ziel der hier beschriebenen Untersuchungen sollte es sein, einen möglichst günstigen Standort für die Zentralstation zu erkunden.

## Meßzeitraum

Die Messungen wurden zwischen Mitte Oktober und Mitte November 1987 durchgeführt. Da zu dieser Zeit in unmittelbarer Nähe der Bohrung Straßenbauarbeiten durchgeführt wurden, waren vergleichende Bodenunruhemessungen an Werktagen tagsüber unsinnig. Die Messungen wurden daher am Wochenende oder abends bzw nachts durchgeführt.

## Meßapparaturen

2 PCM-Apparaturen (Gain-ranging, Grenzfrequenz 44Hz), Seismometer Typ Mark L4 (Eigenperiode  $T=1s$ , Empfindlichkeit  $E=1Vs/cm$ , Dämpfung  $D=0.62$ , 3 Komponenten: Z, NS, EW)

## Störquellen

Folgende Störquellen schränken die möglichen Standorte für die Zentralstation von vorneherein ein:

Straßenverkehr

Wald-Wind

Bundesbahnstrecke Weiden - Hof

Steinbruch Oberbaumühle mit Brecher

Turbinen an der Naab bei Trautenberg und Naabdemenreuth

Luftschall vom Truppenübungsplatz Grafenwöhr

Bohrung: Aggregate

Rüttelsieb für Bohrklein

Bohrgeräusche

## Meßpunkte

In Abb.1 sind die Punkte eingetragen, an denen einmal bei Bohrungsstillstand und später bei Bohrung mit dem Rollenmeißel gemessen wurde:

BERG: Kapelle in Berg

BURG: Felsenkeller unter dem Turm der Burg Neuhaus  
KTB: Bohrplatz  
MITT: Aufgelassener Steinbruch Mittelberg  
NAAB: Felsenkeller in einem Gehöft in Naabdemenreuth  
NOTT: Felsenkeller bei einem Gehöft in Nottersdorf  
WASS: Revisionschacht der Wasserleitung zwischen Berg und Naabdemenreuth

Die Station NOTT wurde als Referenzstation gewählt. Hier wurde eine der PCM-Stationen über eine Schaltuhr betrieben, während an den anderen Meßpunkten mit einer mobilen PCM-Station nacheinander zeitgleich mit NOTT gemessen wurde.

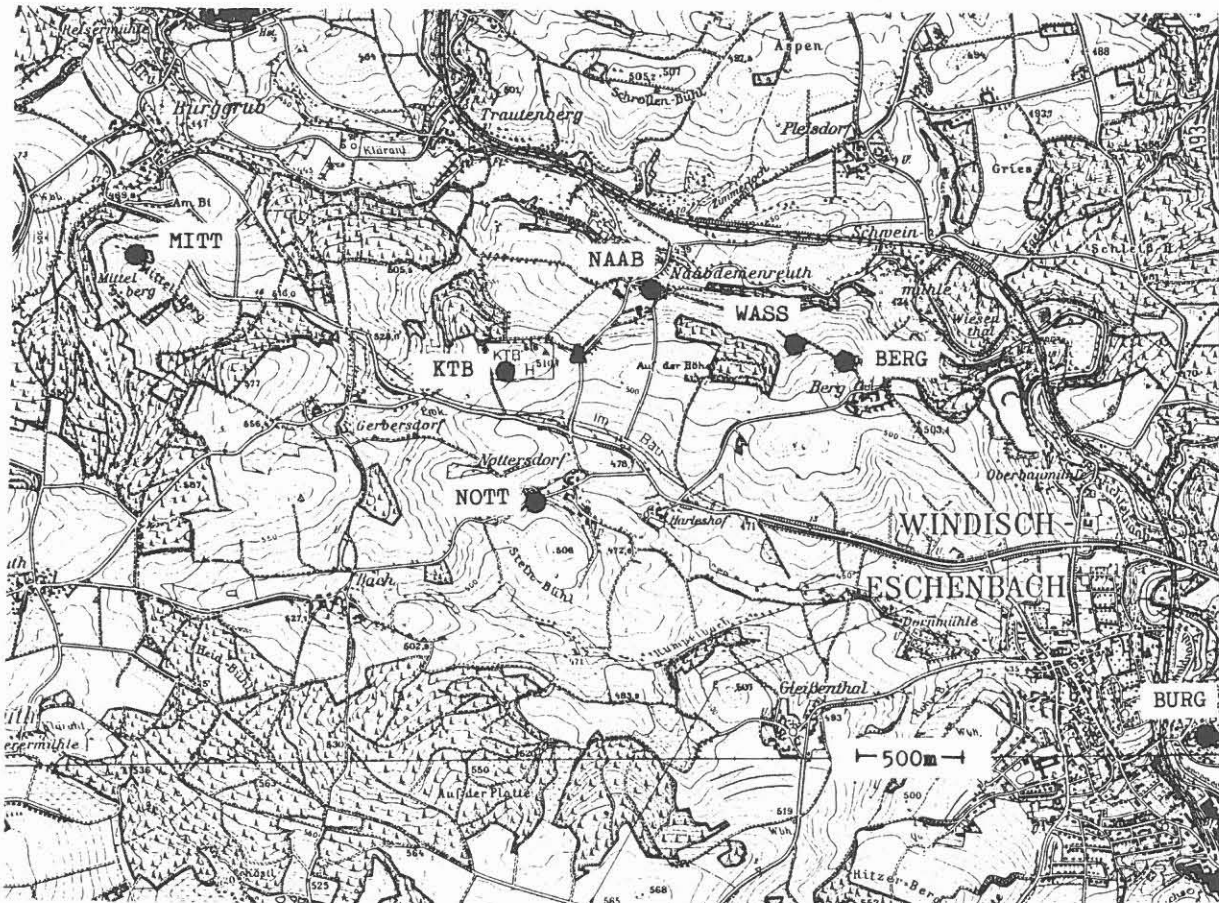


Abb.1: Meßpunkte

## Meßergebnisse

### 1. Bodenunruhemessungen bei Stillstand der Bohrung

Um die Stationen untereinander vergleichen zu können, wurden von ausgewählten Seismogrammausschnitten Spektren gerechnet. Ein Beispiel für die Station NOTT zeigt Abb.2.

Im oberen Teil der Abbildungen ist das getaperte Seismogramm der Schwinggeschwindigkeit (Dauer in NOTT 5s, sonst 4 s, je 1024 Werte, Hanning Fenster) mit den Maximalwerten in nm/s

dargestellt, im unteren Teil das zugehörige Spektrum der Schwinggeschwindigkeit in nm/s/Hz. Die Spektren sind nicht hinsichtlich der Hochpaßwirkung des Seismometers unterhalb etwa 2Hz und der Tiefpaßwirkung des Antialiasingfilters oberhalb 40Hz korrigiert.

Es zeigte sich, daß die Stationen BERG, BURG, MITT, NAAB und WASS durch örtliche Störquellen (s. oben) gestört sind. Die ruhigste Station ist NOTT, wo die Bodenunruhe - abgesehen von vorbeifahrenden Autos und Aktivitäten auf dem angrenzenden Bauernhof - nachts bei etwa 30 nm/s liegt und tagsüber kaum über 50 -70 nm/s steigt.

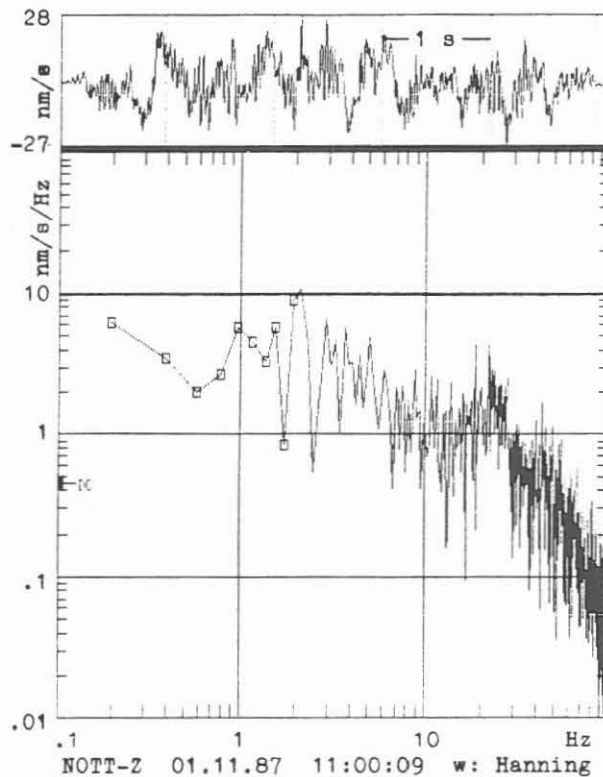


Abb.2: Noise in NOTT bei Bohrungsstillstand.

## 2. Messungen während des Bohrbetriebes

Diese Messungen wurden am 11.11.87 durchgeführt, als nach der Verröhrung der Beton und 3m Gestein mit dem Rollenmeißel durchbohrt wurden. Es wurde auch an einigen zusätzlichen Punkten nahe der Bohrung gemessen.

Zunächst wurde bei stehender Bohrung aber laufendem Rüttelsieb gemessen. Bei Messungen unmittelbar neben der Bohrung auf der Betonplattform (KTB) zeigt sich, daß das Rüttelsieb eine sehr hohe Störung bei Frequenzen von 19.6 und 39Hz (erste Oberschwingung) verursacht. Wird nun die eigentliche Bohrung zugeschaltet, wird der Noisepegel insbesondere bei 6 bis 10Hz - mit einem Peak bei 8Hz - angehoben, nach wie vor dominiert aber der vom Rüttelsieb herrührende Peak bei 19.6Hz (Abb.3).

Die weiteren Beobachtungen sind nach wachsender Beobachtungsentfernung wiedergegeben:

- 100m östlich (Parkplatz KTB): Im Spektrum sind Spitzen bei etwa 9, 15, 19.6, 25 und 39Hz. Der Störpegel liegt etwa um den Faktor 100 höher als bei einer ruhigen Station.
- 350m östlich (Straßenkreuzung nach Naabdemenreuth, Dreieck in Abb.1): Das Spektrum zeigt Spitzen bei 9, 15, 19.6 und 39Hz.
- 650m südlich (NOTT): Abb.4 zeigt, daß die Bodenunruhe noch von der Störung durch das Rüttelsieb dominiert wird. Daneben ist ein weiterer Peak zwischen 8 und 9Hz zu beobachten. Die maximalen Schwinggeschwindigkeiten liegen jetzt auf der Vertikalkomponente bei 70nm/s, auf den Horizontal-komponenten etwas höher. Die Auswirkung dieser Unruhe zeigt Abb.5, bei der der Einsatz eines Fernbebens (PKP) gestört ist.
- 750m nordöstlich (NAAB): Nach wie vor liegt der Störpegel bei 19.6Hz deutlich über der sonstigen Unruhe.
- 1350m östlich (WASS): Der Störpegel ist auf das Niveau einer ruhigen Station abgesunken. Zwar sind die Spitzen bei etwa 8 und 19.6Hz insbesondere auf der EW-Komponente noch deutlich, die Seismogramme werden aber nicht mehr von diesen Frequenzen dominiert.

Die Messungen bei MITT (bereits erhöhte Tagesunruhe durch den Straßenbau sowie 50Hz Brumm) und in BURG (lokale Störquelle mit 16Hz überlagert alles) sind für diese Untersuchungen nicht aussagekräftig.

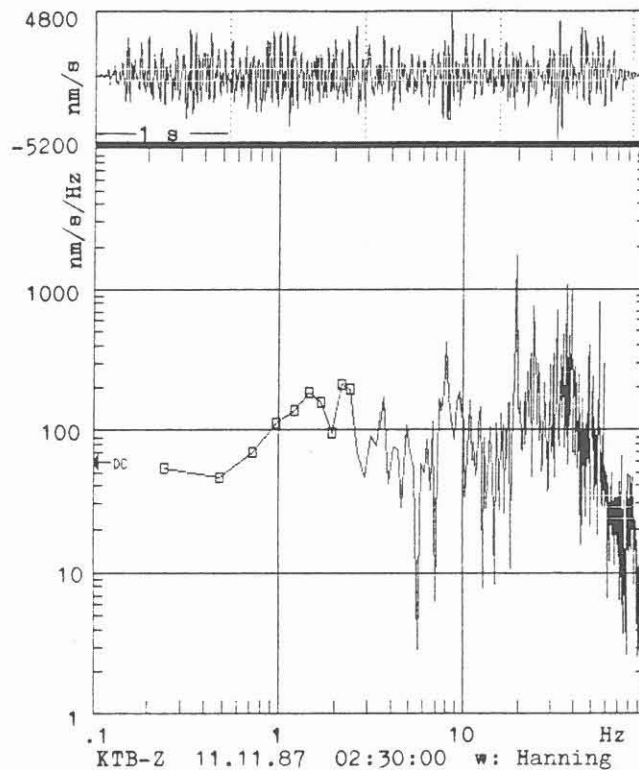


Abb.3: Noise der Vorbohrung, gemessen auf der Bohrplattform.

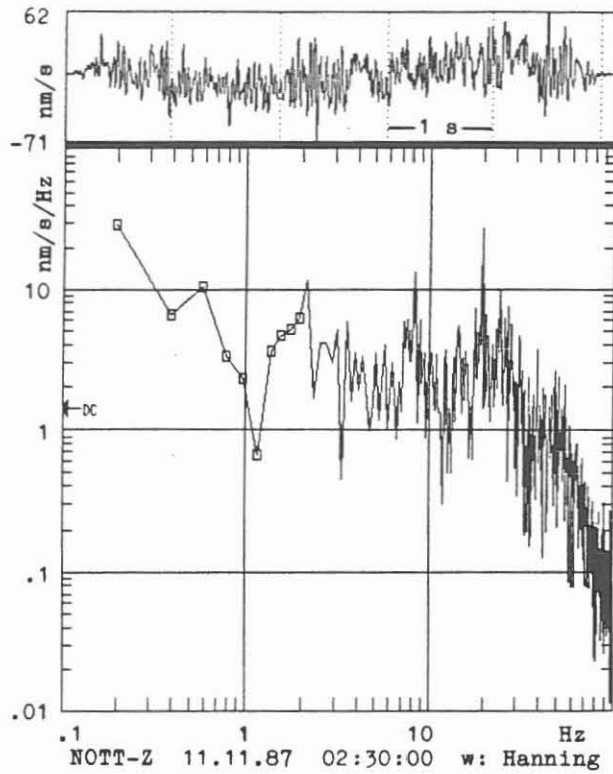


Abb.4: Noise in NOTT bei laufender Bohrung.

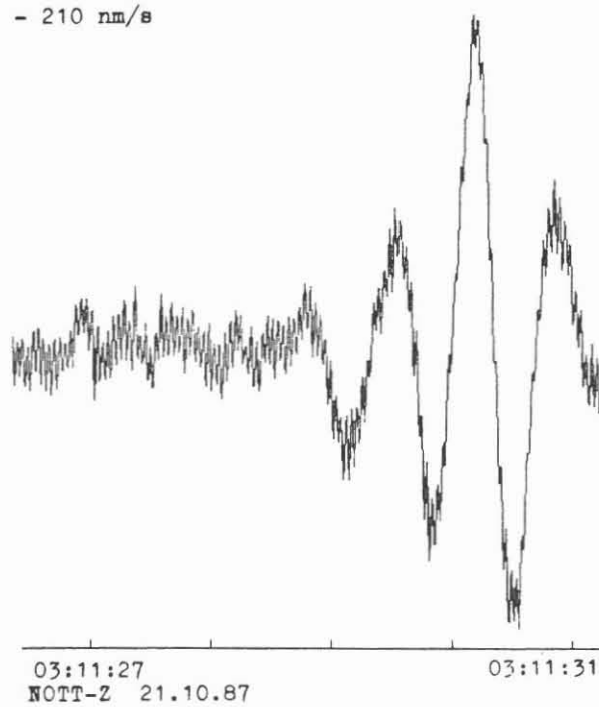


Abb.5: Auswirkung der Bohrung auf einen PKP-Einsatz in NOTT.



### Empfehlung für den Standort der Zentralstation

Nach den bisherigen Erkenntnissen scheint ein Standort etwa 1000 bis 1500m im S der Vorbohrung zwischen Steinbühl und Rumpelbach oder zwischen Gerbersdorf und Bach am geeignetsten, da er von allen bisher gefundenen Störquellen am weitesten entfernt ist. Eine größere Standortentfernung erscheint nicht ratsam, da sonst die Tiefenbestimmungen für mögliche Ereignisse in unmittelbarer Umgebung des Bohrloches immer ungenauer werden. Zur endgültigen Festlegung des Standortes sind jedoch noch weitere Messungen erforderlich: Hammerschlagseismik zur Festlegung der Felsoberkante und Koheränzmessungen zur Untersuchung des Einflusses der hier kartierten geologischen Störungen.



Eigenpotential- und VLFR-Messungen  
im Umfeld der  
Kontinentalen Tiefbohrung, Oberpfalz



**EIGENPOTENTIAL- UND VLFR-MESSUNGEN IM UMFELD DER  
KONTINENTALEN TIEFBOHRUNG, OBERPFALZ**

J. Stoll

**Zusammenfassung**

Die Ergebnisse der Messungen des elektrischen Eigenpotentials und des spezifischen Widerstandes (VLFR-Methode) in der Umgebung der KTB-Lokation zeigen enge Korrelationen mit den steilstehenden Störungszonen im Umfeld des Bohrplatzes. Die Eigenpotentialanomalie hat ein ungewöhnlich großes Ausmaß, deren Ursache in der weiten Verbreitung graphitreicher Kataklasitzonen in diesem Gebiet zu suchen ist. In gleicher Weise orientieren sich die Gebiete hoher Leitfähigkeit an jenen steil einfallenden, mit Graphit angereicherten Störungszonen, welche die Gesteine mit sehr hohen spezifischen Widerständen unterbrechen. Aufgrund der Verbreitung der graphitführenden Gesteine ist es möglich, die geologische Strukturierung im Bereich der KTB zu kartieren.

---

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

## 1 EINLEITUNG

Im Rahmen der geophysikalischen Detailerkundung im Bereich der Kontinentalen Tiefbohrung in der Oberpfalz, Bayern, wurde dessen Kernfläche und deren nähere Umgebung von der Arbeitsgruppe Geoelektrik des Instituts für Meteorologie und Geophysik Frankfurt (Prof. Haak) sowohl 1987 als auch 1988 mit geoelektrischen Meßmethoden (Eigenpotential, VLFR, Pol-Dipol-Sondierung nach Hummel und -Kartierung, Tensorielle Gleichstromsondierung) untersucht. Die Aufgabe bestand zunächst in der Datenaufnahme mit oben genannten geoelektrischen Meßmethoden, bevor diese durch bauliche Maßnahmen zur Errichtung des Bohrturms beeinträchtigt würde. Diese Erkundung hat zum Ziel, die aus den Messungen im Umfeld der KTB erhaltenen Daten mit den aus Bohrlochmessungen gewonnenen Informationen in Zusammenhang zu bringen und geologisch zu interpretieren. In diesem Bericht wird nun der aktuelle Stand der Eigenpotential- und VLFR-Messungen in der näheren Umgebung der Bohrlokation dargestellt.

## 2 DIE EIGENPOTENTIALMESSUNGEN

Im Frühjahr 1987 wurde zunächst das abgesteckte KTB-Gelände entlang der ausgepflochten Ost(E)- und Süd(S)-Profile vermessen. Dabei deutete sich eine großräumige Eigenpotentialanomalie an, deren ungefähre Größe, Form und Amplitude durch weitere Messungen im April 1988 erhalten wurde. Die Lage aller Meßprofile ist der Abb. 1 zu entnehmen.

Zur Messung des Eigenpotentials wurden zwei unpolarisierbare Kupfer-Kupfersulfatsonden ( $\text{Cu-CuSO}_4$ ) und ein Digitalvoltmeter verwendet. Die Spannungsmessung erfolgte alle 25 Meter zwischen einer örtlich festen Sonde und einer Wandersonde. Dabei betrug die maximale Kabellänge einer Meßauslage 200 Meter, um die elektromagnetischen Induktionen möglichst gering zu halten. Sämtliche Potentialwerte wurden auf eine gemeinsame Basis bezogen (siehe Abb. 1), die Meßwerte bezüglich ihrer Koordinaten in eine Karte eingetragen und eine Isolinienkarte erstellt (siehe Abb. 2).

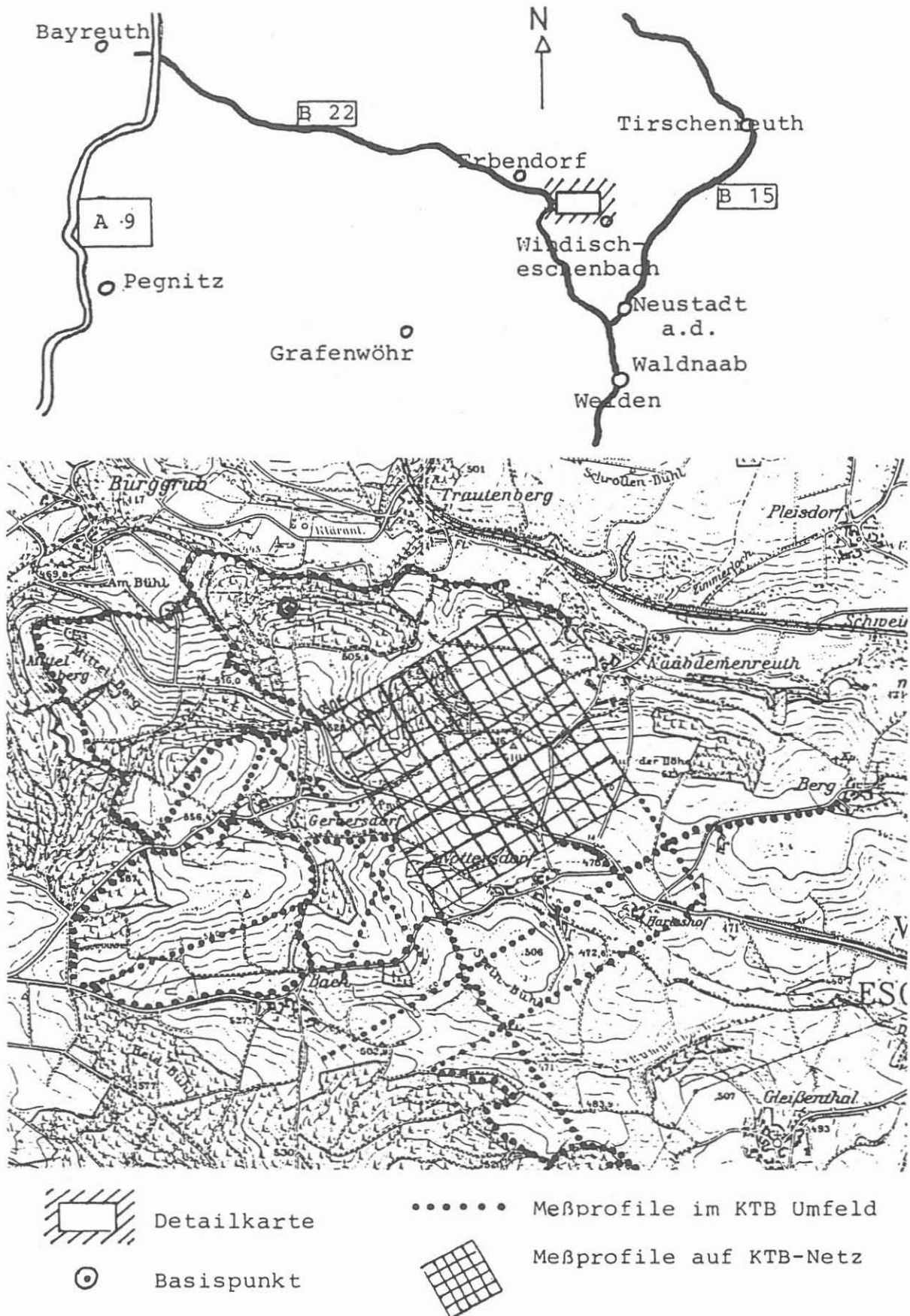
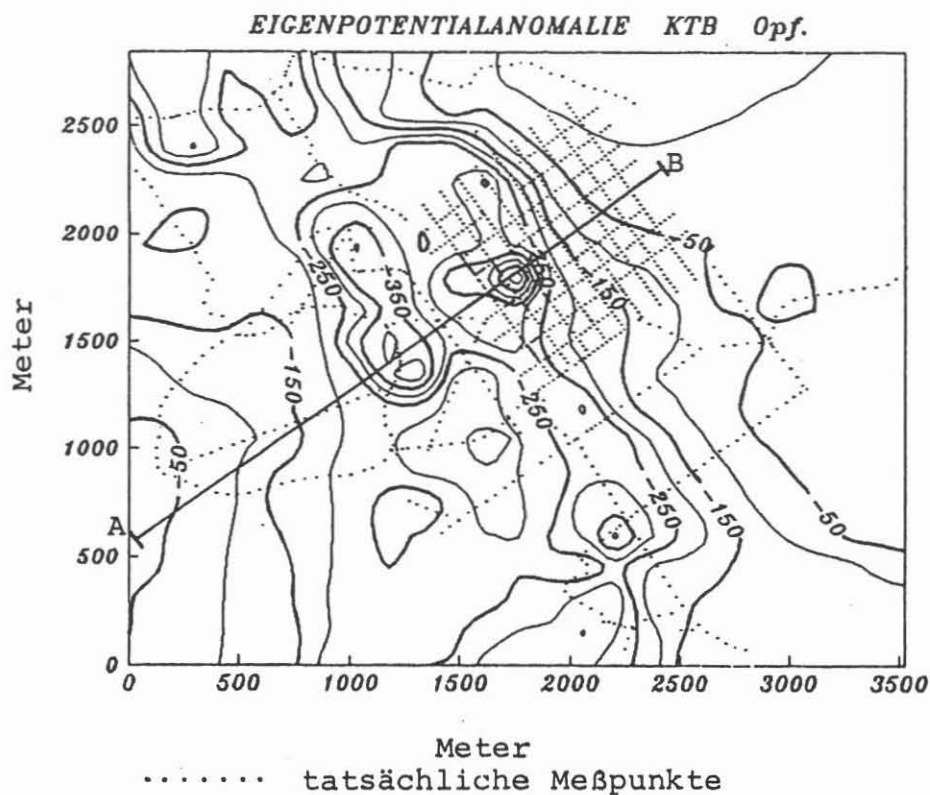


Abb. 1: Karte des Untersuchungsgebietes und Lage der Meßprofile für die Eigenpotentialuntersuchungen





**Abb. 2: Isolinienverlauf (in mV) der Eigenpotentialanomalie im Bereich der Bohrlokation KTB**

Das Ergebnis der Messungen zeigt eine Eigenpotentialanomalie, die, verglichen mit anderen bekannten Anomalien dieser Art, ungewöhnlich große Ausmaße hat. (siehe dazu Abb. 3). Sie besitzt eine Breite von ca. 3000 Meter und eine Längenerstreckung in NW-SE-Richtung von mindestens 5000 Meter. Sie ist durchsetzt von einer Reihe kleinerer Anomalien mit jeweils einem Durchmesser von einigen hundert Metern. Das absolute Minimum liegt bei etwa -550mV und befindet sich auf dem KTB-Netz bei 300E/600S.

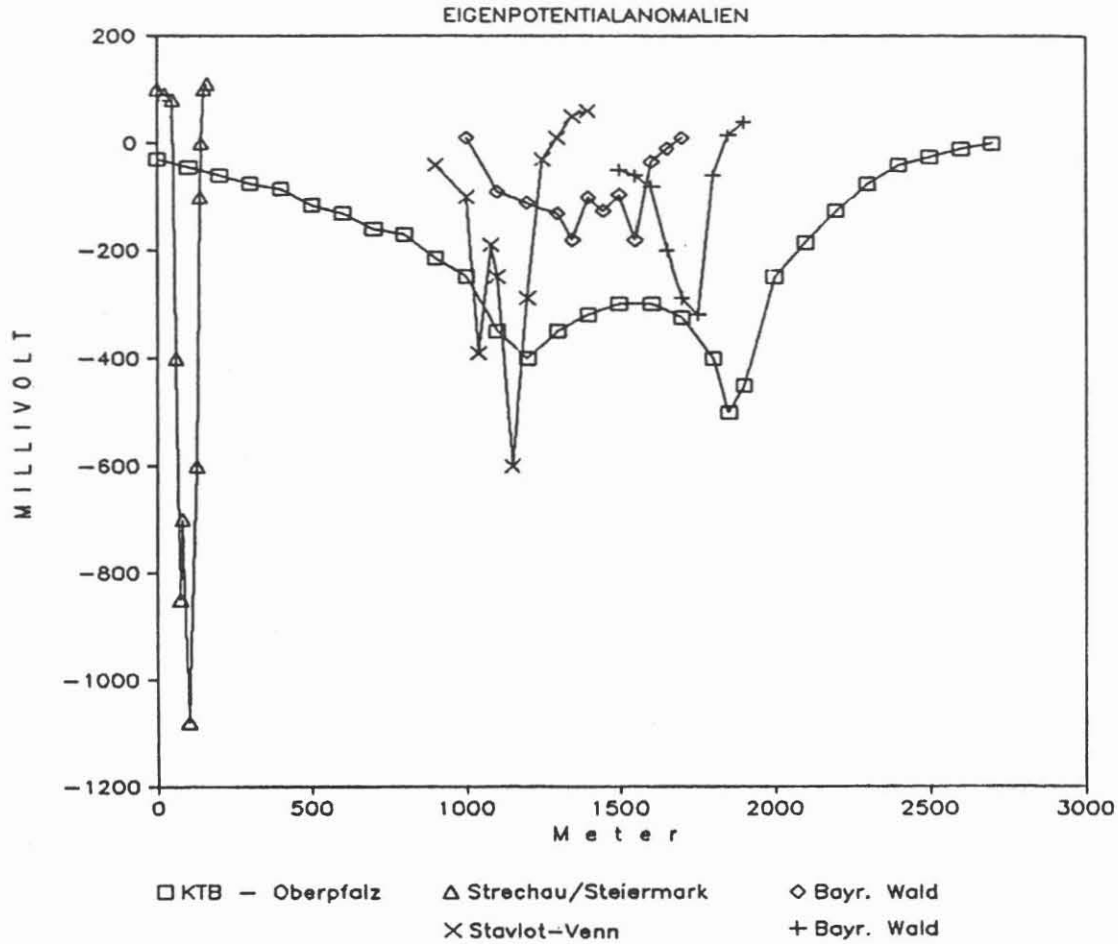


Abb. 3: Eigenpotentialanomalien im Vergleich (s. Literatur)

Man erhält eine bessere Gesamtvorstellung von dieser Anomalie durch eine räumliche Darstellung ( Abb. 4). Sie vermittelt den Eindruck eines langgestreckten Troges in NW-SE-Richtung, dessen vollständige Erstreckung jedoch durch weitere Messungen untersucht werden muß.

EIGENPOTENTIALANOMALIE KTB Opf.

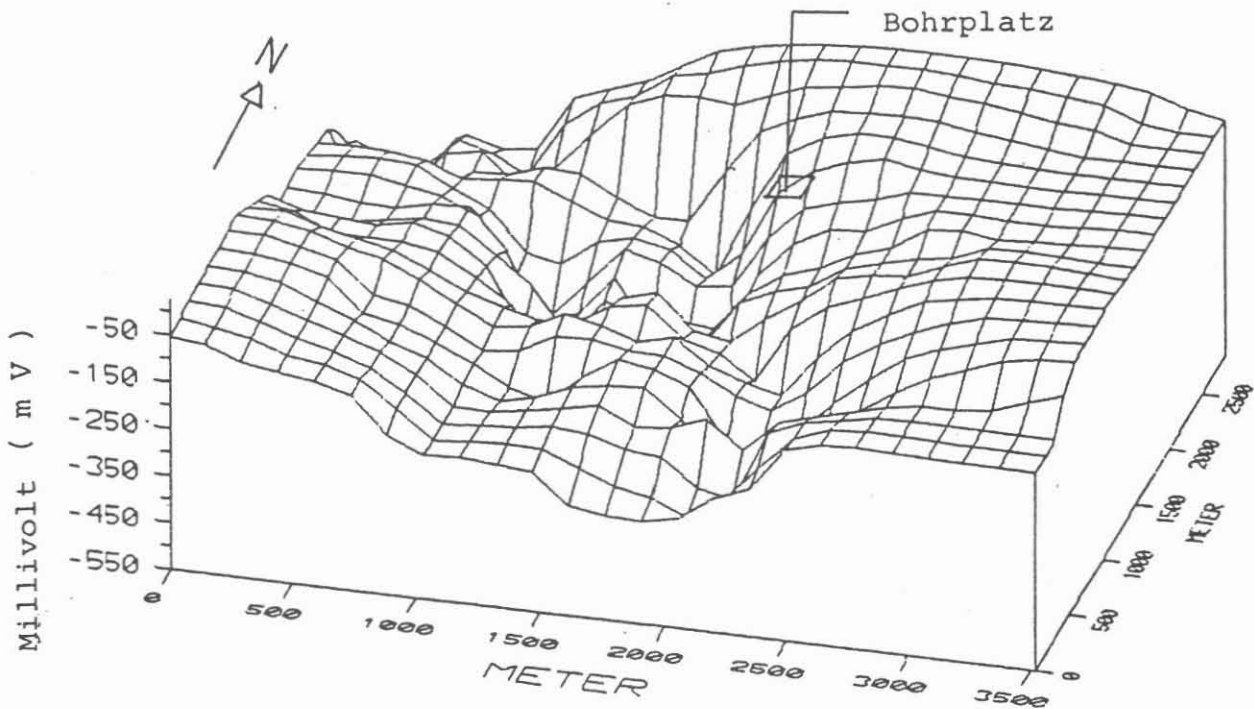


Abb. 4: Räumliche Darstellung der Eigenpotentialanomalie

Im Hinblick auf eine Interpretation wurde ein repräsentatives Profil AB ausgewählt, dessen Lage der Abb. 2 zu entnehmen ist. Durch Auftragen der Potentialwerte (Ordinate) alle 100 Meter ergibt sich eine Kurve mit zwei Minima (siehe Abb. 5). In NE-Richtung deutet sich ein schwaches Maximum an. Beide Kurvenäste sind jedoch noch nicht auf das Nullniveau abgeklungen.

Erste grobe Modellabschätzungen für zwei elektrische Dipole ergaben ein Einfallen der Störkörper von 70 Grad in NE-Richtung. Dies ist in Übereinstimmung mit den geologischen Untersuchungen von Rohrmüller (siehe Hirschmann, G 1987). Diese ergaben ein Einfallen der Störungszonen, die einen erheblichen Zersetigungsgrad aufweisen, steil nach NE bis seiger. Diese stark mit Graphit angereicherten, steilstehenden Kataklasitzonen können durch die Tiefbohrung mehr als 2000 Meter tief verfolgt werden. Der Gedankenschluß liegt nahe, in diesen graphitreichen Zonen die Ursachen für diese große Anomalie zu suchen. Eine physikalisch-chemische Deutung vor allem in Hinblick auf eine Erklärung durch die Theorie des 'elektrochemischen Mechanismus' von Sato und Mooney (1960) ist noch unklar, wird aber zur Zeit diskutiert.

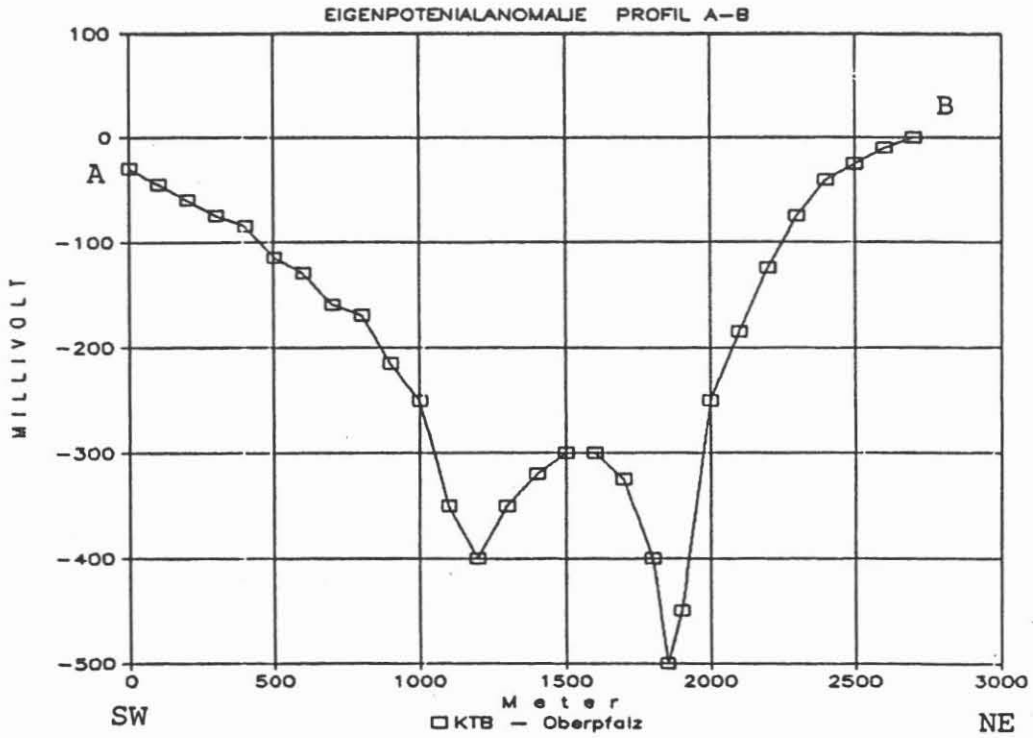


Abb. 5: Verlauf der Eigenpotentialanomalie längs des Profiles AB (s. Abb. 2)

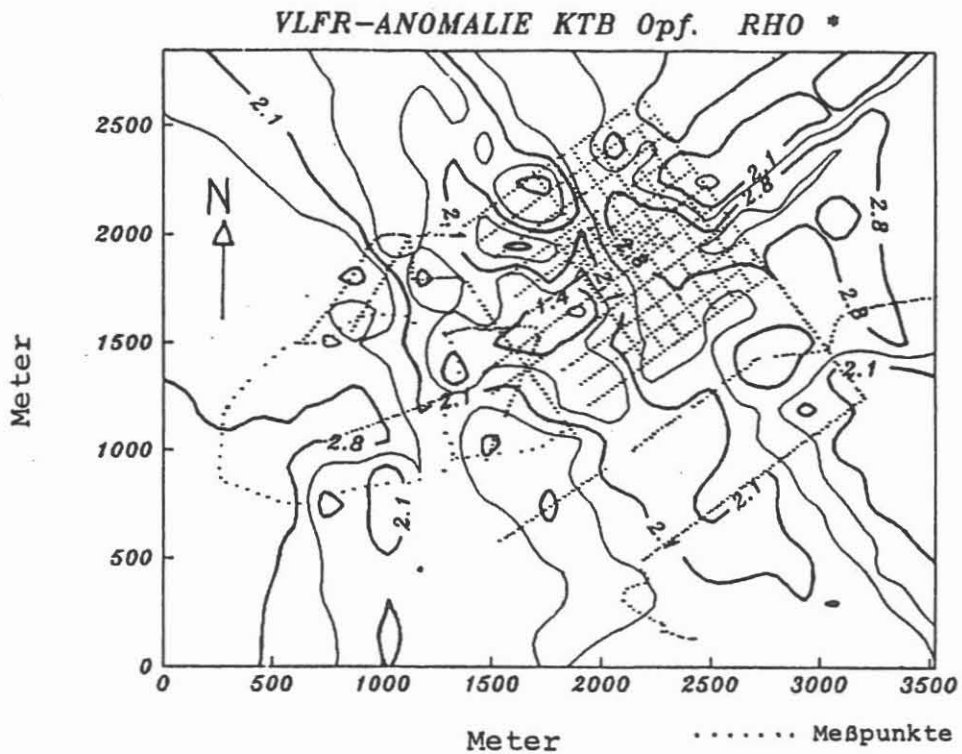


Abb. 6: Isolinienplan der Verteilung des elektrischen Widerstandes  $\rho_{HO}^*$  in  $\log_{10}$  Darstellung

### 3 DIE VLFR-MESSUNGEN

Zeitgleich zu den EP-Messungen fanden auf denselben Profilen (siehe Abb. 1) VLFR-Messungen statt. Im wesentlichen wurde der Sender GBR bei Rugby, Großbritannien, mit einer Sendefrequenz von 16.0 kHz verwendet. Gemessen wurde alle 25 Meter der scheinbare Widerstand  $\rho_s$  und die Phase. Daraus lassen sich nach dem Verfahren von Schmucker der spezifische Widerstand  $\rho^*$  und die Schwerpunkstiefe  $Z^*$  berechnen. Aus der flächenhaften Verteilung der Widerstandswerte wurde dann ein Isolinenplan erstellt (siehe Abb. 6). Die Widerstandswerte wurden zuvor in den dekadischen Logarithmus umgerechnet, also  $1 = 10$  Ohm-m. Die Werte schwanken von  $\rho(\min)^* = 20$  Ohm-m,  $Z^* = 22$  m, bis  $\rho(\max)^* = 2000$  Ohm-m,  $Z^* = 84$  m.

In Abb. 6 ist ein in NW-SE-Richtung verlaufendes Band niedriger Widerstände zu erkennen. Es ist Teil der durch inhomogene Widerstandsverteilungen gekennzeichneten ZEV. Dieses Band niedriger spezifischer Widerstände deckt sich räumlich mit der obigen Eigenpotentialanomalie. Dies läßt den Schluß zu, daß die gutleitenden Gesteine zumindest im Bereich der KTB-Lokation eine hohe Konzentration an Graphit besitzen.

Dadurch scheint eine Möglichkeit gegeben, die Störungen bzw. Störungszonen im Umfeld des Bohrplatzes zu kartieren.

### 4 LITERATUR

- HIRSCHMANN, G. (1987): Zur geologischen Situation in der Umgebung des Bohrplatzes.-Protokoll über die 1. Arbeitssitzung des Arbeitskreises Geophysik am 1. Juni 1987 in Hannover
- JÖDICKE, H. (1985): A large SP anomaly at the SE flank of the Stavelot-Venn anticline originating from meta-anthracite bearing black shales at the Salm/Revin boundary. N.Jb.Geol. Paläont. Abh. No 171, 1-3, 387-402 (EP-Anomalie Stavelot-Venn)
- MEISER, P. (1961): A method for quantitative interpretation of self-potential measurements. Geophysical Prospecting, 10, 203-218 (EP-Anomalie Bayr. Wald)
- MILITZER, H. & WEBER, F. (1985): Angewandte Geophysik, Bd. 2, Springer-Verlag Wien/Akademie-Verlag Berlin, S. 183 (EP-Anomalie (Strechau/Steierm.))
- SATO, M. & MOONEY, H.M. (1960): The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials. Geophysics, 25, 226-249

Gleichstromsondierungen  
im  
KTB-Kernbereich





## GLEICHSTROMSONDIERUNGEN IM KTB-KERNBEREICH

H. Winter

### Zusammenfassung

Im Frühjahr 1987 wurden innerhalb des Kernbereichs der KTB Lokation an 13 Meßpunkten Schlumberger-Sondierungen durchgeführt. An jedem Meßpunkt erfolgte die Auslage kreuzweise entlang der Süd- und Ostprofile des ausgepflockten  $1 \text{ km}^2$  großen Netzes mit Auslagelängen bis zu 500 m.

Die Meßwerte des scheinbaren spezifischen Widerstandes  $RHO_s$  werden in Sondierungskurven gegen die Auslagelänge  $L/2$  aufgetragen. Die Süd- und Ostauslagen eines Meßpunktes ergeben bei kleinen Auslagelängen noch vergleichbare  $RHO_s$ -Werte, divergieren aber zu größeren Auslagelängen hin erheblich. An einem Beispiel wird gezeigt, daß eine eindimensionale Modellanpassung nur unter Annahme verschiedener spezifischer Widerstände für beide Richtungen möglich ist. Die Sondierungskurven benachbarter Meßpunkte verlaufen so unterschiedlich, daß einzelne Schichten nicht horizontal verfolgt werden können. Eine Interpretation mit Horizontalschichtmodellen erscheint daher wenig sinnvoll. Isolinienpläne für vier verschiedene Auslagelängen dokumentieren die lateralen Änderungen von  $RHO_s$ . Die Werte steigen von 30 OHM-m im Südwesten des Meßgebiets auf über 1 000 OHM-m in Nordosten an.

Es zeigt sich, daß die Kontinentale Tiefbohrung inmitten einer starken Gradientenzone des elektrischen Widerstandes angesiedelt ist. Der Bereich niedrigen Widerstandes im Südwesten deckt sich mit Ergebnissen von VLF-R Messungen und lokalen Eigenpotentialanomalien. Eine umfangreiche Störungszone mit Graphit- und/oder Sulfideinlagerungen dürfte die Ursache sein. Außerhalb der Störungszone deuten Widerstandsanisotropien auf steilstehende Strukturen hin.

---

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

## 1 EINLEITUNG

Im Frühjahr 1987 wurde von dem Institut für Meteorologie und Geophysik der Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt und dem Institut für geophysikalische Wissenschaften der Freien Universität Berlin eine engmaschige Vermessung des Kernbereichs der KTB Lokation durchgeführt. Ziel war die Sicherung geoelektrischer Daten in dem anschließend nicht mehr zugänglichen bzw. mit Leitungen versehenen Bereich. Neben den Methoden Eigenpotential, VLF-R und Gleichstrom-Kartierung wurden Gleichstrom-Sondierungen angewendet.

## 2 DURCHFÜHRUNG DER MESSUNGEN

Die Sondierungen wurden in der Schlumberger-Anordnung mit festen Sondenabständen von 0,5 m bzw. 5 m und wandernder Elektrodenauslage mit Auslagelängen  $L/2$  bis zu 500 m ausgeführt. Der Wechsel der Sondenabstände erfolgte in der Regel bei  $L/2 = 50$  m. Die Sondierungspunkte orientierten sich an dem vom NLFb ausgeflockten  $1 \text{ km}^2$  großen Netz. Zusätzlich zu diesen 11 Sondierungspunkten wurden Vorbohr-(VB) und Hauptbohrpunkt (HB) vermessen. Die Auslage erfolgte kreuzweise entlang der jeweiligen Süd- und Ostprofile des Netzes (Abb. 1).

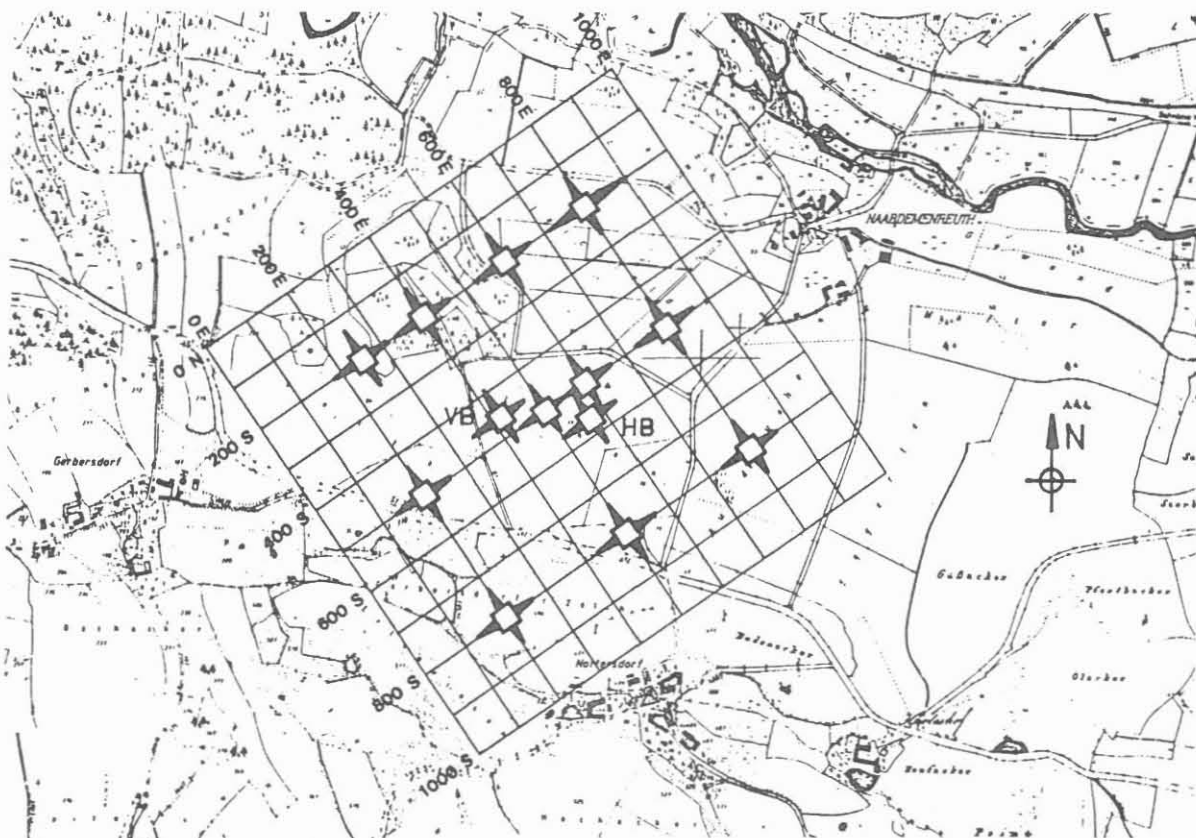


Abb. 1: Gleichstrom-Sondierungspunkte im KTB Kernbereich

### 3 DARSTELLUNG DER ERGEBNISSE IN SONDIERUNGSKURVEN

An jedem Sondierungspunkt wurden zwei Sondierungskurven gewonnen, eine aus der Sondierung entlang der Südprofile (S-Auslage) und eine weitere aus der Sondierung entlang der Ostprofile (E-Auslage). Bei jeder Sondierungskurve wird der scheinbare spezifische Widerstand  $RHO_s$  gegen die Auslagelänge  $L/2$  in doppeltlogarithmischem Maßstab aufgetragen. Die Einheiten sind Ohm-m und m. In den Abbildungen wird an den Achsen die Zehnerpotenz der jeweiligen Einheit angegeben. Der Ordinatenwert 100 Ohm-m ist mit einer durchgezogenen Linie markiert (siehe Abb. 2).

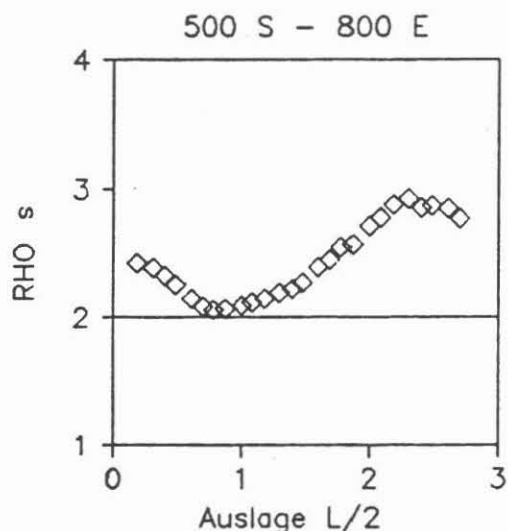


Abb. 2: Beispiel einer Sondierungskurve

#### 3.1 Bohrplatz

In den Abb. 3 und 4 sind die Sondierungskurven aus dem unmittelbaren Bohrplatzbereich (VB, 500S-500E, HB) wiedergegeben, getrennt nach den Auslagerichtungen Süd und Ost. Die drei Sondierungspunkte liefern recht unterschiedliche Ergebnisse. Während an der Vorbohrung  $RHO_s$ -Werte bis 300 Ohm-m erreicht werden, liegen diese 100 m weiter am Punkt 500S-500E bereits um 1000 Ohm-m. An der Hauptbohrung zeigt die Sondierungskurve einen Anstieg von 200 Ohm-m bei kleinen Auslagelängen auf über 1500 Ohm-m bei größeren Auslagelängen. Da die kleinen Auslagelängen um die 10 m nur die oberflächennahen Schichten erfassen,

können die Unterschiede in RHOs mit entsprechenden Variationen des spezifischen Widerstandes in diesen Schichten erklärt werden. Die größeren Auslagen geben mehr Information über tiefere Bereiche. Aber auch hier kann nicht wie bei klassischen Anwendungen der Gleichstrom-Sondierungen eine einzelne Schicht horizontal verfolgt werden. Vielmehr ist der Bohrplatz in einem Bereich starker lateraler Änderungen des spezifischen Widerstandes angesiedelt, der in größere Tiefen reicht.

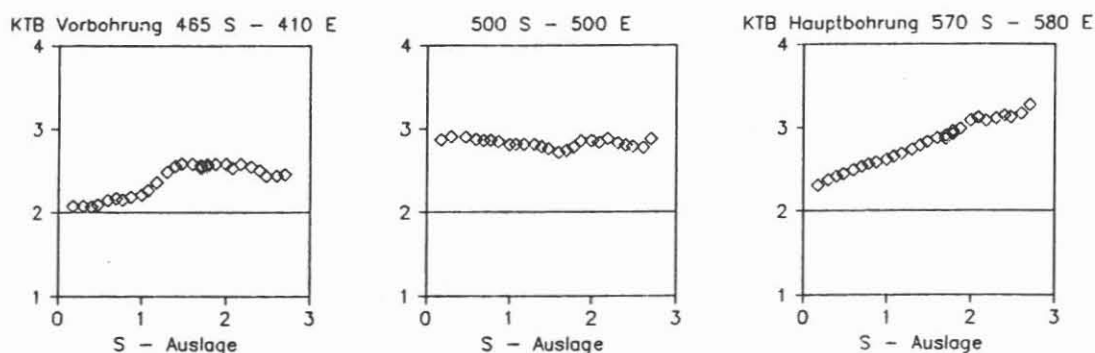


Abb. 3: Sondierungskurven am Bohrplatz, S-Auslagen

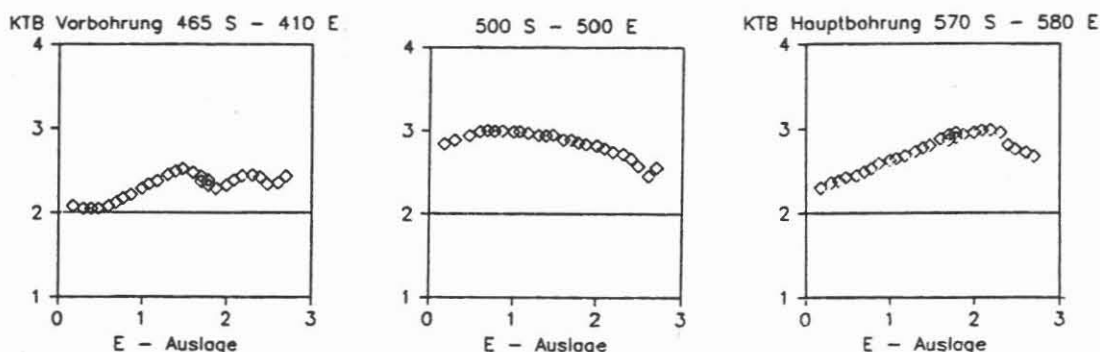


Abb. 4: Sondierungskurven am Bohrplatz, E-Auslagen

### 3.2 KTB Kernbereich

Die Abb. 5 und 6 zeigen eine Zusammenschau der 11 Sondierungskurven aus dem Kernbereich der KTB. Die Anordnung der Kurven entspricht der Lage der Sondierungspunkte im Netz (vgl. Abb.1). Das Gesamtbild der Sondierungskurven verdeutlicht das zuvor Gesagte. Die Sondierungskurven zeigen einen durchweg unruhigen Verlauf, der eine standardmäßige Auswertung mit Horizontalschichtmodellen wenig sinnvoll erscheinen läßt, denn

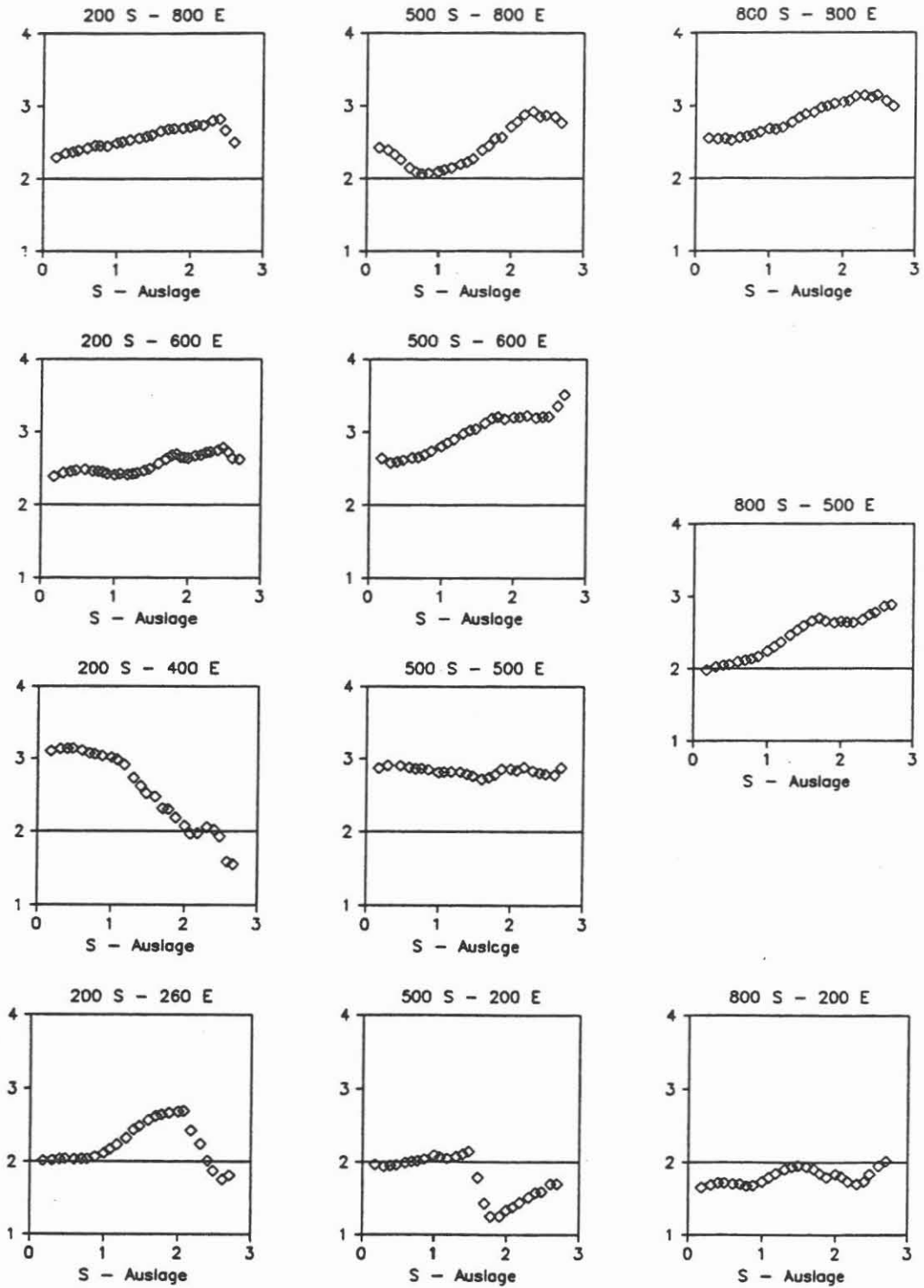


Abb. 5: Sondierungskurven im KTB Kernbereich, S-Auslagen

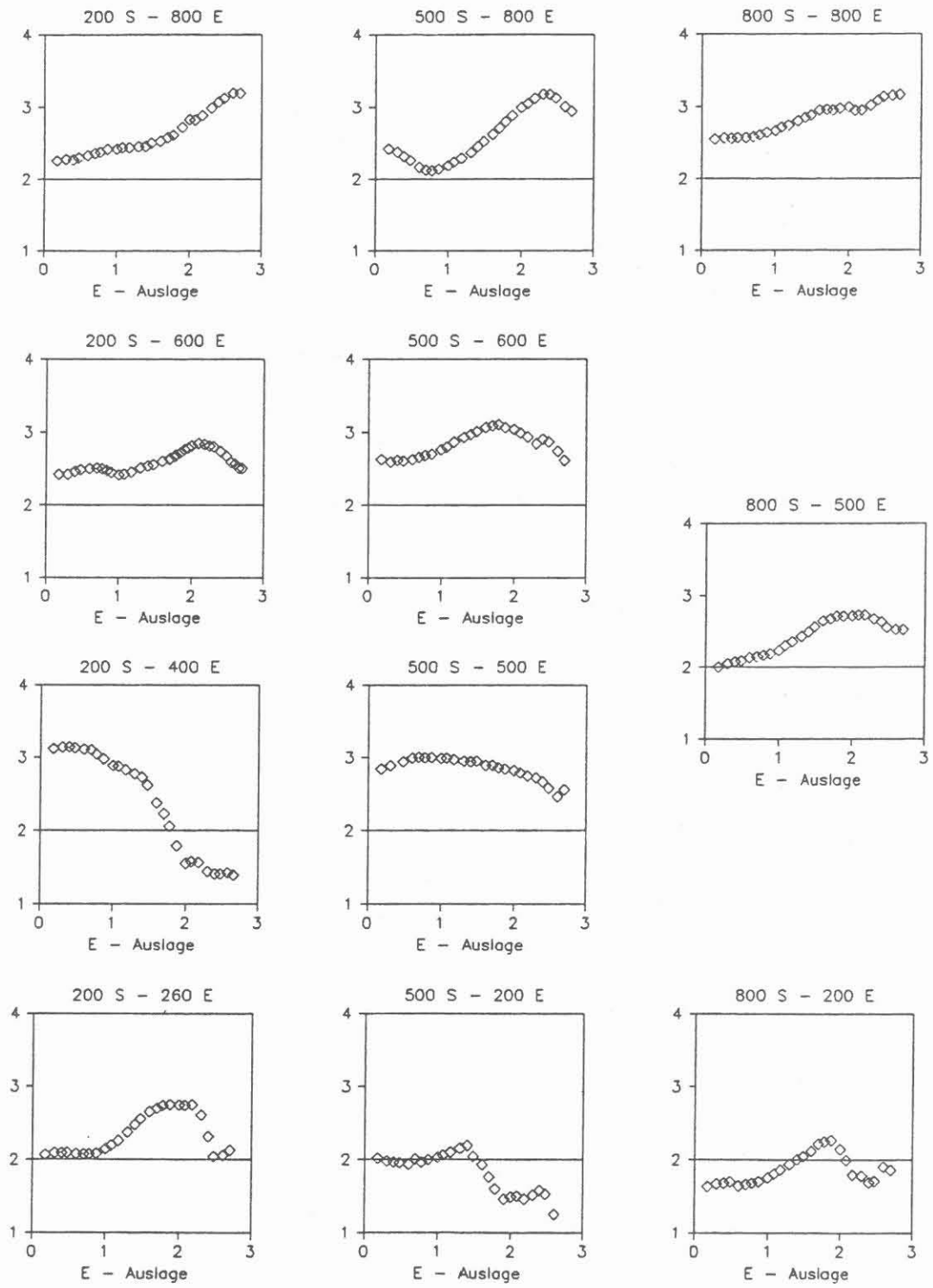


Abb. 6: Sondierungskurven im KTB Kernbereich, E-Auslagen

hierfür wird ein sanfter Kurvenverlauf ohne Einbrüche gefordert. Offenbar beeinflussen starke laterale Änderungen des spezifischen Widerstandes der Gesteine die Sondierungen in erheblichem Maße. Dies wird noch deutlicher, wenn man Ost- und Südauslagen eines Sondierungspunkts miteinander vergleicht. Während bei kleinen Auslagelängen bis 10 m beide Auslagen noch vergleichbare RHOs-Werte liefern, divergieren diese bei großen Auslagelängen bis 500 m hin erheblich; sie haben mitunter sogar unterschiedliche Tendenz (z.B. Punkt 200S-800E). Im Südwesten des Kernbereichs wird eine größere Störungszone von den Sondierungen 200S-260E und 500S-200E erfaßt, erkennbar am steilen Abfall der RHOs-Werte in den Sondierungskurven bei  $L/2 = 100\text{m}$  bzw.  $L/2 = 30\text{ m}$ . Am Punkt 800S-200E im Süden liegen die RHOs-Werte um 100 Ohm-m und bilden damit das niedrigste Niveau im Kernbereich, während der Punkt 500S-600E nahe der Hauptbohrung die höchsten RHOs-Werte von 2000 Ohm-m und mehr aufweist. Es zeigt sich, daß die Sondierungskurven weniger Informationen über die Tiefenverteilung als über die laterale Verteilung des spezifischen Widerstandes enthalten.

#### 4 DARSTELLUNG DER ERGEBNISSE IN ISOLINIENPLÄNEN

Für ausgewählte Auslagelängen wurden aus den RHOs-Werten aller Sondierungskurven mit Hilfe von Interpolationsprogrammen Isolinienpläne erstellt (Abb. 7 und 8). Jeder Plan gibt das gesamte  $1\text{km}^2$  große Netz wieder. An der Ordinate sind die Koordinaten für die Südprofile aufgetragen, an der Abszisse jene für die Ostprofile. Die Isolinien beziehen sich auf den scheinbaren spezifischen Widerstand RHOs mit der Einheit Ohm-m. Der Isolinienabstand ist logarithmisch aufgeteilt, daher erscheint z.B. die Linie 300 Ohm-m genau zwischen 100 und 1000 Ohm-m mit jeweils 5 Linien Abstand. Die Isolinienkarten für  $L/2 = 10$  und  $30\text{ m}$  repräsentieren im wesentlichen oberflächennahe Strukturen. Die niedrigsten Werte unter 100 Ohm-m liegen im Süden des Kernbereichs. Nach Norden zu erfolgt ein steiler Anstieg auf ein Niveau um 400 Ohm-m. Diese hochohmige Struktur zieht sich in nordwest-südöstlicher Richtung über den KTB Kernbereich und ist auch bei  $L/2 = 100\text{ m}$  noch erkennbar. Sie scheint sich daher in größere Tiefen zu erstrecken. Die Karten für  $L/2 = 300\text{ m}$  zeigen wiederum den starken Gradienten des spezifischen Widerstandes, in dem sich die KTB Lokation befindet. Auf wenigen hundert Metern erfolgt ein Anstieg von 40 auf über 1000 Ohm-m.

#### 5 VERSUCH EINER INTERPRETATION

Die gefundenen hoch- und niederohmigen Strukturen im Kernbereich werden von anderen geoelektrischen Methoden bestätigt. So deckt sich der niederohmige Bereich im Süden mit den Ergebnissen der VLF-R Messungen und den lokalen Eigenpotentialanomalien (J.STOLL, 1988). Geologisch weist dies auf eine größere, steilstehende Störungszone mit Graphit- und/oder Sulfideinlagerungen hin. Nach Süden hin dürfte sich diese Zone bis zur Linie



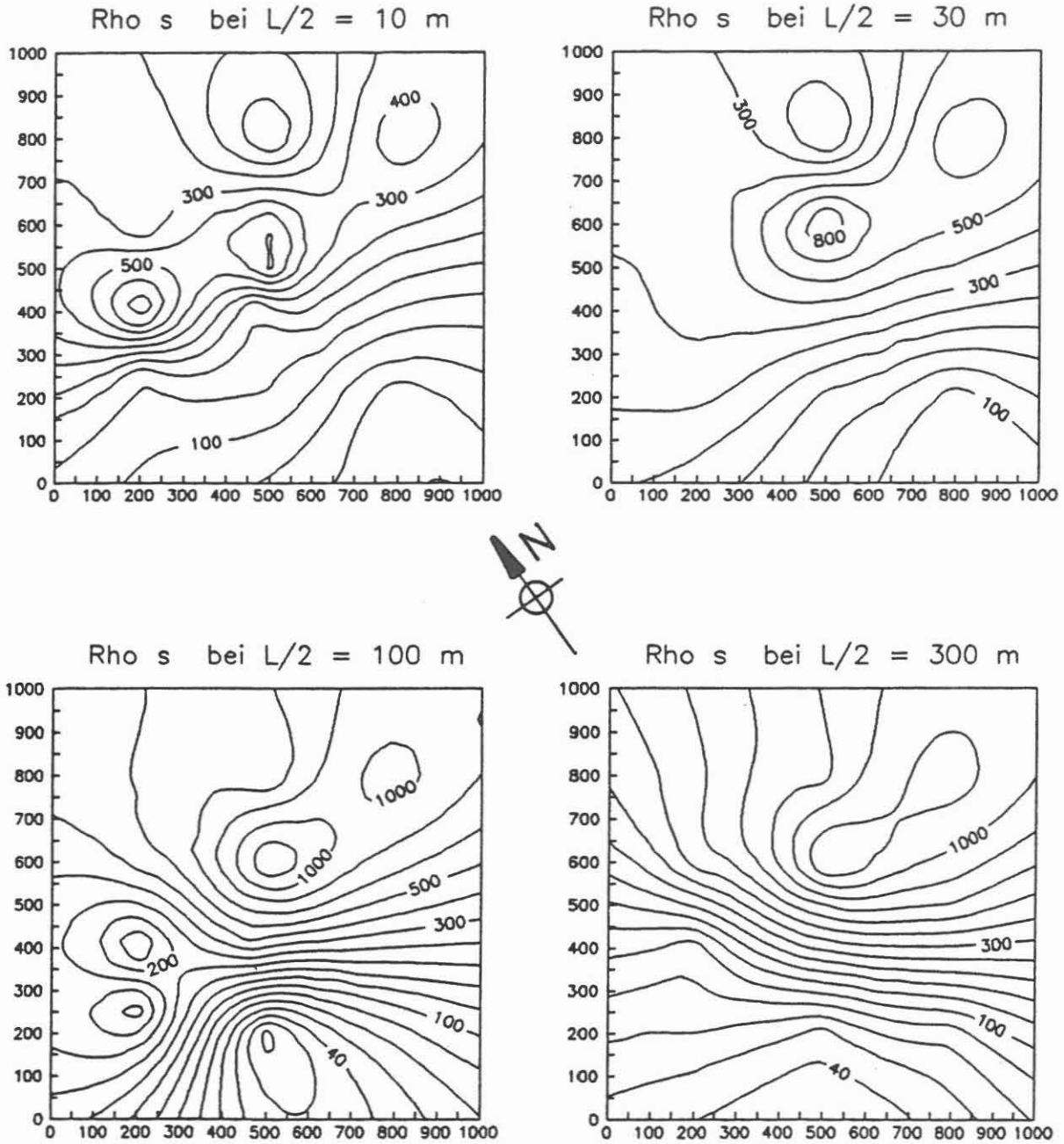


Abb. 7: Isolinien gleichen scheinbaren spezifischen Widerstands, S-Auslagen im KTB Kernbereich

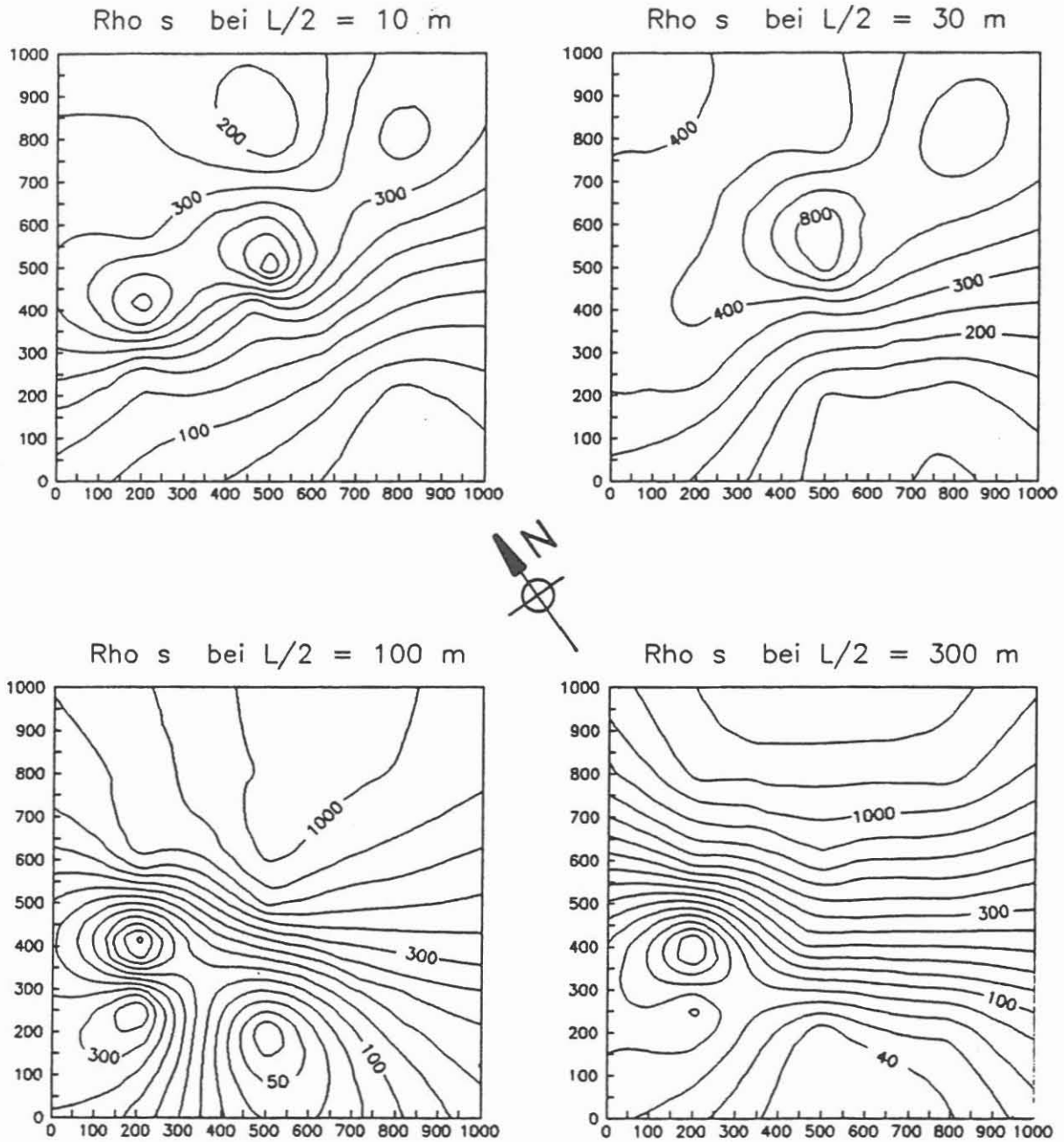


Abb. 8: Isolinien gleichen scheinbaren spezifischen Widerstands, E-Auslagen im KTB Kernbereich

Gerbersdorf-Gleißenthal erstrecken. Einen Anhaltspunkt hierfür bildet der steile Abfall der RHOs-Werte ab  $L/2 = 200$  m in der NLFb-Sondierung Nr. 3 südwestlich Nottersdorf (WORZYK und GRINAT, 1987).

Am Sondierungspunkt 500S-800E wurde eine Auswertung mit Horizontalschichtmodellen versucht (Tab. 1). Während bei den ersten Schichten Süd- und Ostauslage noch weitgehende Übereinstimmung liefern, wird eine gute Modellanpassung für die tieferen Schichten nur unter Annahme verschiedener spezifischer Widerstände für die beiden Auslagerichtungen erreicht. Diese Anisotropie könnte durch Gesteinspakete mit steilstehenden Schichten erklärt werden, die unter einer oberflächennahen Bedeckung (Ackerboden und Verwitterungsschicht) anstehen. Solche Gesteine sind in der Vorbohrung bereits gefunden worden. Benachbarte Sondierungskurven zeigen zum Teil ganz andere Charakteristiken, was auf eine intensive, kleinräumige Zerstückelung der Gesteinskomplexe schließen läßt.

Tab. 1: Sondierungspunkt 500S-800E, 1-dimensionales Modell

S - Auslage		E - Auslage	
Tiefe in m	Spezifischer Widerstand in Ohm-m	Tiefe in m	Spezifischer Widerstand in Ohm-m
0,0 - 1,4	325	0,0 - 1,4	322
1,4 - 4,7	62	1,4 - 5,4	98
4,7 - 20,0	210	5,4 - 22,0	475
20,0 - 104,0	1690	22,0 - 100,0	3910
104,0 - ?	420	100,0 - ?	250

## 6 LITERATUR

Stoll, J. (1988): Eigenpotential- und VLFR-Messungen im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung, dieser Bericht.

Worzyk, P., Grinat, M. (1987): Widerstandssondierungen mit langen Auslagen im Umfeld der KTB- Lokation Oberpfalz. Vorbericht, NLFb, Hannover, Archiv-Nr. 100 518.

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.



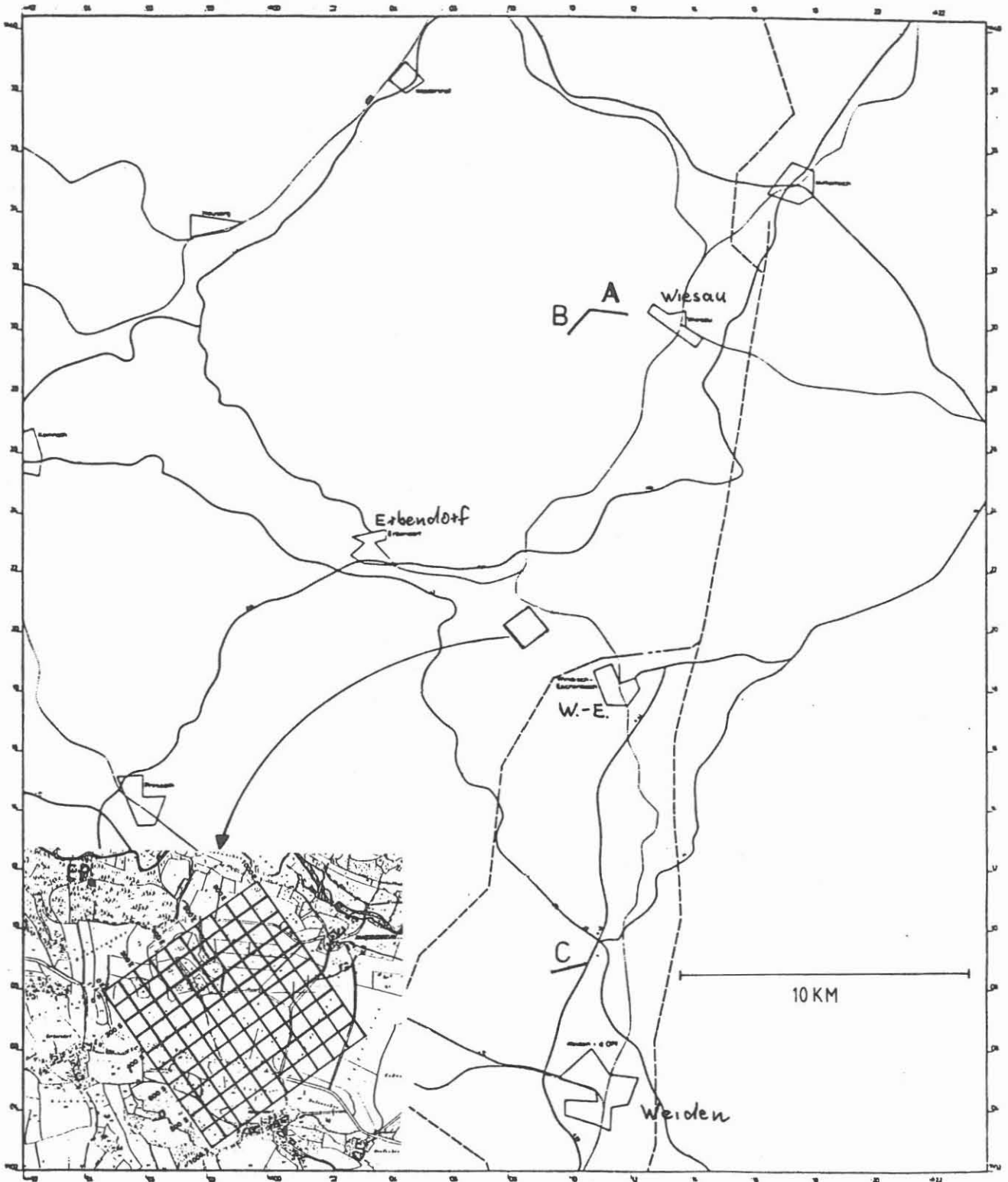


Abb. 1: Übersichtslageplan der LOTEM-Sender (A, B, und C) und vergrößert das KTB-Gelände mit dem KTB-Netz und der Eigenpotentialbasis (EP).

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.

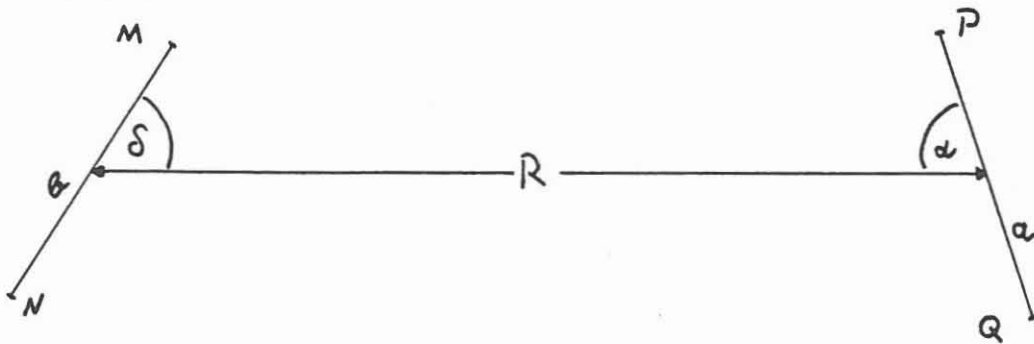


Abbildung 2

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

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

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

$\alpha$  ist der Winkel zwischen PQ und R,  $\delta$  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  $\alpha$  und  $\delta$  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.

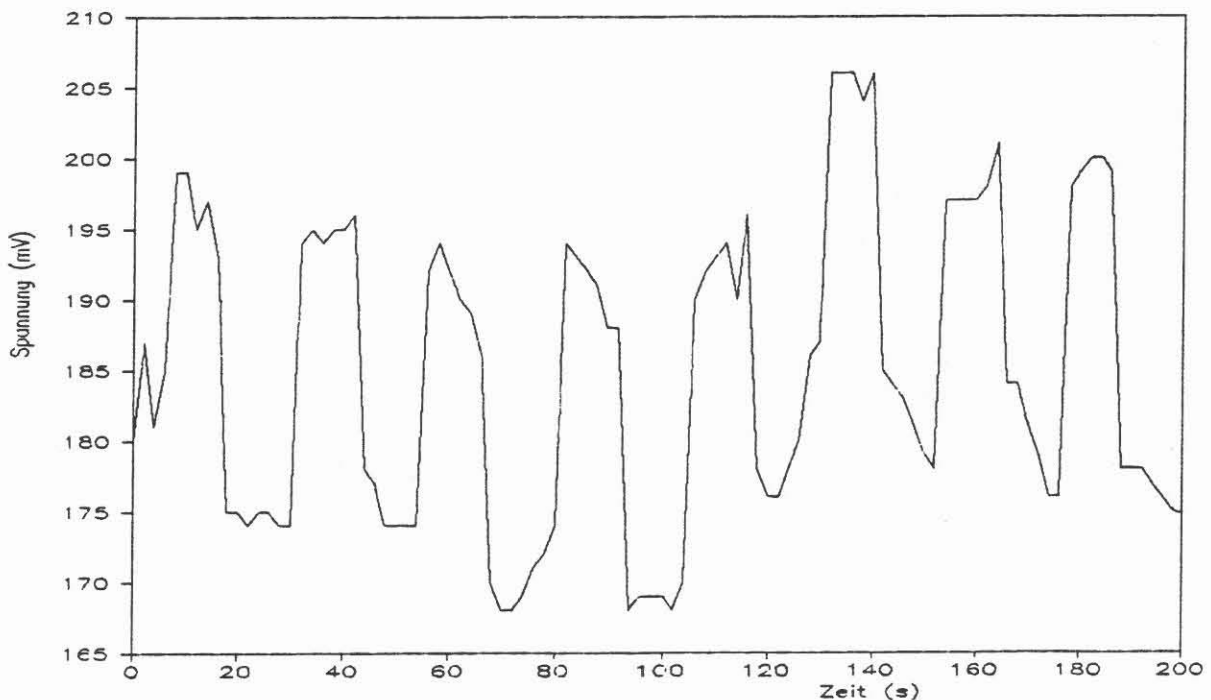


Abb. 3: Darstellung der Dipol-Spannungsmeßwerte  
 x-Achse: Zeit (s); y-Achse: Spannung (mV).  
 Die Daten gehören zur Kombination B+2 aus Tabelle 3 und sind nur ein Teil der Aufzeichnung von  $t = 2$  (s).

#### 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.

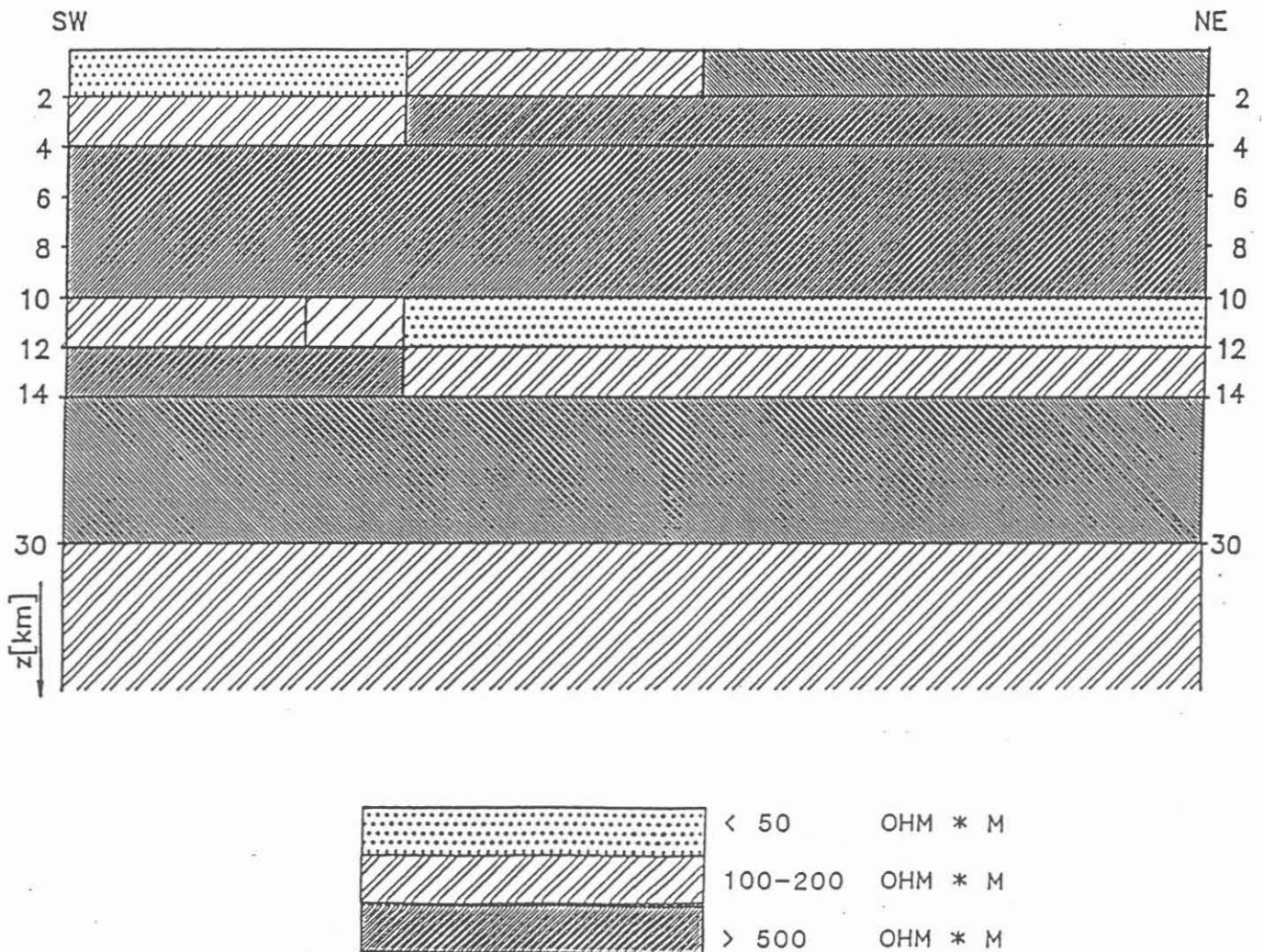


Abb. 4: MT-Modell von GEOMETRA (Quelle: siehe Kap. 7)

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 ( $\Delta$ ), 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  $90^\circ$  zu einander gedreht (Kreuzform) und wurden gleichzeitig gemessen. Ein Modell erklärt beide Meßwerte, wie es von der Theorie her bei homogenen Untergrund gefordert wird.

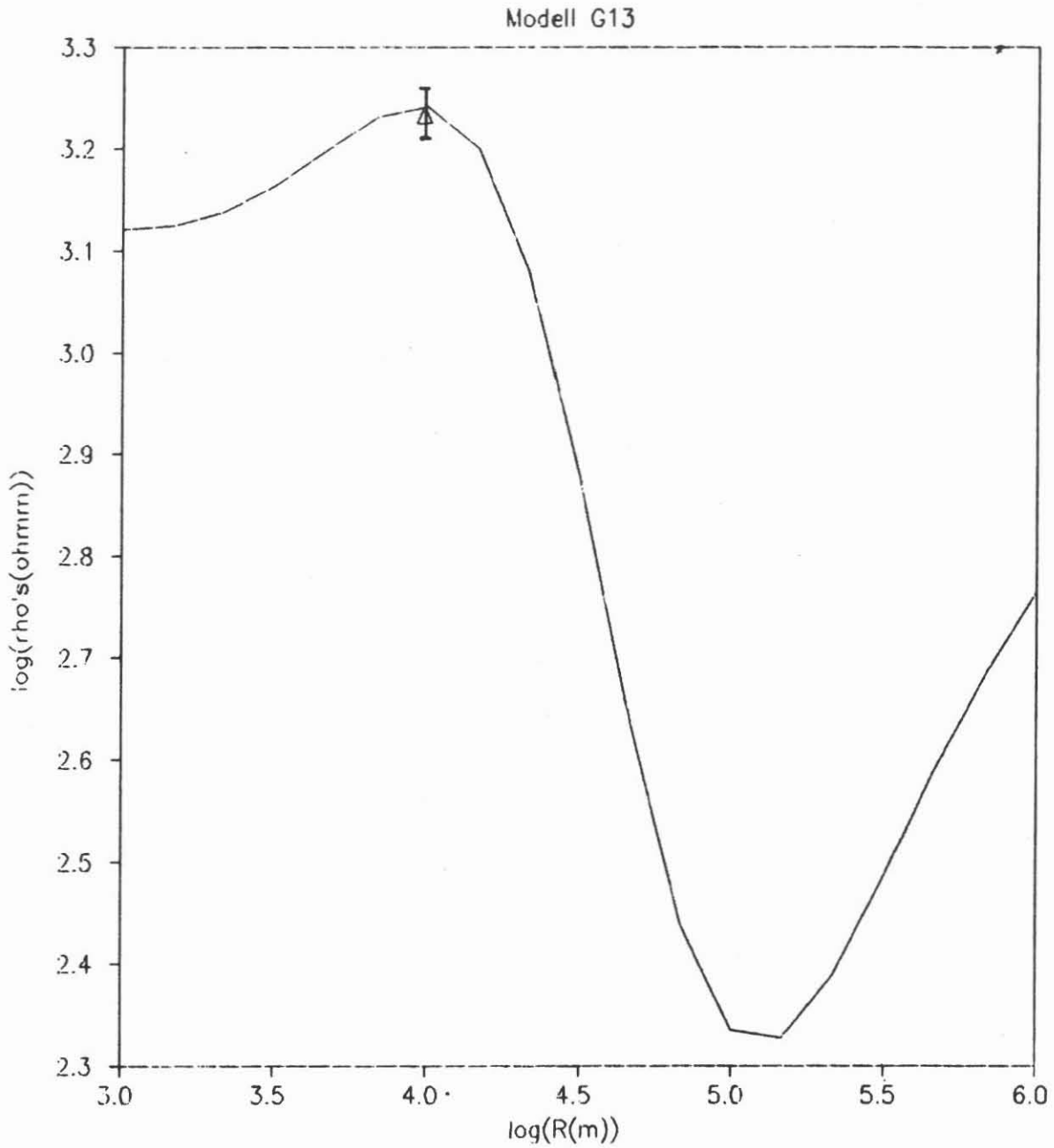
Um den Widerstandswert der Kombination A+1 zu erreichen, müßte der Widerstand der obersten Schicht 30.000 Ohmmeter betragen (Modell G17, Abb.7), was recht unwahrscheinlich ist. Dieser hohe spezifische Widerstand läßt sich durch einen Anisotropieeffekt erklären, der bei der Senderlage A auftritt. Die Kombinationen A+6 bis A+9 zeigen steigende Widerstände mit wachsendem Winkel  $\delta$ . Die Kombination A+1 hat den größten Winkel  $\delta$ . 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 <sub>S</sub> (Ωm) :	1250,10,100,1000
		z (km) :	10,12,14
G15	: n = 4	rho <sub>S</sub> (Ωm) :	7000,1,100,1000
		z (km) :	10,12,14
G17	: n = 4	rho <sub>S</sub> (Ωm) :	30000,1,100,1000
		z (km) :	10,12,14
G18	: n = 5	rho <sub>S</sub> (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.

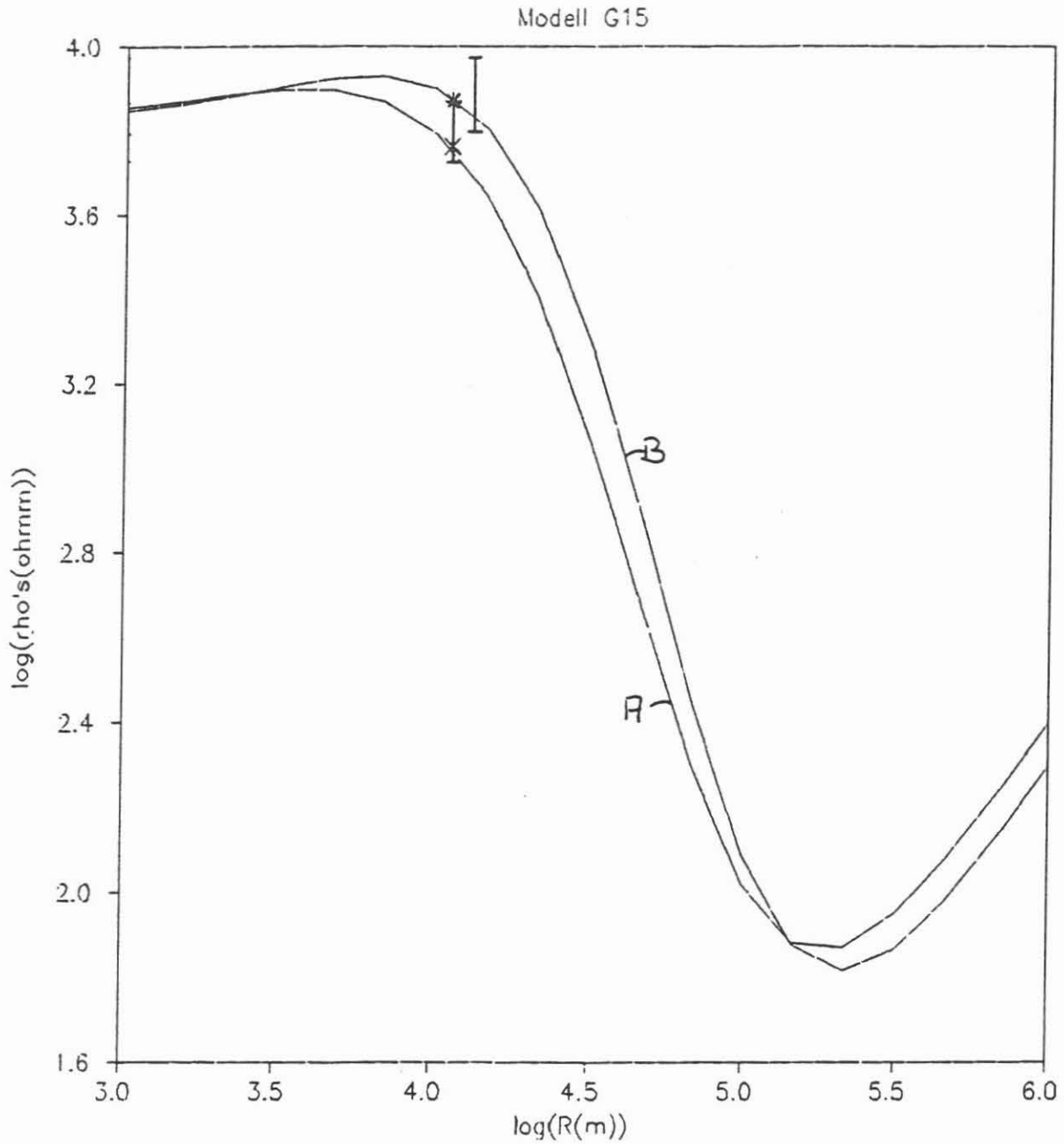


Abb. 6: x-Achse:  $\log(R(m))$ ; y-Achse:  $\log(\rho_s(\Omega m))$   
Dargestellt sind die Dipol-Dipol-Kurven der Kombinationen C+3 (A) und C+4 (B) zum Modell G15. Das 'x' markiert den gemessene Widerstand  $\rho_s(R)$  der Kombination C+3; das '\*' das gemessene  $\rho_s(R)$  von C+4. Der Fehlerbalken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

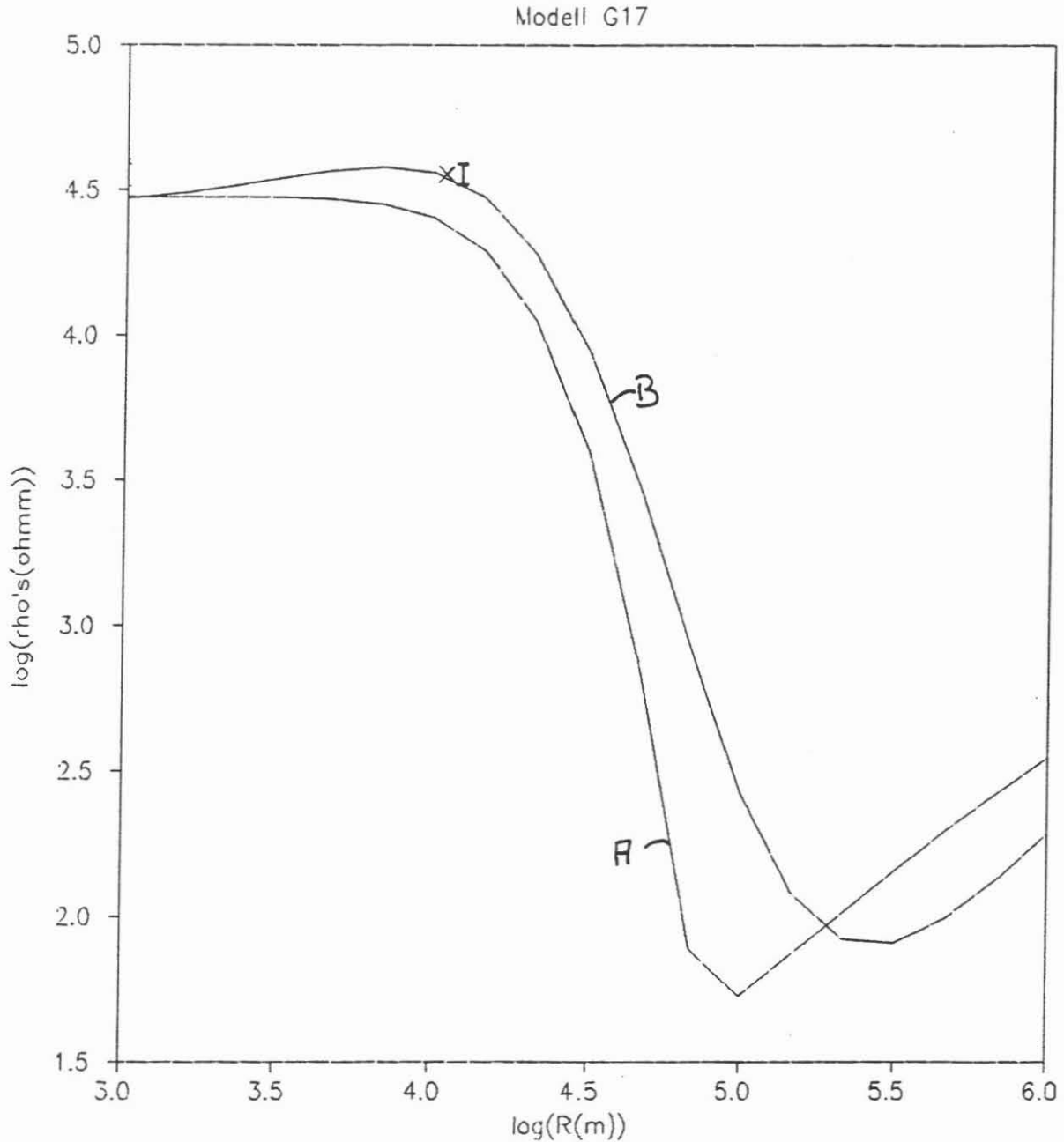


Abb. 7: x-Achse:  $\log(R(\text{m}))$ ; y-Achse:  $\log(\rho_s(\Omega\text{m}))$   
Der Graph B stellt die Dipol-Dipol-Kurve der Kombination A+1 zum Modell G17 dar. Das 'x' markiert den gemessenen Widerstandswert  $\rho_s(R)$  der Kombination A+1. Der Fehlerbalken, der etwa die Größe des 'x' hat, ist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

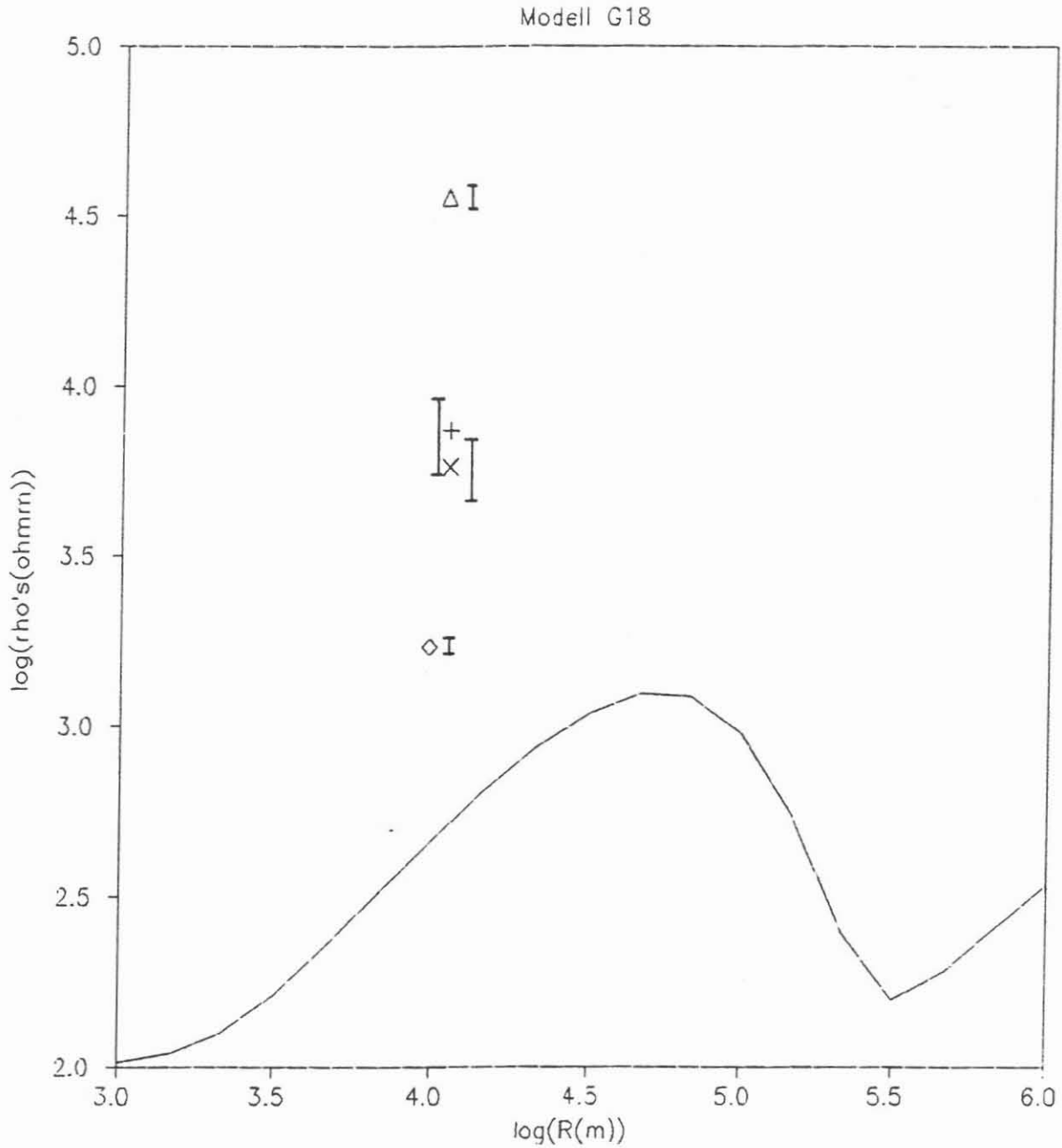


Abb. 8: x-Achse:  $\log(R(\text{m}))$ ; y-Achse:  $\log(\rho_s(\text{ m}))$   
Dargestellt ist die berechnete Schlumbergerkurve zum Modell G18. Die Punkte oberhalb der Kurve markieren die gemessenen Widerstände  $\rho_s(R)$  der Dipol-Dipol-Kombinationen A+1 ( $\Delta$ ), C+4 (+), C+3 (x) und B+2 ( $\diamond$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

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

Tabelle 3: Dipolauslagen a, b, Dipolabstand R, Winkel  $\alpha$ ,  $\delta$  aus Abb.2.; Dipolspannungen  $\Delta U$ , Taktrate t und scheinbarer spezifischer Widerstand  $\rho_{0s}$  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



Elektromagnetische Kartierung und  
geoelektrische Tiefensondierung  
mit langen Auslagen  
im Umfeld der KTB-Lokation Oberpfalz



**ELEKTROMAGNETISCHE KARTIERUNG UND GEOELEKTRISCHE  
TIEFENSONDIERUNG MIT LANGEN AUSLAGEN IM UMFELD DER KTB-  
LOKATION OBERPFALZ**

D. Vogelsang, M. Grinat

**Zusammenfassung**

Im Rahmen der geophysikalischen Voruntersuchungen im Umfeld der KTB-Lokation Oberpfalz wurde vom NLFb Hannover mit koplaren Spulen eine elektromagnetische Kartierung durchgeführt. Genutzt wurde dabei das 1 km<sup>2</sup> große verflochte Meßnetz der KTB-Vorerkundung. Im Bereich des Meßnetzes sowie im weiteren Umfeld der KTB-Lokation sind Widerstandssondierungen mit langen Auslagen vorgenommen worden.

Bei der elektromagnetischen Kartierung wurden im Bereich der Bohrlokation zahlreiche EM-Linearen beobachtet, die auf eine intensive bruchtektonische Beanspruchung hindeuten. Insbesondere wurde festgestellt, daß der Ansatzpunkt der KTB-Vorbohrung den Ausbiß einer Verwerfung treffen würde.

Die Ergebnisse der geoelektrischen Tiefensondierung sind dagegen schwer zu deuten, da die gemessenen GTS-Kurven starke Störungen durch diese Bruchtektonik aufweisen. Auf eine Interpretation auf der Basis von Horizontalschicht-Modellen mußte daher - insbesondere für größere Tiefenaussagen - verzichtet werden.

---

D. Vogelsang, M. Grinat  
Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung  
Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben  
Stilleweg 2  
3000 Hannover 51

## 1 Einleitung

An den von der KTB-Arbeitsgemeinschaft "Geowissenschaftliche Umfelduntersuchungen" (ARGE 2) angeregten geophysikalischen Voruntersuchungen der KTB-Lokation Oberpfalz war das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung (NLfB) Hannover mit zwei Meßeinsätzen beteiligt:

Nach der Methode der geoelektrischen Tiefensondierung in Schlumberger-Anordnung mit langen Auslagen (GTS-Großauslagen) wurden im Herbst 1986 insgesamt 15 Messungen durchgeführt. Auf dem 1 km<sup>2</sup> großen verpflockten Meßnetz um die Ansatzpunkte der Vor- und Hauptbohrung ist im Frühjahr 1987 eine elektromagnetische Kartierung (EM) vorgenommen worden.

Beide Projekte sind im Rahmen des DFG-Forschungsvorhabens Vo 371/2-2 durchgeführt worden. Die Finanzierung der Geländearbeiten und der Hilfskräfte erfolgte über die Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsaufgaben.

Ziel der Untersuchungen war die Erkundung der Widerstandsverteilung im tieferen Untergrund des Lokationsgebietes nach der GTS-Methode sowie der lateralen Inhomogenitäten an der Oberfläche (steilstehende Verwerfungen, Klüftzonen, Gänge etc.) nach der EM-Methode.

## 2 Elektromagnetische Kartierung der KTB-Lokation Oberpfalz

### 2.1 Untersuchungsumfang und Methodik

Im KTB-Meßnetz wurde auf 13 Profilen eine elektromagnetische Kartierung durchgeführt (Abb. 1). Zusätzlich sind nordöstlich des Meßnetzes 2 weitere Profile mit dem Ziel vermessen worden, die nördlich der Bohrpunkte liegende Fichtelnaab-Störung zu erfassen.

Als Meßgerät diente ein "MAXMIN II" (Hersteller: Firma APEX/Kanada). Gemessen wurden die "Inphase-" und die "Outphase"-Komponenten der Abweichung des resultierenden elektromagnetischen Feldes vom abgestrahlten Primärfeld bei den Frequenzen 3555 Hz und 888 Hz. Da die "Inphase"-Werte sehr stark vom Abstand Sender - Empfänger abhängen, wurde für einen Höhenausgleich bei jeder Messung die Steigung in % zwischen Sender und Empfänger mit einem Hand-Klinometer ermittelt.

Der Abstand der Meßpunkte betrug konstant 25 m, der Sender-Empfänger-Abstand 100 m. Von den 577 Meßpunkten konnten lediglich 474 ausgewertet werden, da auf etwa 20 % des Meßnetzes die Messungen durch metallische Leitungen verfälscht worden sind. Diese Bereiche sind in Abb. 1 schraffiert dargestellt.

Vor Beginn der Messungen sind insbesondere die Wege und Straßen mit einem Kabelsuchgerät auf metallische Leitungen überprüft worden.

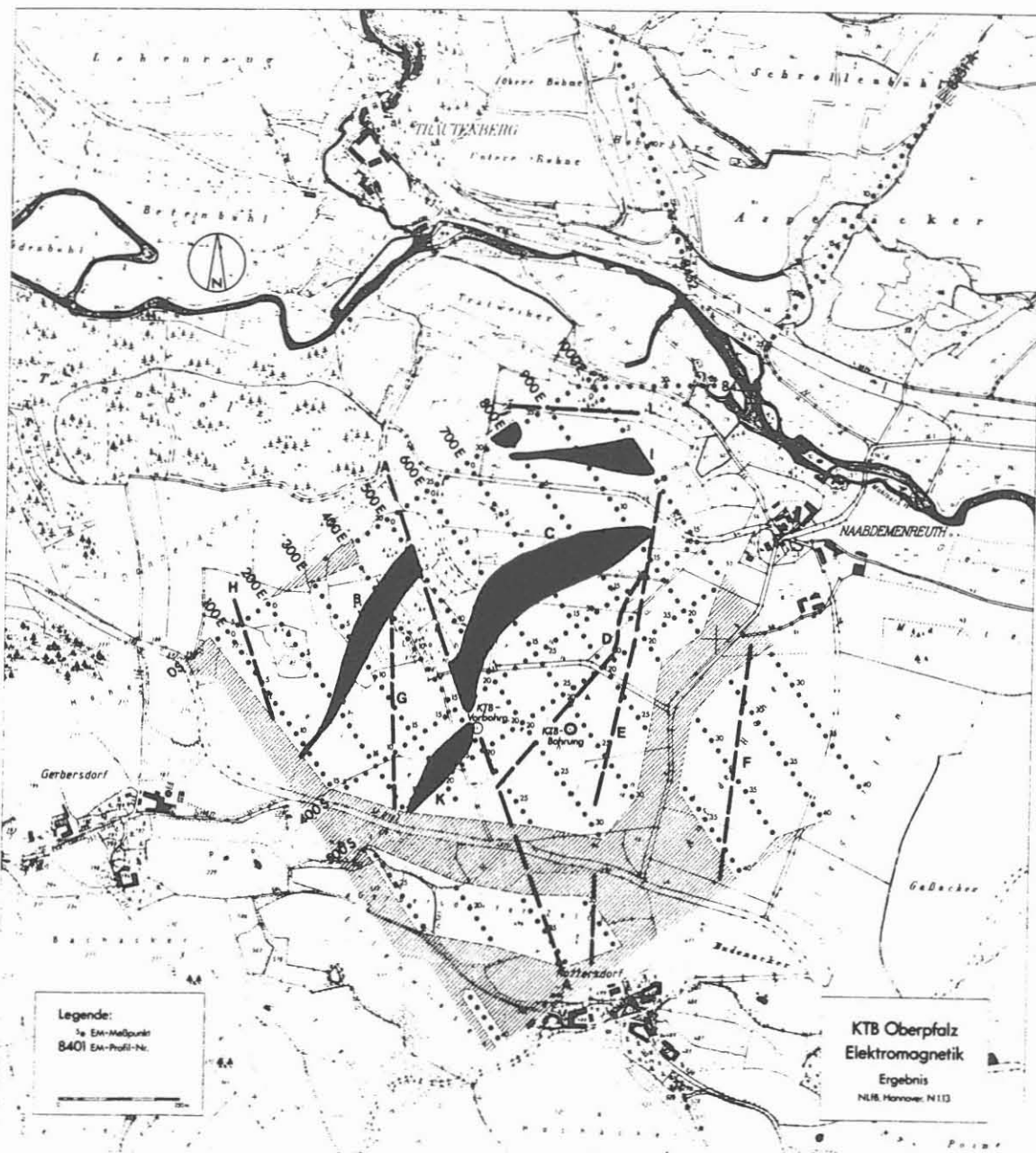


Abb. 1: Lageplan und Ergebnis der elektromagnetischen Kartierung



## 2.2 Ergebnisse

Im Umfeld der KTB-Lokation treten in den EM-Profilen zahlreiche Minima aller Meßparameter auf, die teils schmal, teils relativ breit und tief sind. Die schmalen Minima repräsentieren i. a. den Typ "Verwerfung", während die breiten Minima auf langgestreckte Zonen hinweisen, die aus extrem niederohmigen Gesteinen aufgebaut und vermutlich mit Graphit und/oder Sulfiden mineralisiert sind.

Die Ergebnisse der elektromagnetischen Kartierung sollen anhand der Profile 400 E und 500 E erläutert werden (Abb. 2 - 3): A, D, K und E stellen nur schwach ausgebildete Minima der Inphase- und Outphase-Komponenten dar. B und C repräsentieren dagegen jeweils ca. 50 m breite Zonen, deren spezifische Widerstände geringer als die des Nebengesteins sind. Das auf beiden Profilen beobachtete Minimum B ist auf dem Profil 600 E nicht mehr erkennbar. Es endet zwischen 500 E und 600 E. Andererseits fehlt das Minimum C auf dem Profil 400 E. Als Ursache wird im Bereich 400 E - 500 E eine etwa NNW-SSE streichende Lineare vermutet, die beide Zonen abschneidet.

In den Abb. 4 - 5 sind die Meßwerte der 10 Parallelprofile in Form von Isolinienkarten dargestellt. Insbesondere für die Inphase-Werte läßt sich eine Zweiteilung des Untersuchungsgebietes in einen westlichen Teil mit starken Gradienten und einen östlichen homogenen Teil beobachten. Die Grenze verläuft etwa im Bereich 600 E/O S bis 300 E - 400 E/1000 S.

Zwischen 400 E/200 S und 400 E/300 S deutet sich ein Bereich mit hohen Inphase-Werten an (Abb. 4). Die Outphase-Werte zeigen eine breite Zone zwischen 600 E - 1000 E/200 S - 500 S mit negativen Werten (Abb. 5).

In der Ergebniskarte (Abb. 1) sind die Linearen flächenhaft entsprechend ihrer Breite dargestellt. Die Lineare A wurde über eine Entfernung von 1000 m von NNW nach SSE verfolgt. Sie zeichnet sich auch in den Isolinienplänen ab und trennt das Untersuchungsgebiet in einen westlichen Teil mit hohen "Inphase"-Werten und einen östlichen Teil mit niedrigen "Inphase"-Werten (Abb. 4). Im Bereich der Linearen B und K sind bei einer Eigenpotentialkartierung Anomalien in der Größenordnung von -300 bzw. -500 mV festgestellt worden (WINTER 1987).

Die Absicht, die Fichtelnaab-Störung mit den beiden Profilen im NE des KTB-Meßnetzes zu kartieren, ließ sich nicht realisieren, da die im Bereich der Störung verlaufende Eisenbahnlinie die Meßergebnisse zu stark verfälschte.

Als Ergebnis der elektromagnetischen Kartierung kann festgehalten werden, daß im Bereich der Bohrlokation zahlreiche EM-Linearen zu beobachten sind, die auf eine intensive bruchtektonische Verformung und Zerrüttung sowohl im Bereich des KTB-Meßnetzes als auch darüber hinaus hindeuten. Insbesondere geht aus der Anordnung der Linearen hervor, daß die KTB-Vorbohrung auf der Linearen A angesetzt worden ist.

NLFB-GEMEINSCHAFT  
ELEKTROMAGNETIK

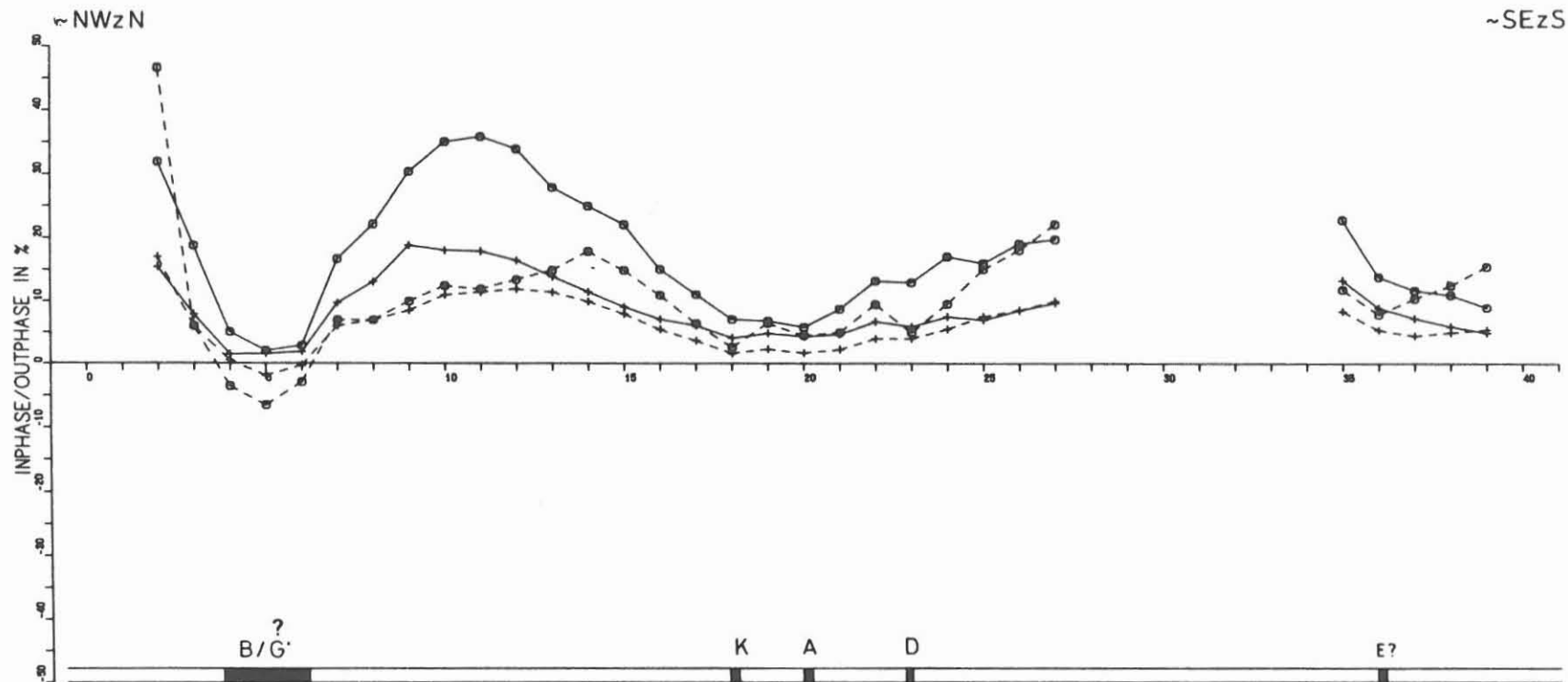
ERBENDORF

PROFIL 400E

MASSSTAB 0 50 100 m

PUNKTABSTAND[m]: 25.0

AUSLAGE[m]: 100



LEGENDE

— INPHASE    □ 3555 HZ

- - - OUTPHASE    + 888 HZ

Abb. 2: Elektromagnetische Kartierung: Profil 400 E

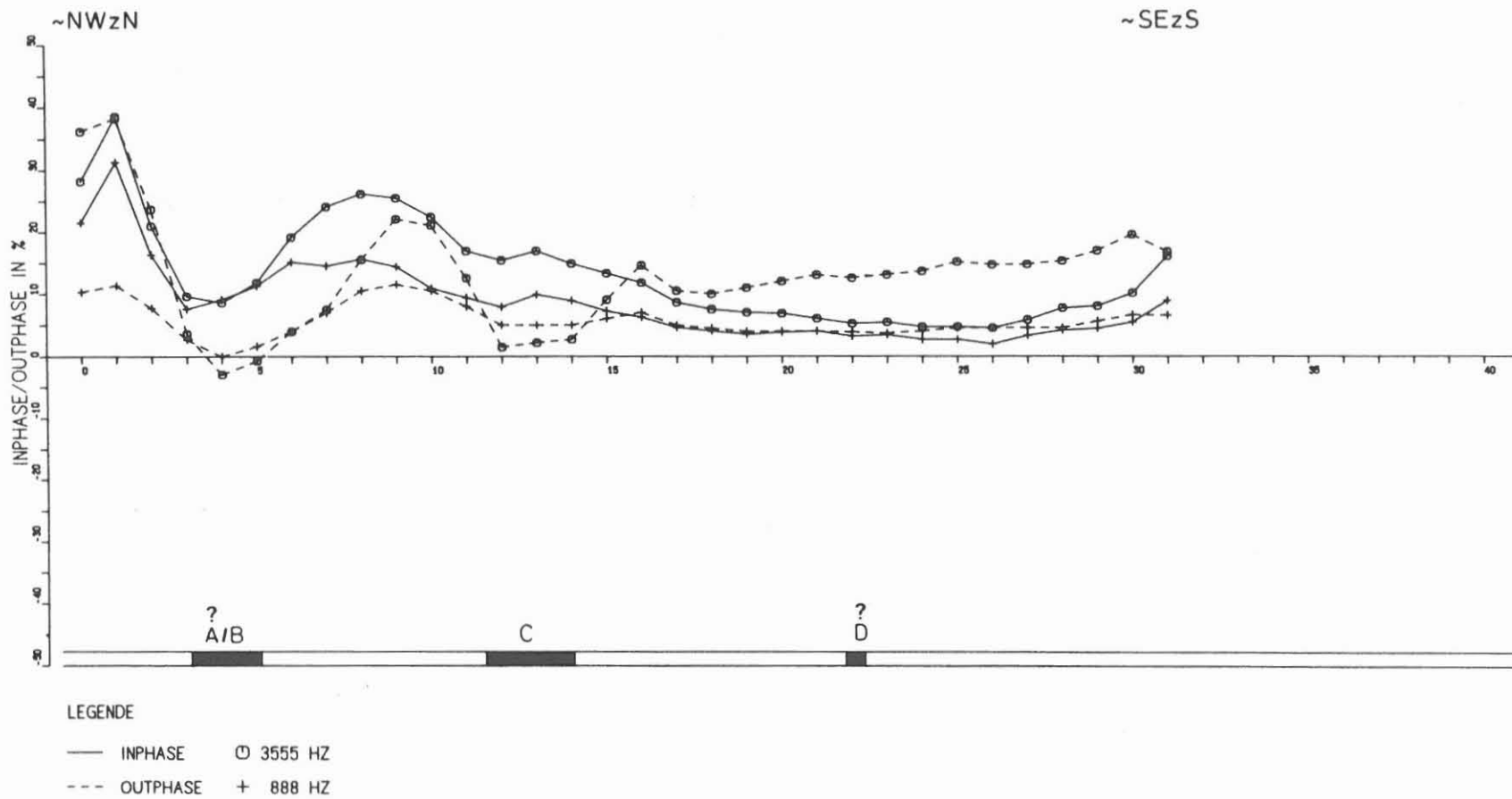
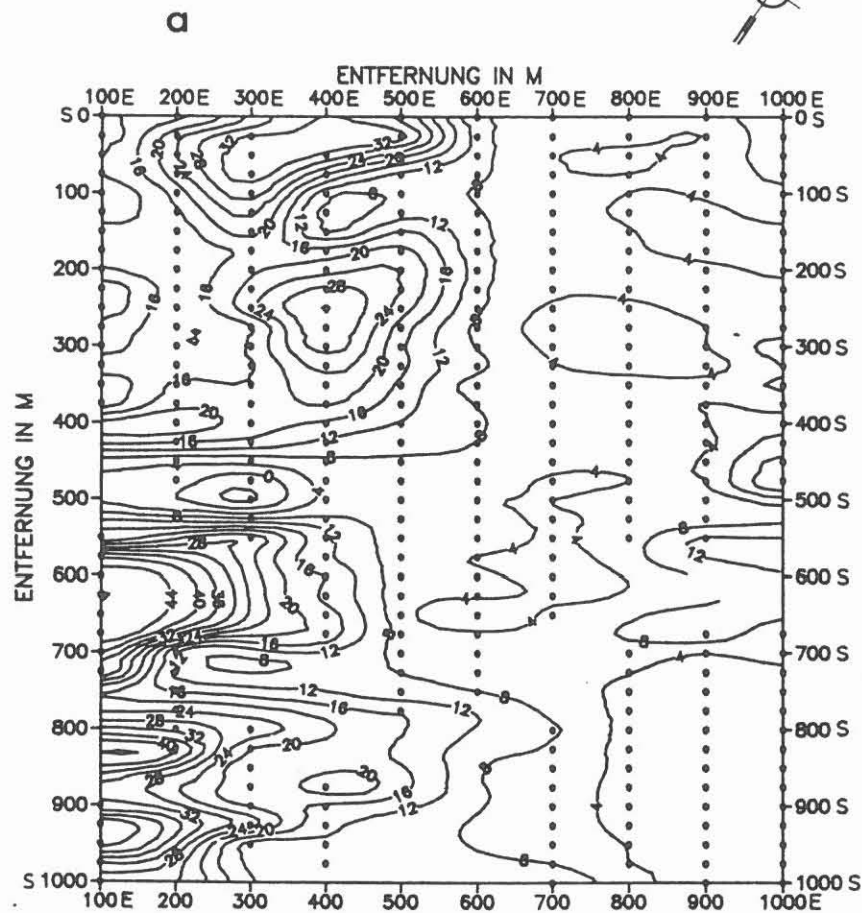


Abb. 3: Elektromagnetische Kartierung: Profil 500 E

EM KTB-OBERPFALZ: F = 3555 Hz IN PHASE



EM KTB-OBERPFALZ: F = 888 Hz IN PHASE

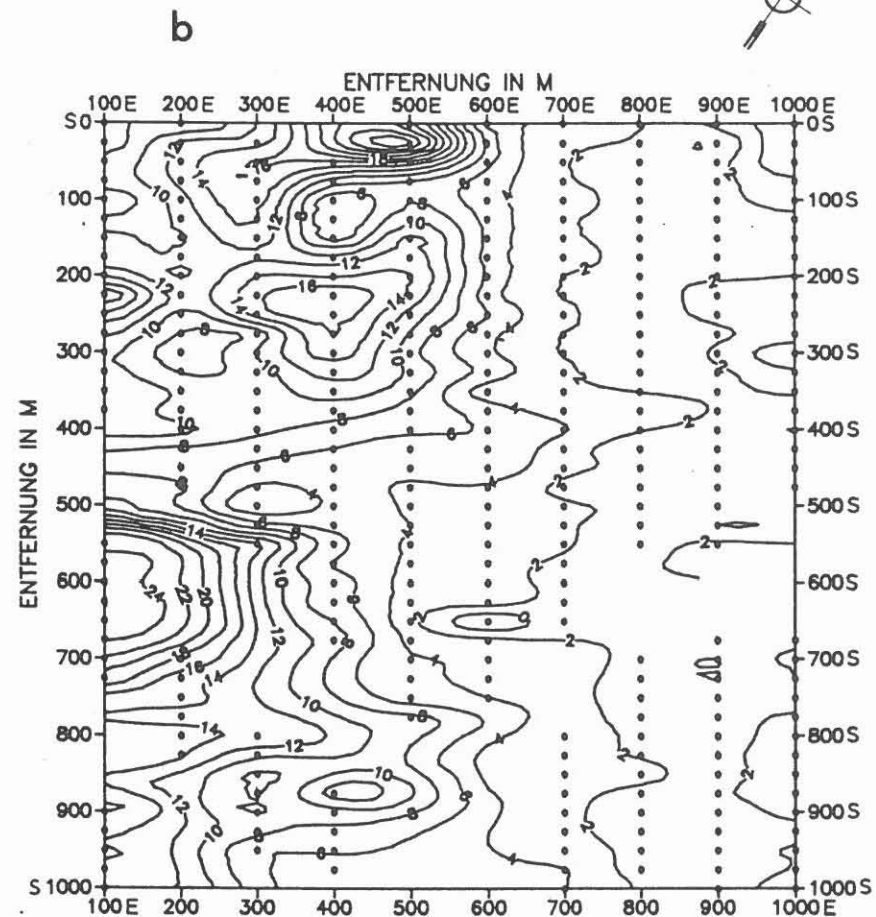


Abb. 4: Isolinienpläne der In-phase-Komponenten:

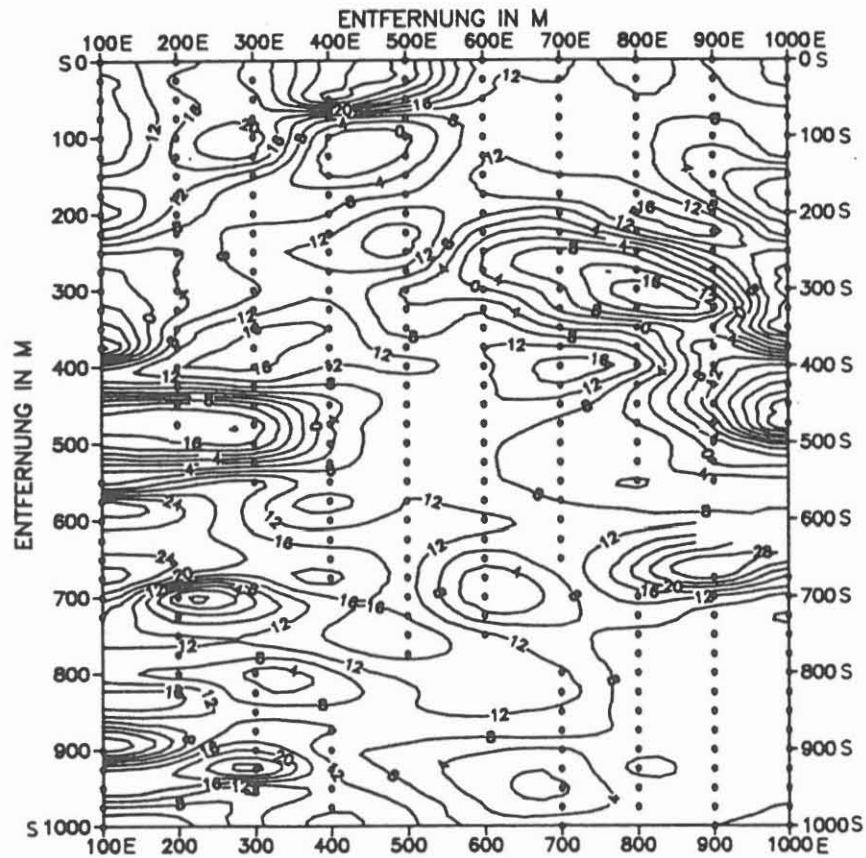
a. Frequenz 3555 Hz

b. Frequenz 888 Hz

EM KTB-OBERPFALZ: F = 3555 Hz OUT PHASE



a



EM KTB-OBERPFALZ: F = 888 Hz OUT PHASE



b

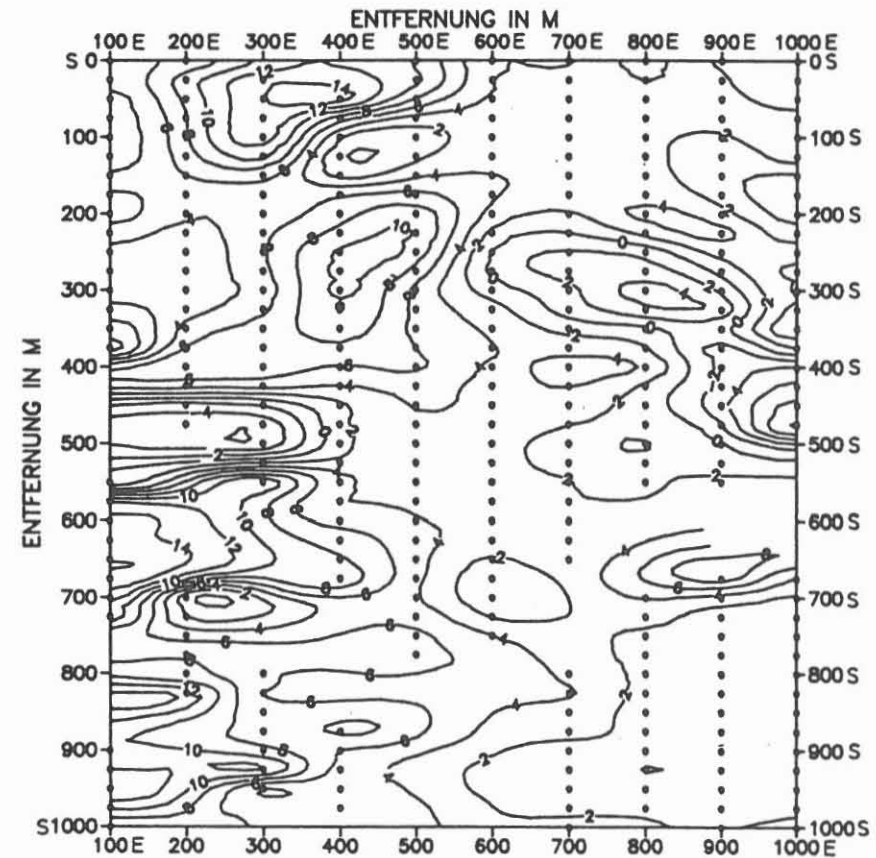


Abb. 5: Isolinienpläne der Out-of-phase-Komponenten:

a. Frequenz 3555 Hz

b. Frequenz 888 Hz

### 3 Geoelektrische Tiefensondierungen im Umfeld der KTB-Lokation

#### 3.1 Untersuchungsumfang und Methodik

Die Meßpunkte der geoelektrischen Tiefensondierung zeigt Abb. 6. An den Meßpunkten  $P_1$  und  $P_2$  sind drei bzw. zwei Messungen mit unterschiedlicher Auslagerichtung durchgeführt worden: an  $P_1$  die GTS 01, 04 und 06, an  $P_2$  die GTS 09 und 15. Die maximale AB/2-Auslagenlänge betrug 4900 m.

Die Eindeutigkeit der Meßwerte wurde durch Mehrfachmessungen, Versetzen der Erdungspunkte und Kabelleck-Kontrollen abgesichert.

#### 3.2 Bewertung der Originaldaten

Die Kurven für den scheinbaren spezifischen Widerstand zeigen bis zu einer AB/2-Auslage von etwa 200 m einen ruhigen Verlauf. Bei längeren Auslagen weisen sie dagegen z. T. deutliche Störungen auf. Eine Korrektur des Sondensprungs ist nicht vorgenommen worden. In der GTS-Kurve 01 beispielsweise (Abb. 7) tritt bei AB/2 = 400 m ein deutlicher Versatz auf. Obwohl bei den Messungen in Schlumberger-Anordnung nicht eindeutig festzulegen ist, welcher Seite der Auslage dieser Effekt zuzuordnen ist, kann davon ausgegangen werden, daß der Versatz mit der Fichtelnaab-Störung in Zusammenhang steht.

Die Sondierungskurven im engeren Umfeld des geplanten KTB-Bohransatzpunktes zeigen allgemein einen Anstieg der  $\rho_a$ -Werte von 125 - 300 Ohm.m für die kleinsten AB/2-Auslagen auf 300 Ohm.m bis über 1000 Ohm.m für Auslagen um 100 m.

Die GTS-Kurve 02 (Abb. 8) weist einen hiervon deutlich abweichenden Verlauf auf: Von hohen  $\rho_a$ -Werten um 400 Ohm.m für kleine AB/2 fällt die Sondierungskurve mit zunehmender Auslage auf Werte um 150 Ohm.m ab. Der Wiederanstieg bei Auslagen über 100 m (AB/2) wird durch einen zweimaligen Versatz unterbrochen.

#### 3.3 Versuch einer Interpretation

Abb. 9 zeigt einen Isolinienplan des scheinbaren spezifischen Widerstandes (Pseudosection) für die auf einem Profil angeordneten GTS 04, 14, 11, 05, 10 und 12 (vgl. Abb. 6). Pro Dekade wurden 6 äquidistante AB/2-Auslagen ausgewählt. Die zu diesen gehörenden  $\rho_a$ -Werte wurden auf einer logarithmischen Skala gegen die Entfernung vom Sondierungspunkt GTS 04 ( $P_1$  in Abb. 6) aufgetragen.

Diese als qualitativ zu wertende Darstellung zeigt, daß eine horizontale Schichtung für GTS 04, 14, 11, 05 und 10 nur bis zu einer AB/2-Auslage von etwa 30 m gegeben ist.

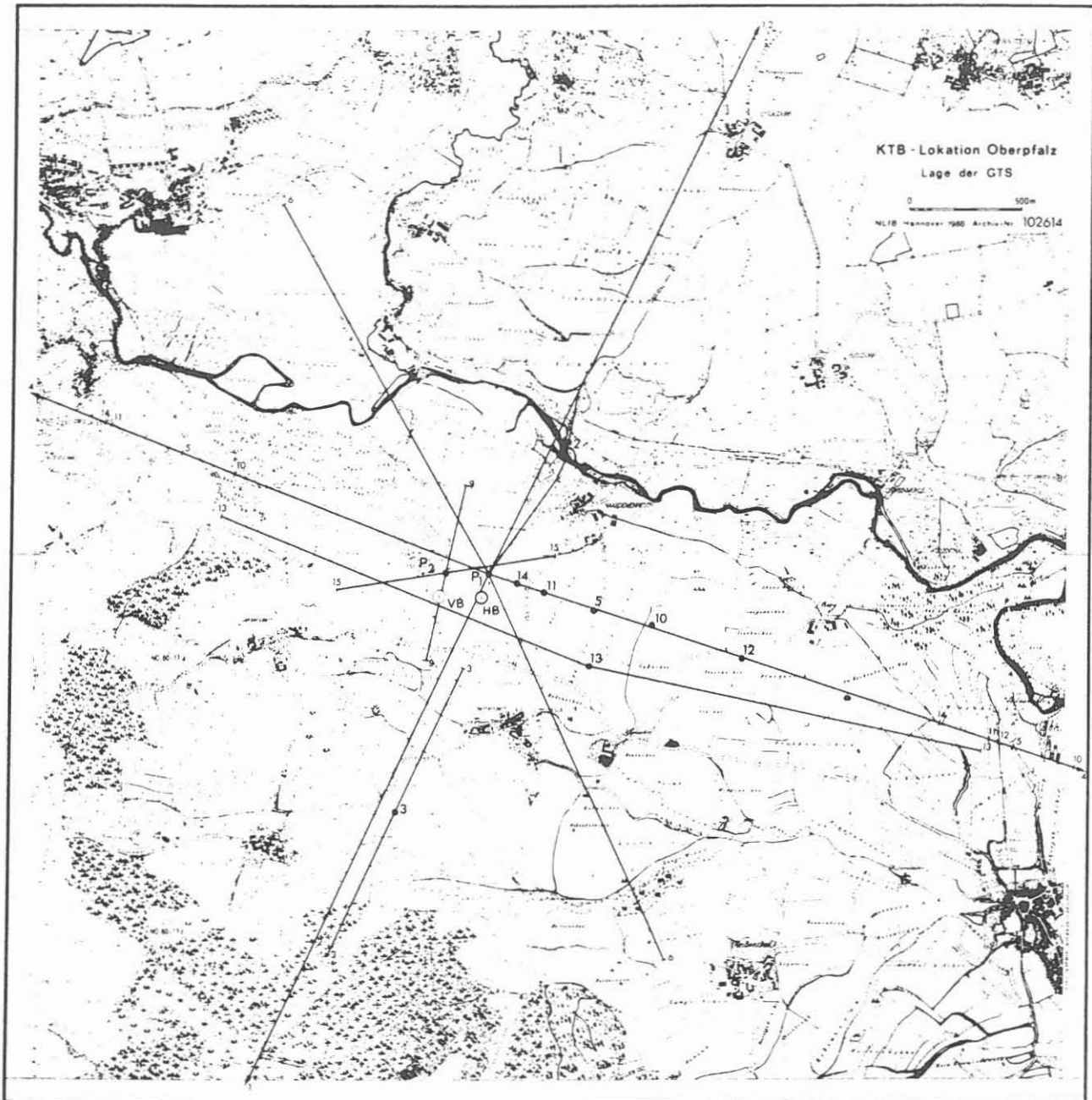
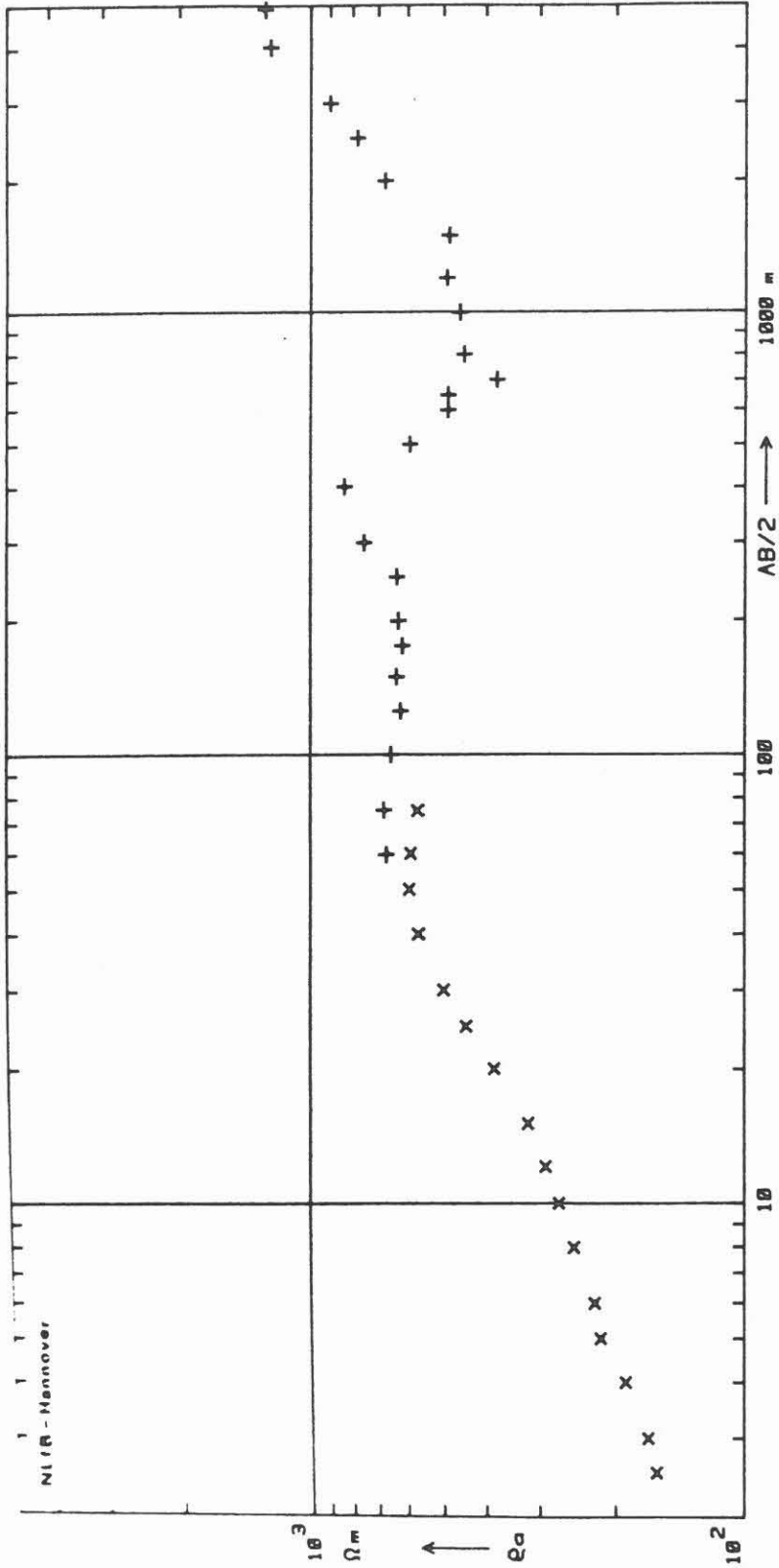


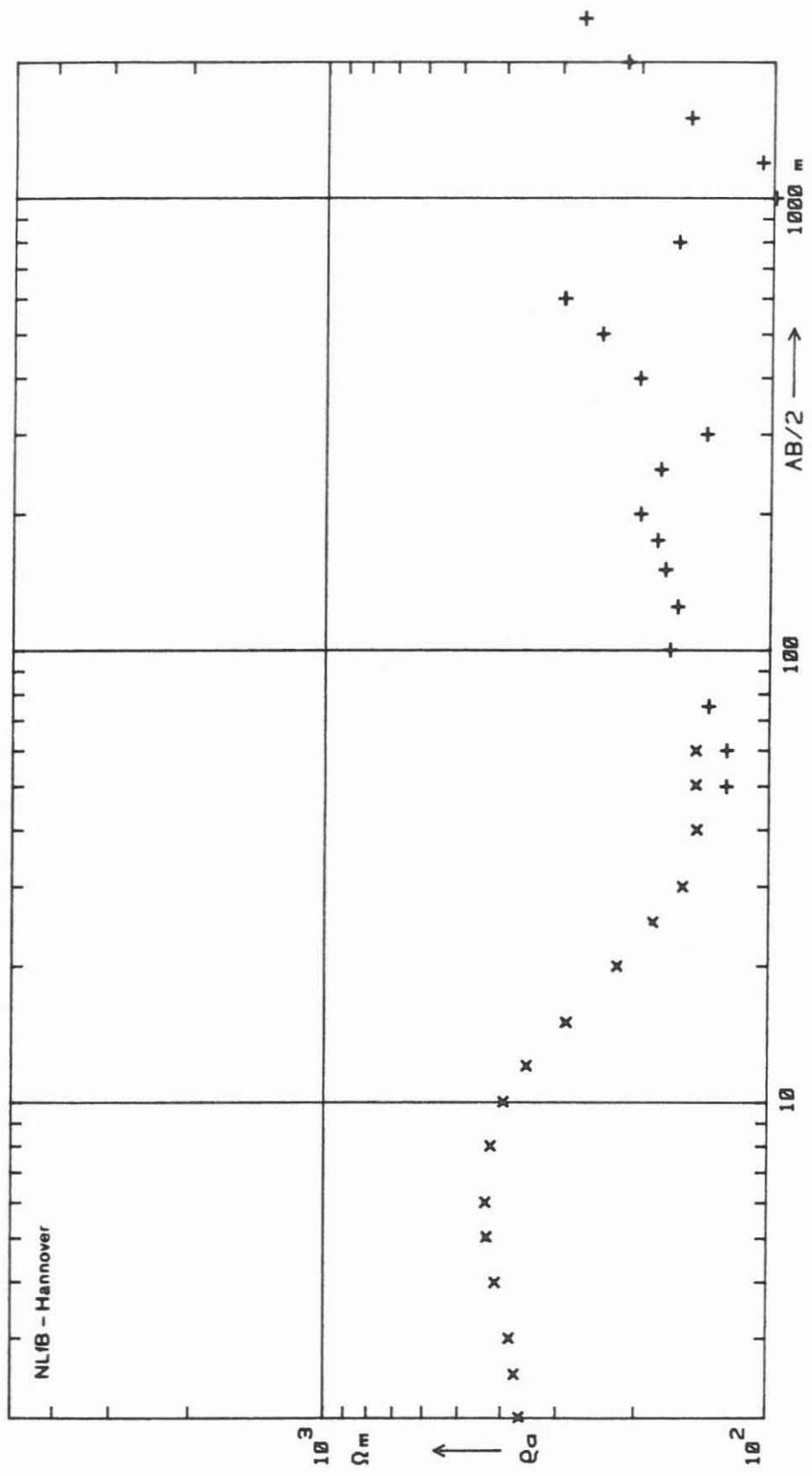
Abb. 6: Lage der geoelektrischen Tiefensondierungen  
(P<sub>1</sub>: GTS 01, 04, 06; P<sub>2</sub>: GTS 09, 15).





Messgebiet: Erbdorf Sondierung: Ø1 14.11.86

Abb. 7: Geoelektrische Tiefensondierung GTS 01



Messgebiet: Erbdorf Sondierung: 02 15.11.86

Abb. 8: Geoelektrische Tiefensondierung GTS 02

PSEUDOSECTION GTS KTB OBERPFALZ

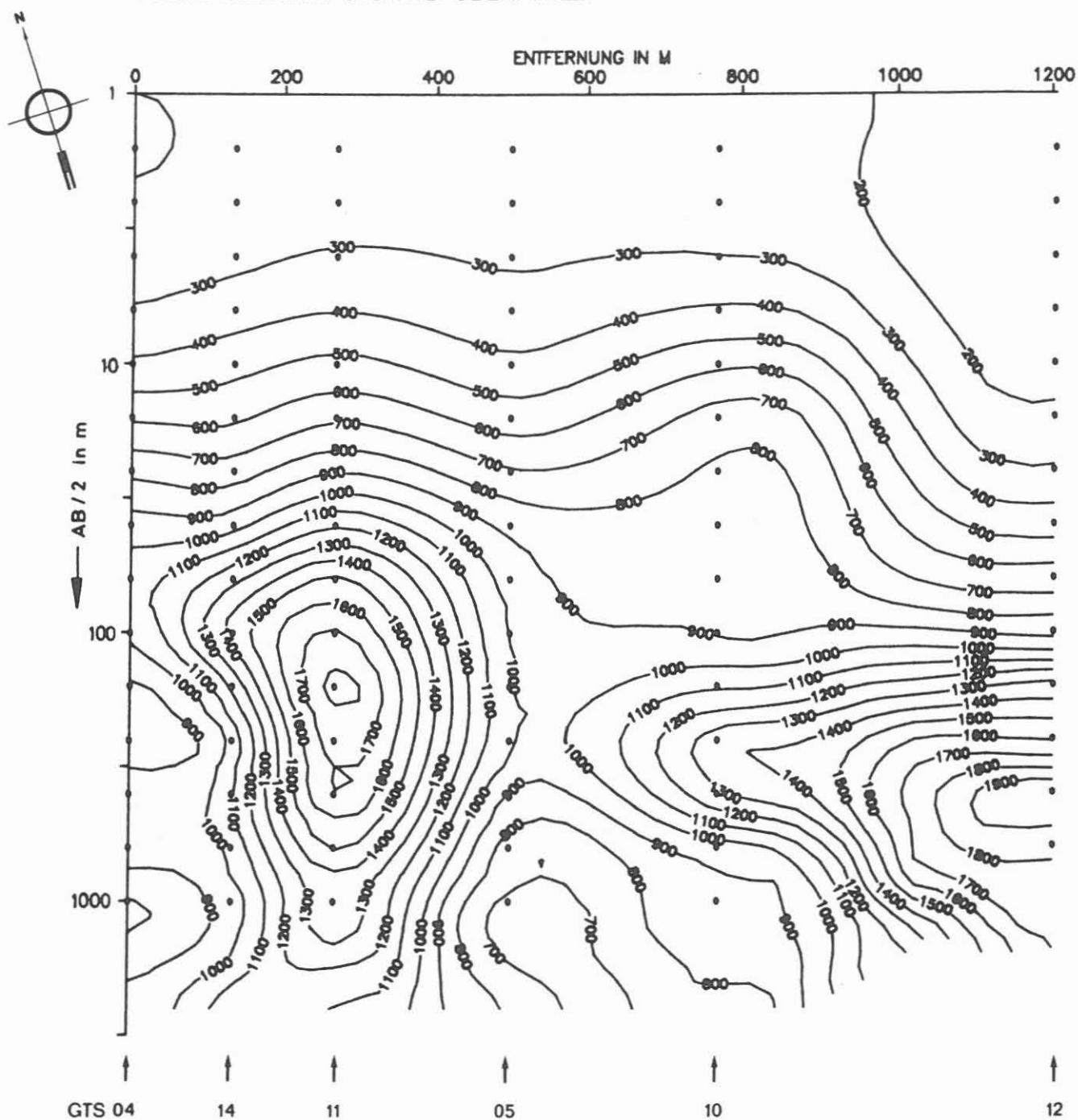


Abb. 9: Aus den Tiefensondierungen GTS 04, 14, 11, 05, 10 und 12 abgeleitete Pseudosektion für den scheinbaren spezifischen Widerstand (Werte an den Isolinien in  $\Omega m$ ).

Im tieferen Untergrund herrschen starke laterale Änderungen vor. Im Bereich der GTS 11 zeigt sich eine hochohmige Struktur. Zwischen GTS 10 und 12 deutet sich auch oberflächennah eine vertikale Struktur an. Die GTS-Kurve 12 zeigt ein von den anderen Sondierungskurven abweichendes Verhalten, das sich in einem kontinuierlichen Anstieg des scheinbaren spezifischen Widerstandes bis  $AB/2 = 800$  m äußert. Dies deutet auf eine veränderte geologische Situation im Bereich dieser GTS hin. Diese Beobachtungen, wie auch die Feststellung von Versetzungen in den GTS-Kurven, schränken eine Interpretation auf der Basis horizontaler Schichten sehr ein. Eine mehrdimensionale Auswertung kann zum jetzigen Zeitpunkt jedoch noch nicht durchgeführt werden.

#### 4 Literaturverzeichnis

- VOGELSANG, D., GRINAT, M. & WORZYK, P. (1988): Geoelektrische Untersuchungen im Umfeld der KTB-Lokation Oberpfalz. Geoelektrische Tiefensondierungen mit langen Auslagen und Elektromagnetische Kartierung. - Bericht, NLfB, Archiv-Nr. 102 614; Hannover.
- WINTER, H. (1987): Geoelektrische Messungen an der KTB-Lokation Oberpfalz. - In: BRAM, K. (Hrsg.): Geophysikalische Arbeiten im Bereich der Lokation KTB-Oberpfalz. Protokoll der Arbeitssitzung des Arbeitskreises Geophysik am 01.06.1987: 16-26.

Magnetotellurische Untersuchungen  
an der Fränkischen Linie  
und im Umfeld der KTB-Lokation

H. Brasse  
G. Fischer  
F. Leonhardt  
P.-A. Schnegg



## MAGNETOTELLURISCHE UNTERSUCHUNGEN AN DER FRÄNKISCHEN LINIE UND IM UMFELD DER KTB-LOKATION

H. Brasse<sup>\*</sup>, G. Fischer<sup>+</sup>, F. Leonhardt<sup>\*</sup>, P.-A. Schnegg<sup>+</sup>

### Zusammenfassung

In den Jahren 1986/87 wurden - im Rahmen einer Diplomarbeit an der TU Berlin - audiomagnetotellurische (AMT) Untersuchungen auf Profilen über die Fränkische Linie und die Zone Erbdorf-Vohenstrauß (ZEV) in der Oberpfalz durchgeführt (Leonhardt, 1987). Zielsetzung war zunächst, Aussagen über ein eventuelles Einfallen der Fränkischen Linie nach Nordosten zu liefern, wie es sich in gravimetrischen Daten andeutete (Bücker & Soffel, in: Weber & Vollbrecht, 1986). Aufgrund der Wahl Windisch-Eschenbachs als Lokation der Kontinentalen Tiefbohrung wurden die Untersuchungen nach Osten bis zum Falkenberger Granit ausgedehnt. Der Frequenzbereich von etwa 4-1000 Hz der verwendeten Apparatur erwies sich allerdings als nicht ausreichend, so daß vom Observatoire Cantonal in Neuchâtel längerperiodische Sondierungen (bis  $T \approx 30$  s) an ausgewählten Stationen durchgeführt wurden. Die Ergebnisse werden in Form von Pseudo-Tiefenprofilen dargestellt und liefern ebenso wie eine zweidimensionale Modellrechnung Hinweise auf ein steiles Einfallen der Fränkischen Linie nach Nordosten. Die ZEV erscheint als komplizierte dreidimensionale Leitfähigkeitsstruktur mit Einlagerungen von Schichten geringen spezifischen Widerstands in mehreren hundert Metern Tiefe, die auf Graphitvorkommen zurückgeführt werden.

### Die Meßkampagne

Die Sondierungen wurden mit einer vom Observatoire Cantonal (Neuchâtel) entwickelten Apparatur durchgeführt. Sie arbeitete zur Zeit der Kampagne in einem Frequenzbereich von etwa 4-1000 Hz; das baugleiche Gerät in Neuchâtel erlaubt die Registrierung erdmagnetischer und tellurischer Variationen bis zu Perioden von  $T \approx 100$  s. Als Sensoren

---

\* Institut für Angewandte Geophysik, Ackerstr. 71-76, D-1000 Berlin 65

+ Observatoire Cantonal, Rue de l'Observatoire 58, CH-2000 Neuchâtel



für das erdmagnetische Feld wurden Induktionsspulen-Magnetometer CM 216 E (hochfrequenter Bereich) und CM 11 E (niedrigerfrequenter Bereich) der Firma ECA verwendet. Die digitalisierten Zeitreihen werden auf Disketten gespeichert, die Verarbeitung der Daten erfolgt "on-line", so daß bereits im Gelände ein Überblick über die Datenqualität und die magnetotellurischen Übertragungsfunktionen möglich ist (Schnegg & Fischer, 1980).

In Abb. 1 ist die Lage der Stationen in einem Gauß-Krüger-Koordinatensystem dargestellt. Als geologische Strukturen sind ferner eingetragen der Verlauf der Fränkischen Linie, welche die Grenze zwischen Mesozoikum im Westen und dem Paläozoikum im Osten markiert, sowie die Amphibolite (punktiert) auf der ZEV. Die Sondierungen an der Bohrlokation sind mit KTB bis KTB3 bezeichnet.

Die Datenqualität an den Stationen war sehr unterschiedlich. Während westlich der Fränkischen Linie auf den mesozoischen Sedimenten nur geringe künstliche Störungen zu verzeichnen waren (vgl. Abb. 2), zeigten sich alle Punkte auf der ZEV als überaus stark gestört (50 Hz und Oberwellen). Das traf insbesondere auf das Gebiet im engeren Umkreis der Bohrlokation zu (vgl. Abb. 3), wo sich vor allem der Einfluß einer in der Nähe vorbeiführenden 380 kV-Leitung bemerkbar macht.

#### Darstellung der Meßergebnisse und qualitative Interpretation

Westlich der Fränkischen Linie zeigen die Sondierungskurven im hochfrequenten Bereich eindimensionalen Charakter (Abb. 4). Dargestellt ist nicht die üblicherweise verwendete magnetotellurische Phase

$$\psi = \arctan \left( \frac{\text{Im } Z}{\text{Re } Z} \right),$$

sondern  $\varphi = \pi/4 - \psi$  nach Fischer et al. (1981). In den Darstellungen der AMT-Registrierungen sind die Impedanzensorelemente jeweils um den Swiftwinkel gedreht. Die Fränkische Linie wird an nahegelegenen Stationen auf mesozoischem Untergrund als ausgeprägte Anomalie sichtbar (vgl. Abb. 5 für den Meßpunkt A6); ihr Einfluß ist bereits am Meßpunkt A4 (Abb. 4) ab Frequenzen von etwa 100 Hz zu erkennen. Für die Station A6 sind in Abb. 5 zusätzlich die  $\rho^*-z^*$ - und die Bostick-Transformation als erste Annäherungen an die Widerstands-Tiefenverteilung aufgetragen. Die Stationen auf der ZEV (z. B. A17 in Abb. 6) sind durch stark

anisotrope Sondierungskurven gekennzeichnet, wobei die Anisotropie mit  $A = |Z_{xy} / Z_{yx}|$  definiert ist. Auffallend ist die Existenz eines guten Leiters (an der Station A17 nur in einer Komponente zu erkennen), wie er auch schon bei Drews (1986) in der aktiven Audiomagnetotellurik zum Ausdruck kommt. Er zeigte sich an fast allen Stationen dieses Meßprogramms und wird vermutlich erklärt durch das Auftreten von Graphiten, wie sie in der Bohrung Püllersreuth in einigen hundert Metern Tiefe und mittlerweile auch in der KTB-Vorbohrung angetroffen wurden.

Leonhardt (1987) nimmt eine Dimensionalitätsanalyse der Daten nach einem Verfahren von Ranganayaki (1984) vor. Danach ist insbesondere der östliche Teil der ZEV - also auch das engere Umfeld der KTB-Lokation - als dreidimensional anzusehen, ersichtlich aus hohen Werten von  $S \gg 0.3$  des Skew-Faktors. Leonhardt stellt scheinbare spezifische Widerstände  $\rho_{det}$  und Phasen  $\varphi_{det}$ , berechnet aus der Invarianten

$$\text{Det}(\underline{Z}) = Z_{xx} Z_{yy} - Z_{xy} Z_{yx}$$

nach Ranganayaki (1984) als Pseudo-Tiefenprofile dar. Ein Beispiel für das Profil A (gebildet aus den Stationen A1 - A20 sowie FAL) ist in Abb. 7 dargestellt. Deutlich erkennbar sind die Fränkische Linie (im Bereich der Station A7) als Leitfähigkeitssprung mit höheren scheinbaren Widerständen im Osten, die inhomogene Struktur der ZEV sowie deren östliche Begrenzung mit dem Übergang zum Falkenberger Granit (Stationen A20 und FAL). Betrachtet man die Pseudotiefen-Darstellung von  $\rho_{det}$  und  $\varphi_{det}$ , so ist im gesamten Meßgebiet in größerer Tiefe ein Bereich erhöhter Leitfähigkeit festzustellen, der an der Fränkischen Linie bis nahe an die Oberfläche reicht. Deutlicher als im Profil A wird ein steiles Einfallen der Fränkischen Linie im südlich gelegenen Profil C mit den Stationen C1 - C9 (Abb. 8).

#### Modellrechnung für die Stationen an der Fränkischen Linie

Das Einfallen der Fränkischen Linie nach Nordosten wird auch bei den längeren MT-Perioden bestätigt. Der dreidimensionale (3-D) Charakter der Strukturen östlich der Linie verbietet jedoch die Ableitung eines

durchgehenden 2-D Modells. Es werden daher zunächst nur, wie im Beispiel der Abb. 9, bei jeder der einzelnen Stationen die Daten der H-Polarisation (Magnetfeld in Richtung der Fränkischen Linie) mit 1-D Modellen interpretiert. Wegen der Stetigkeit der E-Feld-Komponente gibt bekanntlich die E-Polarisation ein besseres "mittleres Bild" einer komplizierten Struktur. Schnegg et al. (1986) haben jedoch gezeigt, daß in den meisten Fällen bei einer 2-D Struktur die H-Polarisation sich auf viel kürzeren Distanzen dem lokalen Charakter einer Struktur angleichen kann. Aus den Daten dieser Polarisation wird also zunächst durch einfaches Nebeneinanderlegen der 1-D Modelle eine 2-D Struktur abgeleitet. Schon in dieser provisorischen Struktur (Abb. 10) ist das Einfallen der Fränkischen Linie nach Nordosten gut erkennbar. Das Modell wird dann in eine allgemeine 2-D Struktur verwandelt (Abb. 11), mit dem Ziel, die Gesamtheit der Daten der H-Polarisation widerzugeben. Östlich der Station A10 muß angenommen werden, daß das abgeleitete 2-D Modell der Realität keineswegs entsprechen kann. Westlich davon wird man jedoch aus der guten Übereinstimmung zwischen berechneten und gemessenen Daten (Abb. 12) schließen dürfen, daß das Modell der Abb. 11 über die wahre Struktur auf der Fränkischen Linie selbst und deren westliche Flanke einigen Aufschluß gibt. Auf diesem Profilabschnitt lassen sich nämlich auch die Daten der E-Polarisation mit dem Modell recht gut erklären. Insbesondere ist wieder das Einfallen des guten Leiters nach Nordosten gut dokumentiert.

In diesem Zusammenhang darf vielleicht auch die Frage gestellt werden, ob das Einfallen nach Nordosten an der Fränkischen Linie nicht eher als eine Überschiebungstendenz der metamorphen Gesteine von Nordosten nach Südwesten angesehen werden soll.

#### Literatur

- Drews, C. : Ermittlung der Tiefenverteilung der elektrischen Leitfähigkeit in der Oberpfalz mit Hilfe der aktiven Audiomagnetotellurik, Diplomarbeit TU Braunschweig, 1986.
- Fischer, G., Schnegg, P.-A., Peguiron, M. & Le Quang, B.V. : An analytic one-dimensional magnetotelluric inversion scheme, Geophys. J. R. astr. Soc. , 67, 257-278, 1981.
- Leonhardt, F. : Audiomagnetotellurische Untersuchungen in der Oberpfalz, Diplomarbeit TU Berlin, 1987.

- Ranganayaki, R.P. : An interpretive analysis of magnetotelluric data, *Geophysics*, 49, 1730-1748, 1984.
- Schnegg, P.-A. & Fischer, G. : On-line determination of apparent resistivity in magnetotelluric soundings, in : *Protokoll Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung* (Hg. V. Haak & J. Homilius), Berlin-Lichtenrade, 1980.
- Schnegg, P.-A., Fischer, G., Le Quang, B.V. & Weaver, J.T. : Investigation of a buried vertical Fault with natural and controlled source AMT, *Annales Geophysicae*, 4B, 139-144, 1986.
- Weber, K. & Vollbrecht, A. (Hg.) : *Ergebnisse der Vorerkundungsarbeiten - Lokation Oberpfalz, 2. KTB-Kolloquium, Seeheim/Odenwald, Göttingen, 1986.*

# Stationskarte

○ Erbendorf

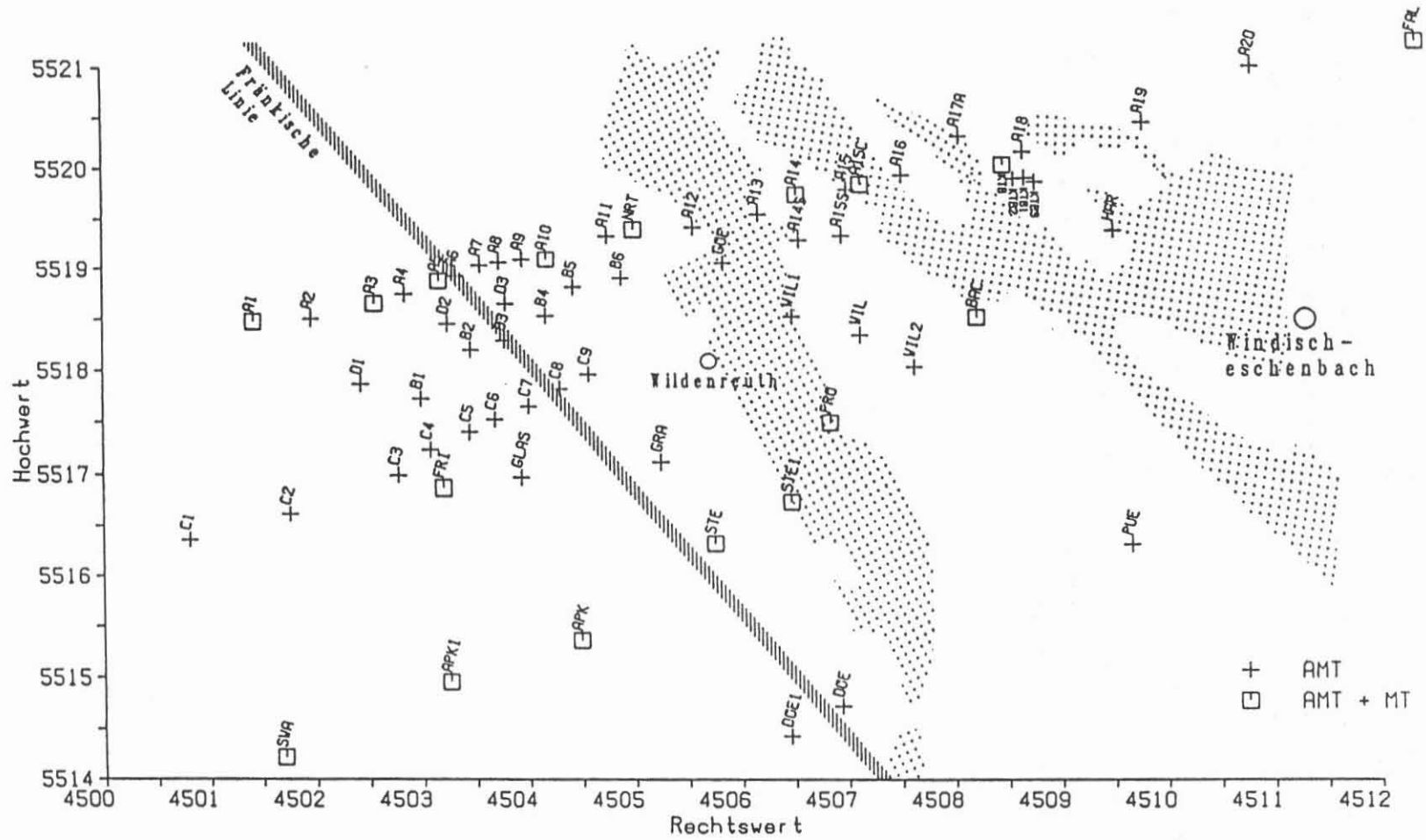


Abb. 1: Karte der AMT- und MT-Stationen mit Gauß-Krüger-Koordinaten und schematischer Darstellung von Fränkischer Linie und Amphibolit-Vorkommen (Punktraster)

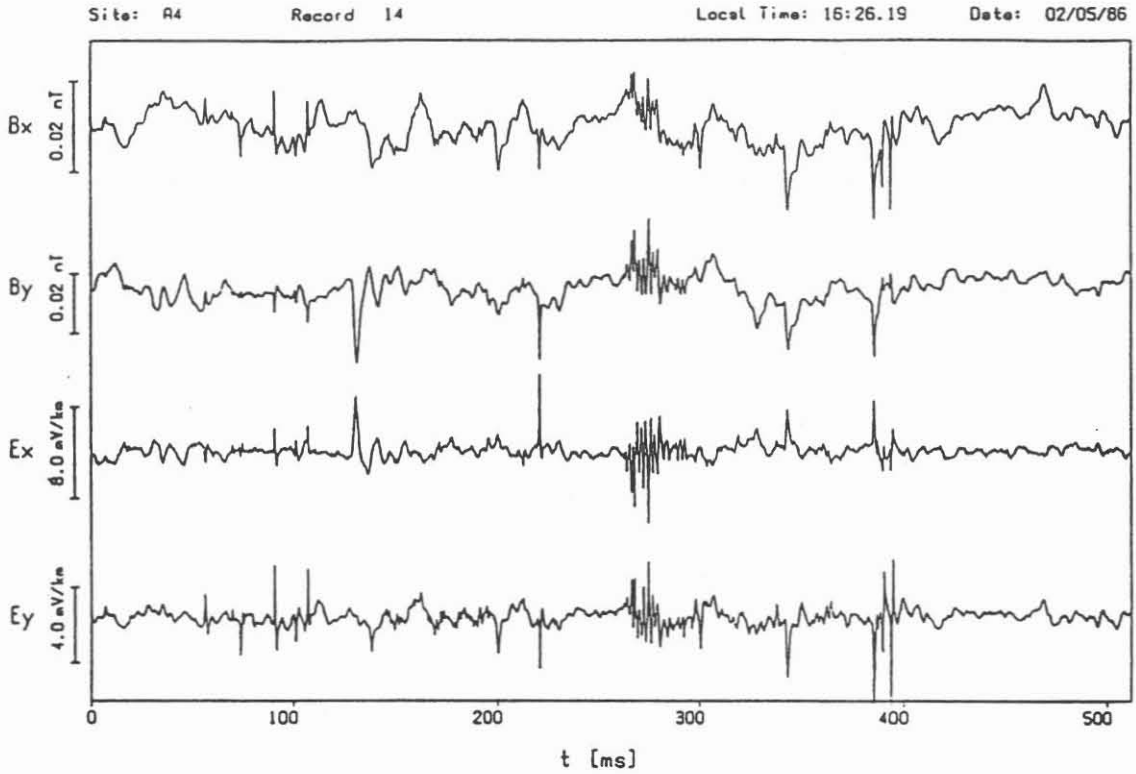


Abb. 2: Wenig gestörte audiomagnetotellurische Zeitreihen an der Station A4 (westlich der Fränkischen Linie)

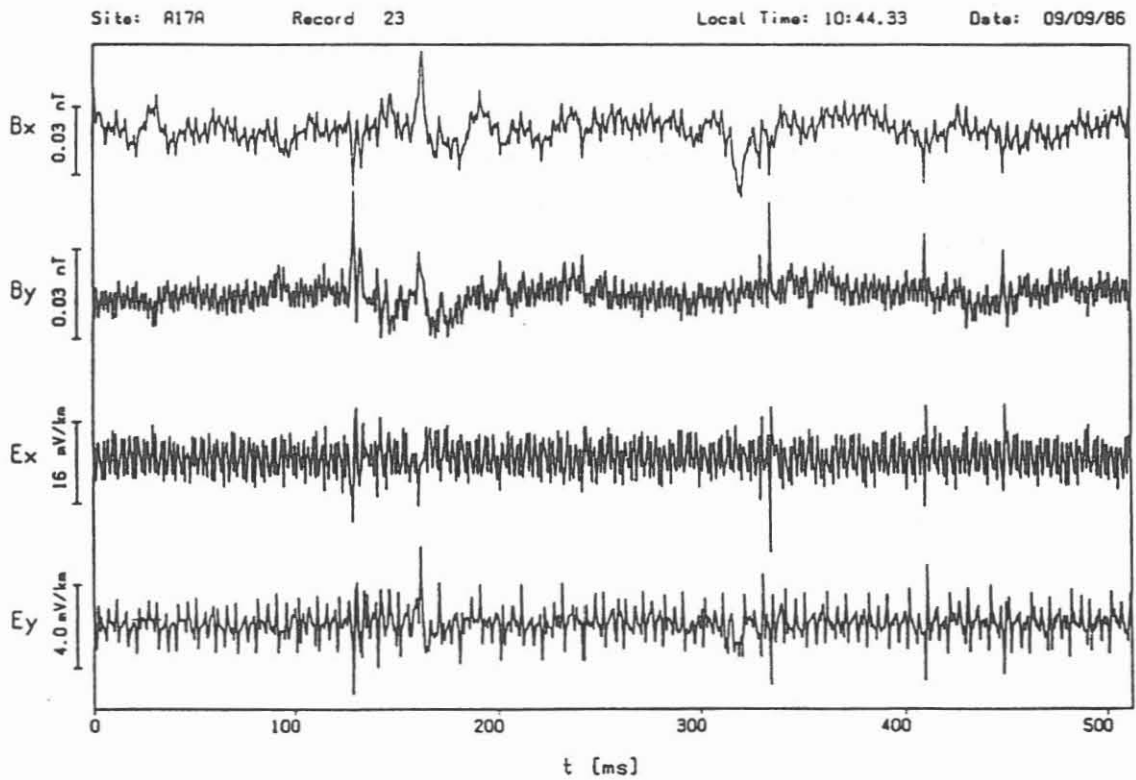


Abb. 3: Stark gestörte AMT-Registrierung an der Station A17 (nahe der KTB-Lokation)

Station : A4      x RHORxy    o RHORyx  
 x PHLxy      o PHLyx  
 a = Swift

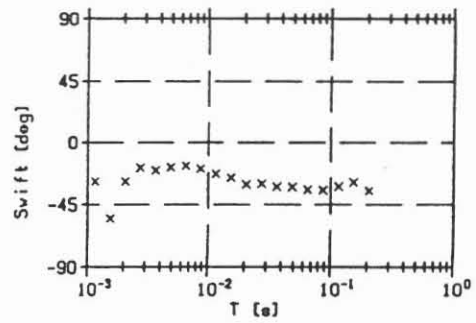
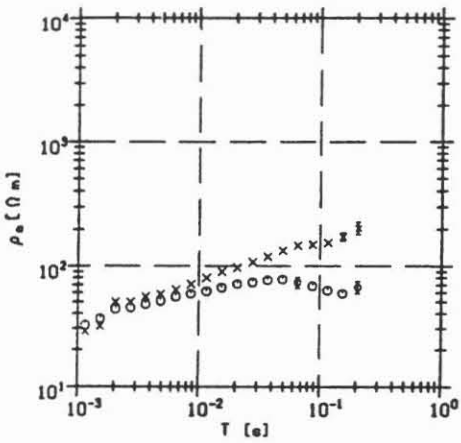
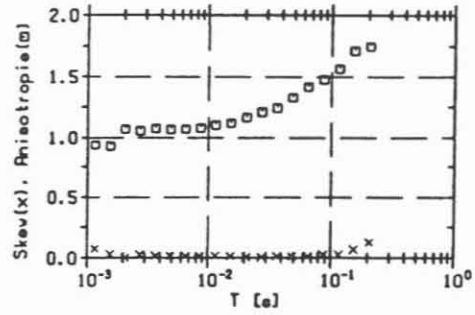
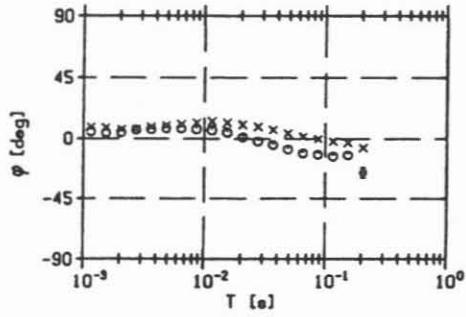
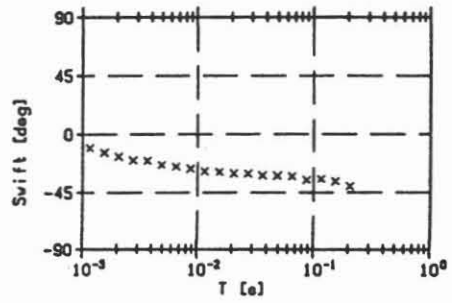
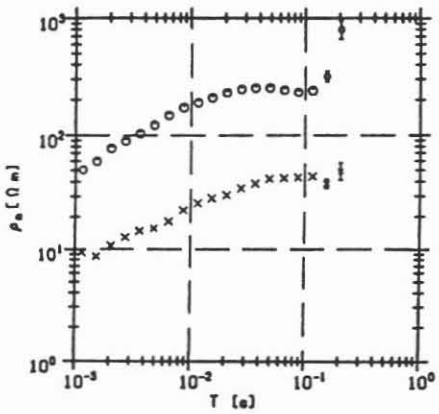
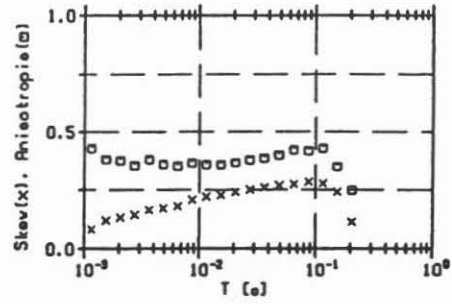
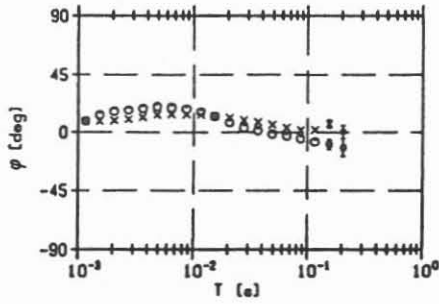


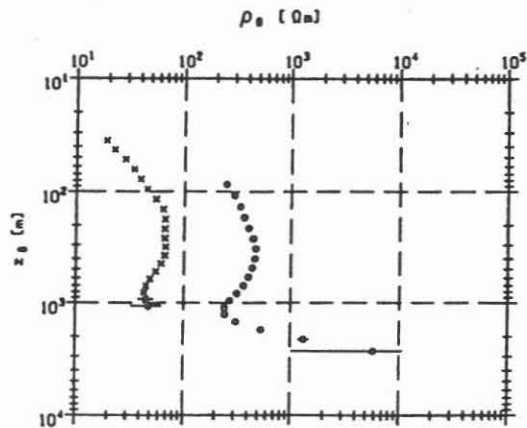
Abb. 4: Scheinbare spezifische Widerstände und Phasen sowie Swift-Winkel, Skew und Anisotropie für den AMT-Frequenzbereich an der Station A4 westlich der Fränkischen Linie



Station : A6      x RHO<sub>Rxy</sub>    o RHO<sub>Ryx</sub>  
                   x PHI<sub>Lxy</sub>    o PHI<sub>Lyx</sub>  
                   a = Swift



Station : A6      x RHO<sub>Rxy</sub>    o RHO<sub>Ryx</sub>  
                   a = Swift



Station : A6      x RHO<sub>Rxy</sub>    o RHO<sub>Ryx</sub>  
                   a = Swift

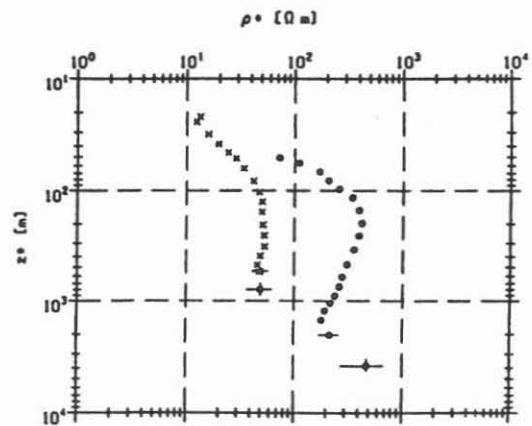


Abb. 5: Sondierungskurven (AMT) unmittelbar an der Fränkischen Linie mit  $\rho^* - z^*$ - und Bostick-Transformation  $\rho_B - z_B$

Station : A17A

x RHO<sub>Axy</sub>    o RHO<sub>Ayx</sub>  
 x PHI<sub>ixy</sub>    o PHI<sub>iyx</sub>  
 a = Swift

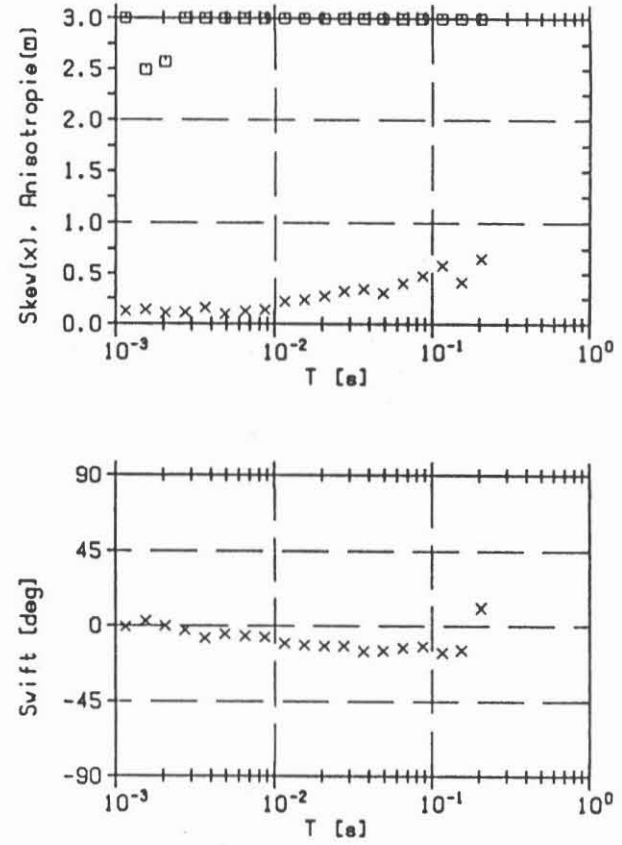
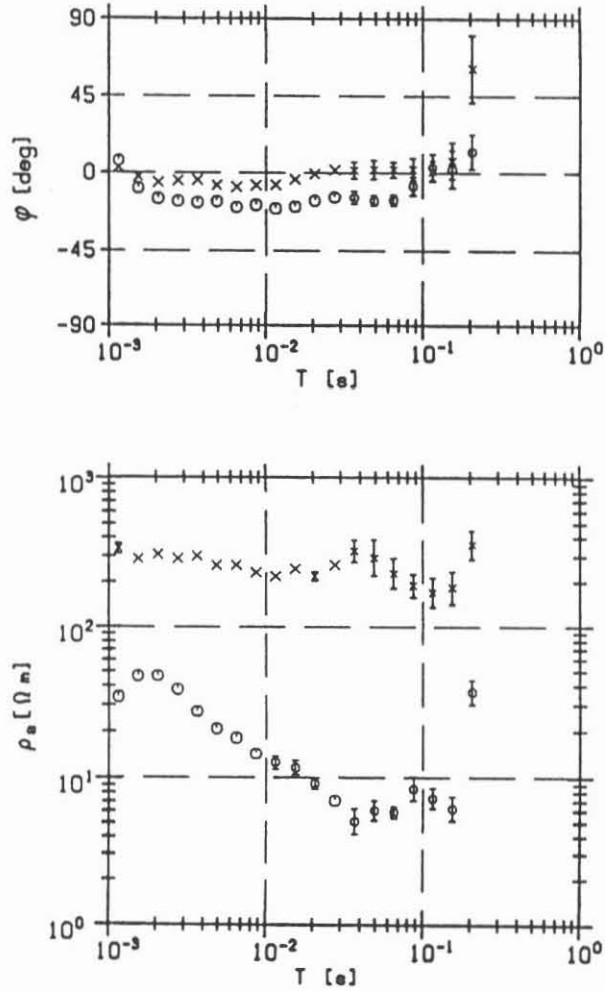
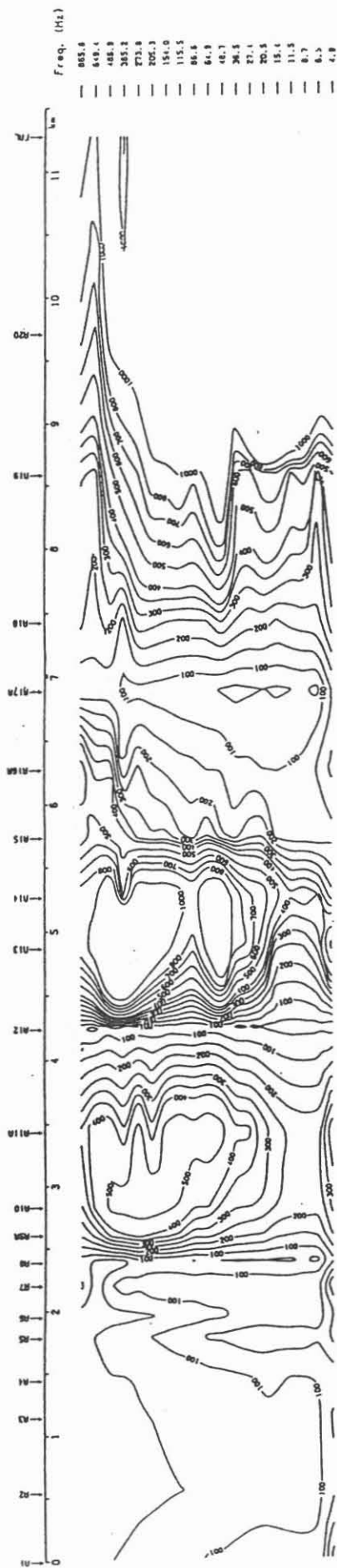


Abb. 6: Beispiel für eine AMT-Station auf der ZEV mit starker Anisotropie ( $A > 3$  nicht gezeichnet)

Pseudo-Tiefenprofil A  
Rho-De t.



Pseudo-Tiefenprofil A  
Phi-De t.

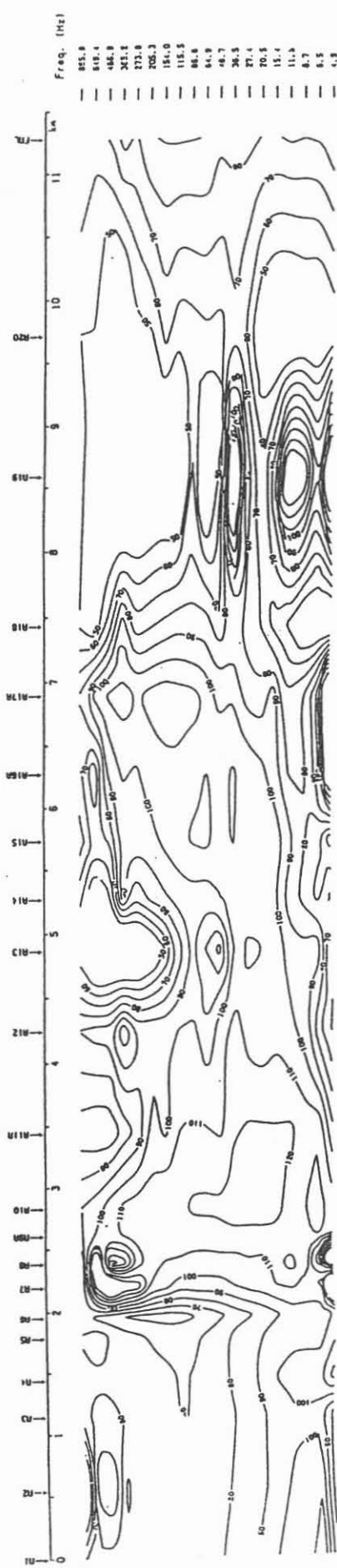
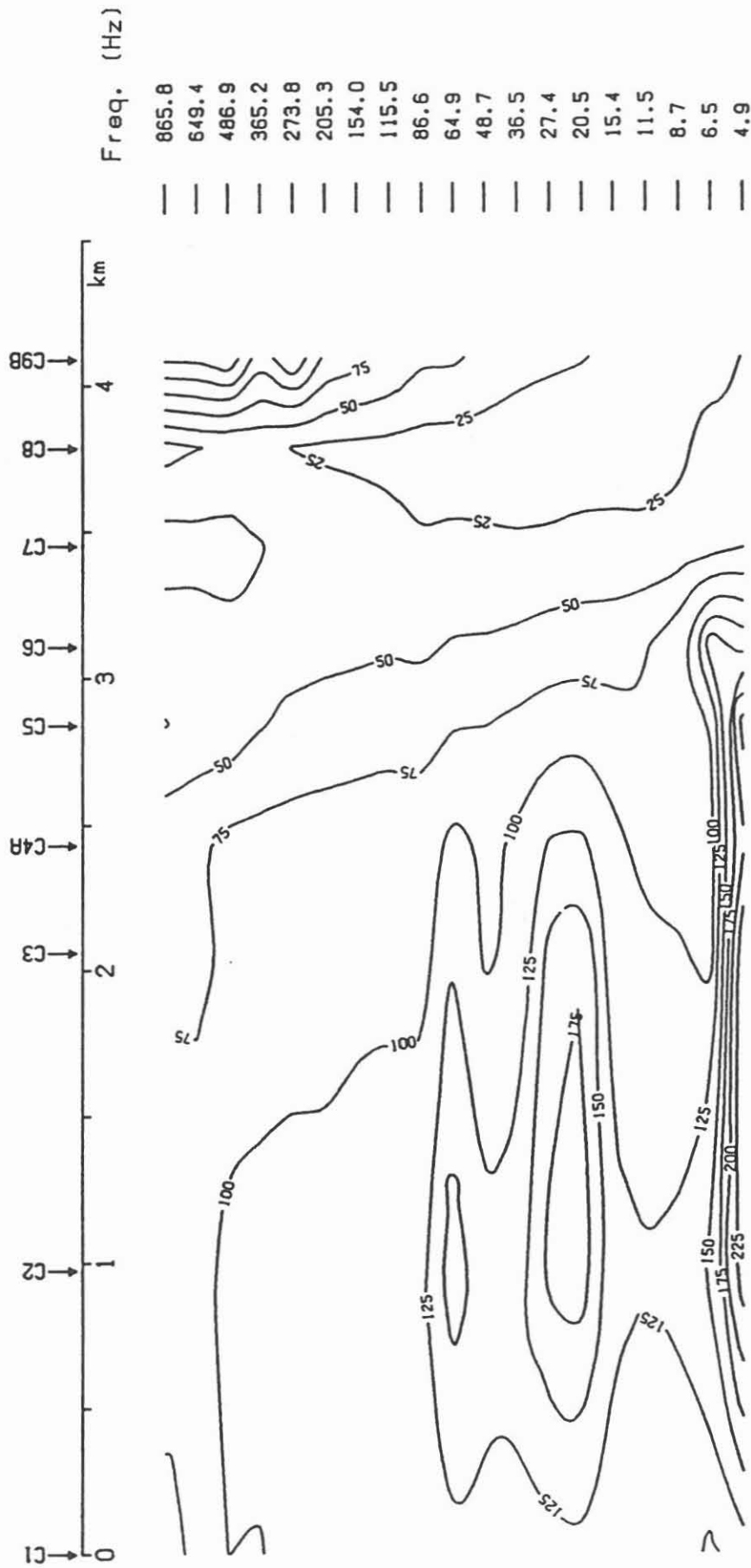


Abb. 7: Pseudo-Tiefenprofil A für  $\rho_{det}$  und  $\phi_{det}$

Pseudo-Tiefenprofil C  
Rho-Det.



Rengenyek i  
Rho-Det

Abb. 8: Pseudo-Tiefenprofil C für  $\rho_{det}$

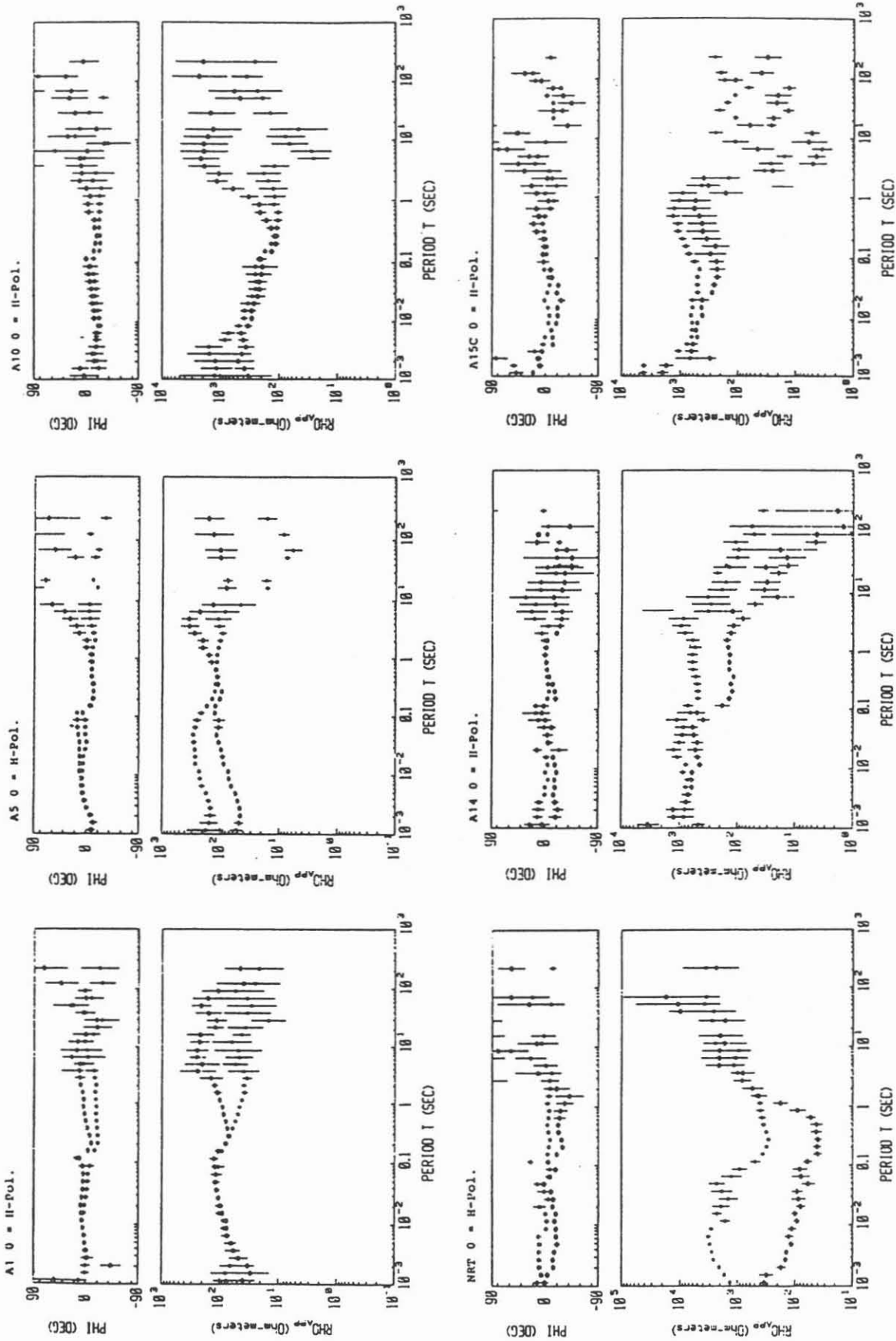


Abb. 9: MT- und AMT-Sondierungskurven an den Stationen A1, A5, A10, NRT, A14 und A15C

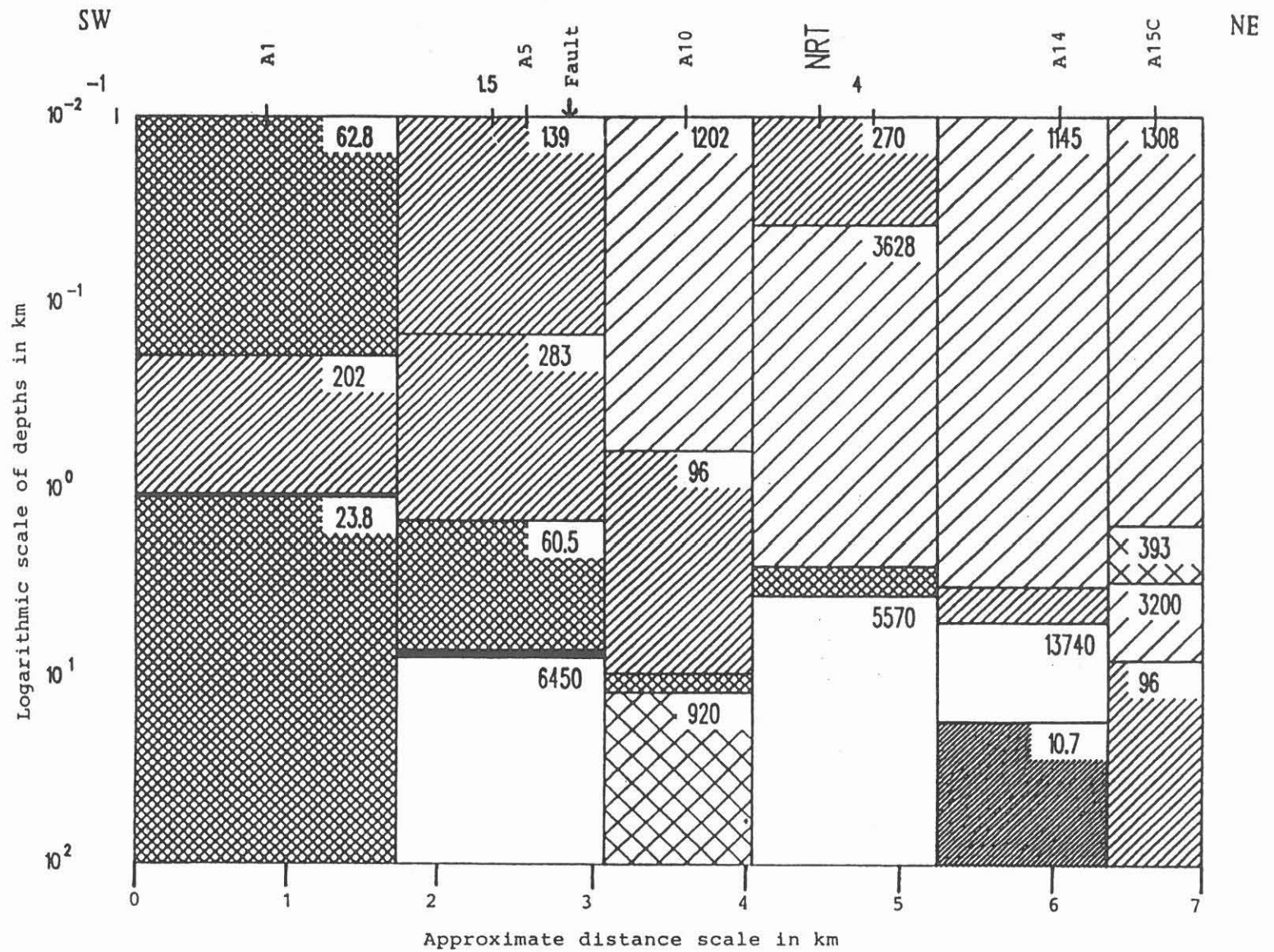


Abb. 10: Zweidimensionales Ausgangsmodell für Profil A

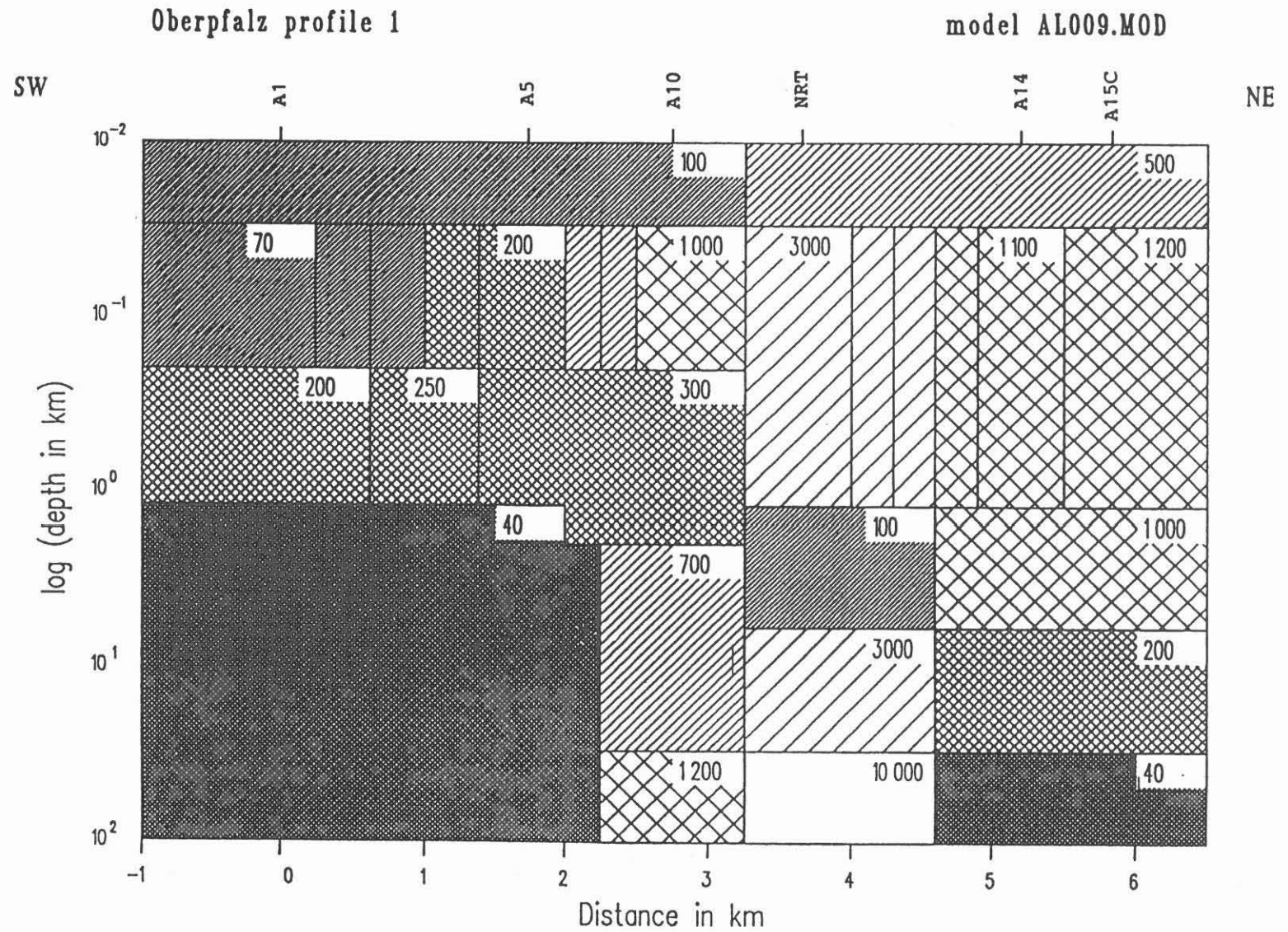


Abb. 11: Verbessertes 2-D Modell für Profil A, abgeleitet aus den Daten der H-Polarisation





Aktive Audiomagnetotellurik  
im KTB-Zielgebiet Oberpfalz



## AKTIVE AUDIOMAGNETOTELLURIK IM KTB-ZIELGEBIET OBERPFALZ

Chr. Drews

### Zusammenfassung

In der Vorerkundungsphase des Kontinentalen Tiefbohrprogrammes wurden in der Oberpfalz Messungen mit aktiver Audiomagnetotellurik zweier etwa NW-SE gerichteter Profile durchgeführt. Die Auswertung der Daten erfolgte eindimensional mit einem Inversionsprogramm.

Die ermittelten Leitfähigkeitsverteilungen lassen sich in drei Gruppen einteilen:

1. Granite und das Kristallin des Moldanubikums zeichnen sich durch hohe Widerstände ( $> 400 \text{ Ohm m}$ ) aus.
2. Im nördlichen Teil der ZEV nimmt der Widerstand in einigen hundert Metern Tiefe von  $200 - 600 \text{ Ohm m}$  bis auf Werte um  $10 \text{ Ohm m}$  ab.
3. In der südlichen ZEV, in Bereichen westlich der Fränkischen Linie und an einem im Saxothuringikum gelegenen Meßpunkt erklären eine oder mehrere gut leitende Zwischenschichten in hochohmiger Umgebung die Meßdaten.

---

Chr. Drews  
Institut für Geophysik und Meteorologie  
Technische Universität Braunschweig  
Mendelssohnstr. 3  
3300 Braunschweig

## Einleitung

In der Vorerkundungsphase des Kontinentalen Tiefbohrprogramms wurden vom Institut für Geophysik und Meteorologie der TU Braunschweig im Zielgebiet Oberpfalz Messungen mit Aktiver Audiomagnetotellurik durchgeführt. In dem Bestreben, eine möglichst vollständige Überdeckung eines großen Tiefenbereichs zu erreichen, bildet dieses Verfahren einen Übergang zwischen der oberflächennahen Schlumbergergeoelektrik und der erst bei größeren Eindringtiefen beginnenden passiven Magnetotellurik. In dem bei unserem Verfahren genutzten Frequenzbereich von 2500 bis ca. 0.1 Hz ist die natürliche Anregung gering und die technischen Störungen sind groß. Deshalb bietet sich hier die künstliche Anregung an, was bei unserer Apparatur mit einem geerdeten Dipol geschieht.

Die Messungen in der Oberpfalz und ihre Auswertung waren das Thema meiner Diplomarbeit. Die wichtigsten Ergebnisse sollen nun hier noch einmal zusammengefasst werden.

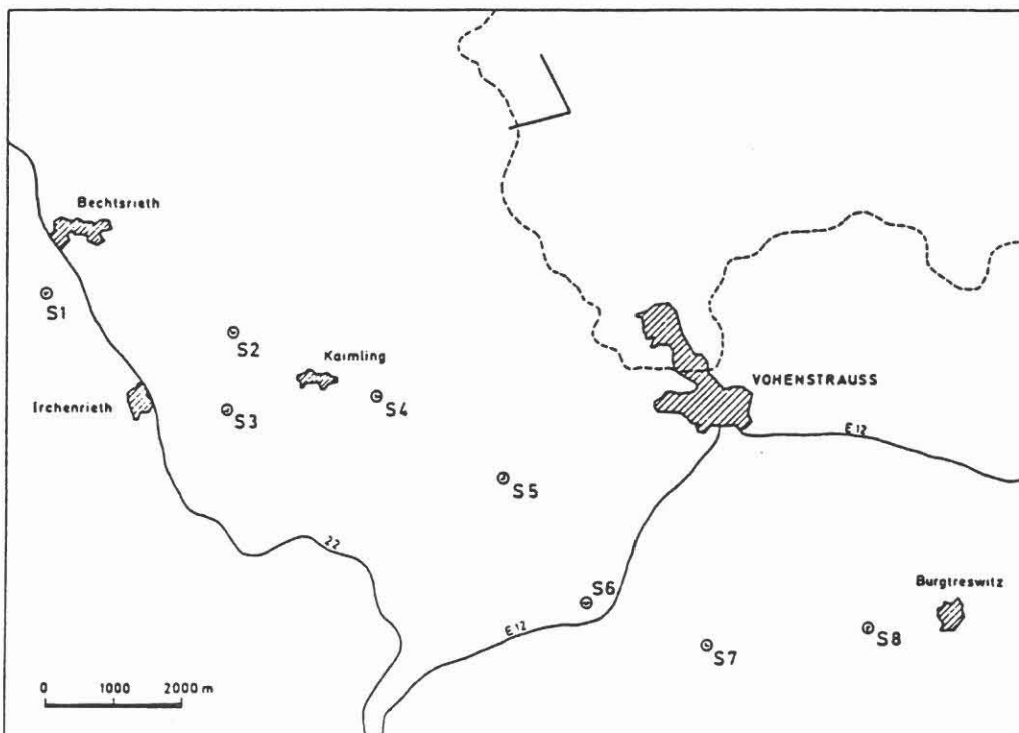


Abb.1a: Skizze des Meßgebietes, südlicher Teil

### Messungen

Die Meßpunkte liegen auf zwei Profilen, die beide etwa parallel zur B22 im Umfeld der KTB-Bohrung liegen (Abb.1a,b). Der Abstand zwischen den Profilen beträgt ungefähr 25 km, so daß zwei Senderaufbauten nötig waren. Denn selbst bei sehr guten Bedingungen für den Dipol, soll heißen bei geringen Übergangswiderständen der Erder, sind mit unserer Anlage größere Abstände zwischen Sender und Empfänger als etwa 10 km unrealistisch, da dann die Signale am Empfänger zu klein werden.

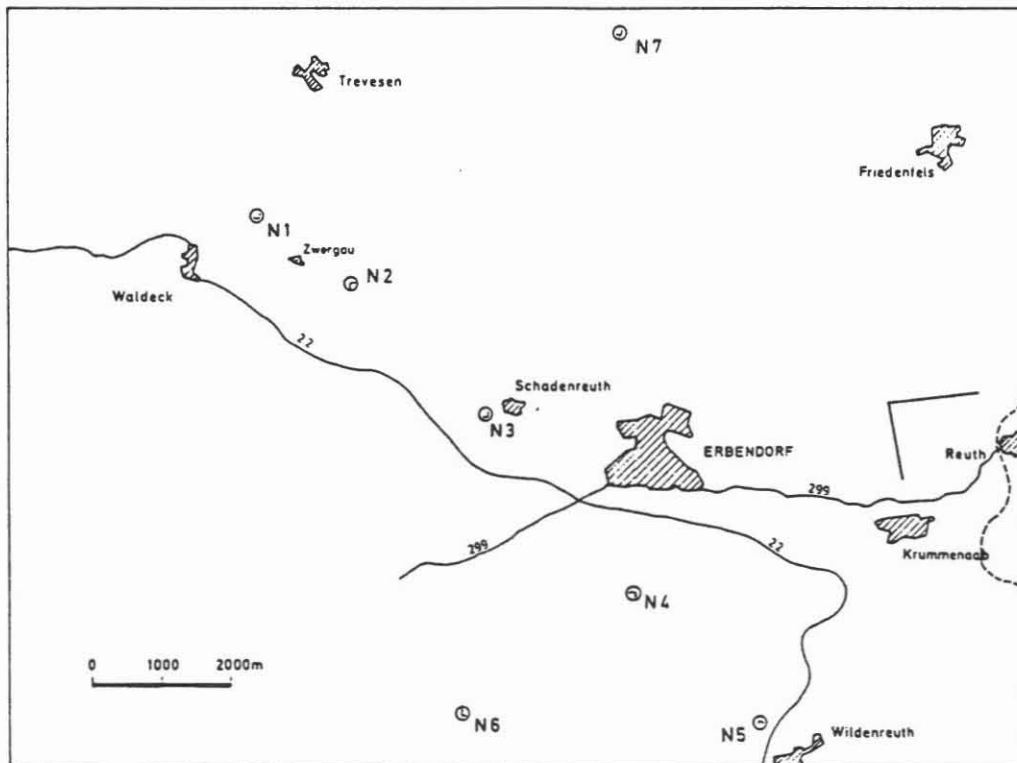


Abb.1b: Skizze des Meßgebietes, nördlicher Teil

Beide Profile überqueren die Zone Erbdorf - Vohenstrauss ( ZEV ). Das südliche Profil beginnt westlich der Fränkischen Linie im Mesozoikum, überquert innerhalb der ZEV den Leuchtenberger Granitkomplex und endet im Osten auf dem kristallinen Grundgebirge, dem Moldanubikum *senso stricto*. Bei dem nördlichen Profil wird das Saxothuringikum angeschnitten. Hier reichen die Meßpunkte allerdings nicht nach Osten über die ZEV hinweg. Der östlichste Punkt N5 liegt ungefähr 4 km westlich der Bohrlokation. Hinzu kommen hier noch ein nördlicher Punkt auf dem Steinwaldgranit und ein weiterer westlich der Fränkischen Linie.

Abb.2 zeigt den prinzipiellen Meßaufbau. An jedem Meßpunkt wurde nacheinander mit zwei zueinander orthogonalen Dipolen gemessen, so daß insgesamt  $4 \cdot 15 = 60$   $f_s$  - und Phasenkurven aufgenommen wurden.

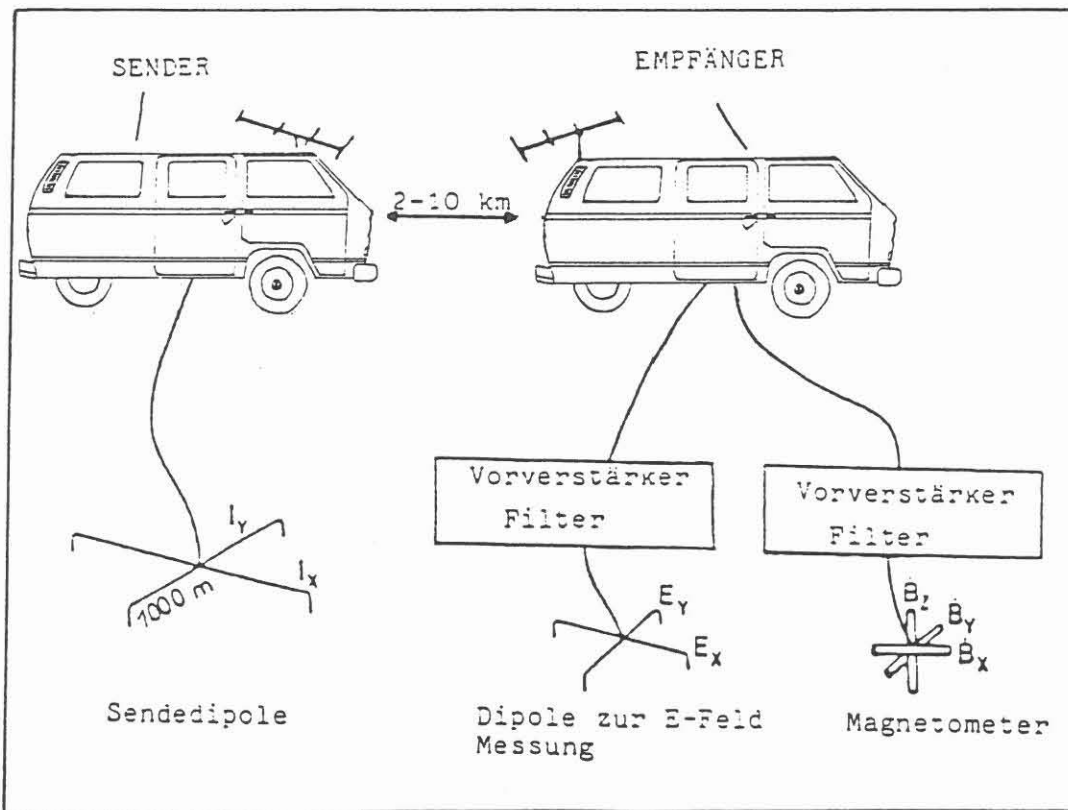


Abb.2: Prinzipskizze des Meßaufbaus



### Auswertung

Im ersten Schritt der Bearbeitung werden die im Feld in Nord-Süd und Ost-West-Richtung aufgenommenen Feldkomponenten in ein Zylinderkoordinatensystem transformiert, in dessen Ursprung der Sendedipol liegt (Abb.3). Die so erzeugten  $\rho_s$ - und Phasenkurven sind für uns am besten zu beurteilen, da sie im Gegensatz zu solchen Darstellungen, bei denen eine Transformation in das Hauptachsensystem des Impedanztensors vorgenommen wurde, unabhängig von Einflüssen durch die Geometrie des Meßaufbaus sind.

Anhand unserer Erfahrung können wir bereits vor der Computerauswertung ein mehr oder weniger gut passendes eindimensionales Modell "erraten". Denn ausser aus dem Fernfeldteil, in dem die  $\rho_s$ -Kurve schon ungefähr den Verlauf des tatsächlichen Widerstandes im Untergrund widerspiegelt, sind auch aus der Lage und dem Beginn des Nahfeldanstieges Rückschlüsse auf den Untergrund zu ziehen.

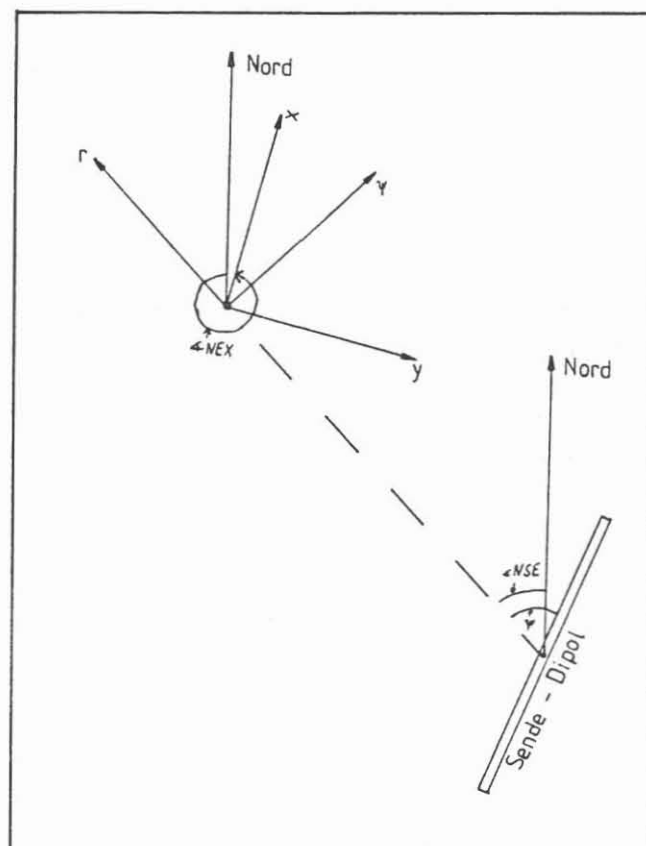
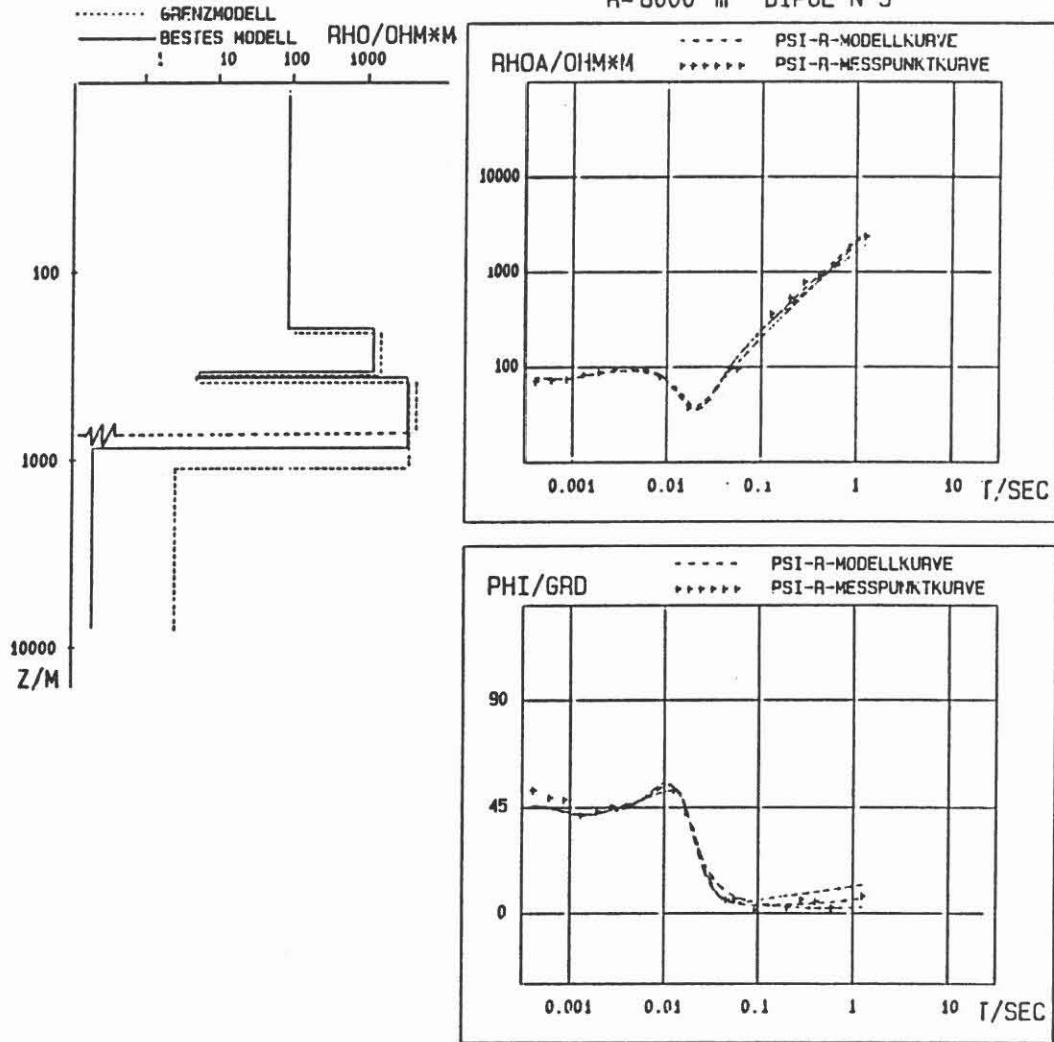


Abb.3: Definition der Koordinatensysteme

S1  
TREBSAU

PSI-R-KOMPONENTE

R=8000 m DIPOL N-S



	BESTES MODELL :	8.01E+01	1.08E+03	5.10E+00	3.12E+03	1.85E-01
RHO/OHM*M	GRENZMODELL :	8.01E+01	9.98E+02	4.96E+00	2.87E+03	2.33E+00
	GRENZMODELL :	8.02E+01	1.17E+03	5.24E+00	3.39E+03	1.47E-02
	BESTES MODELL :	2.03E+02	1.44E+02	2.63E+01	5.11E+02	
D/M	GRENZMODELL :	1.98E+02	1.46E+02	2.77E+01	7.57E+02	
	GRENZMODELL :	2.08E+02	1.41E+02	2.49E+01	3.45E+02	

Abb.4a:S1 Trebsau NS PsiR, Meßwerte und Modelle

Trebsau NS-PSIR  
S1

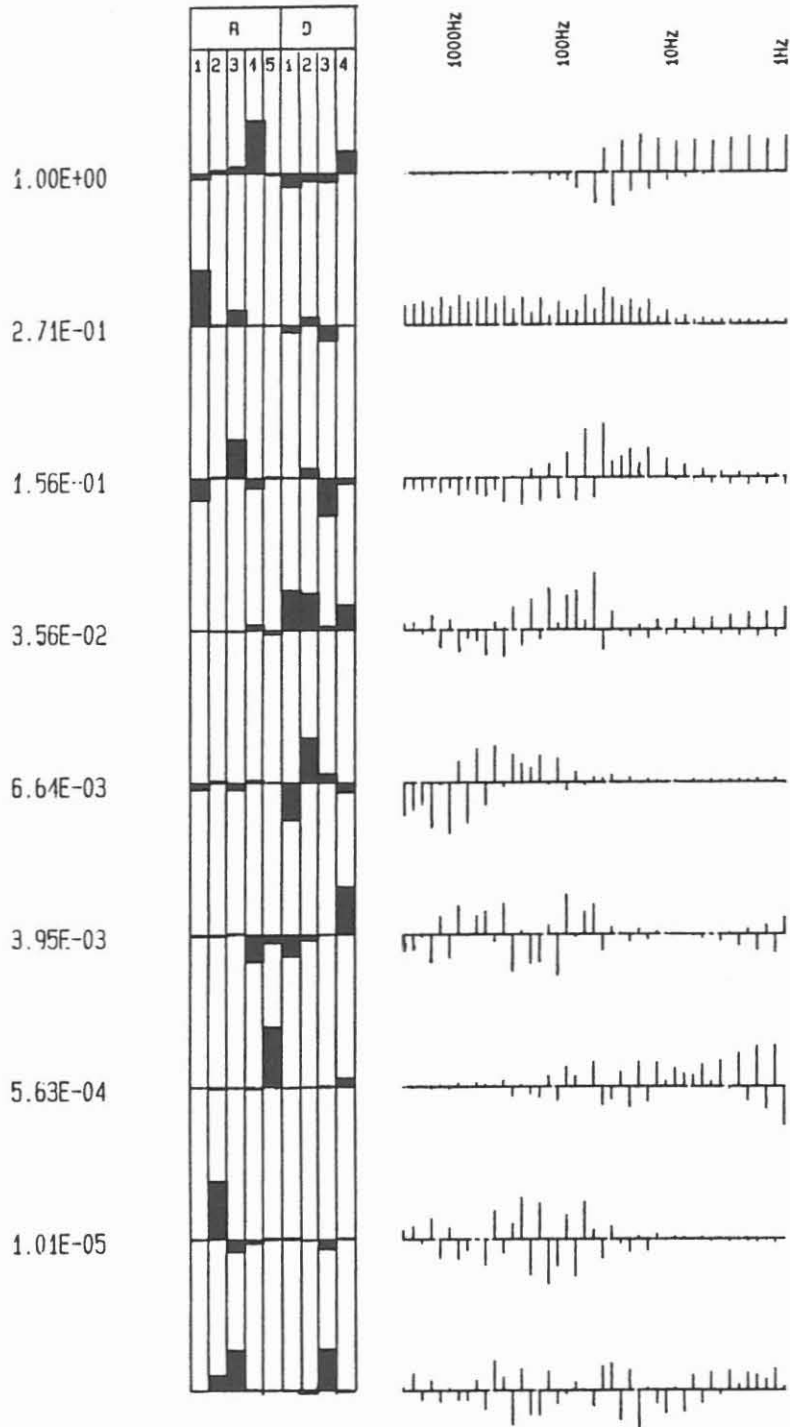


Abb.4b:S1 Trebsau NS Psi R, Eigenvektoren

So spalten die im Nahfeld des Dipols mit  $45^\circ$  ansteigenden Äste der zwei zu einer Anregungsrichtung gehörenden Polarisationen ( $E_T/H_V$  und  $E_V/H_T$ ) in einer Halbraumkurve mit dem Faktor 4 auf. Liegt aber in der Tiefe, die zum Übergangsbereich zwischen Fern- und Nahfeld gehört ein Widerstandskontrast vor, so verändert sich diese Aufspaltung. Bei hochohmigerem Liegendem wird der Aufspaltungsfaktor geringer, und bei besser leitendem Untergrund wird er größer.

Die genaue eindimensionale Auswertung geschieht dann mit einem Inversionsprogramm, das zur Stabilisierung den Marquardt-Algorithmus benutzt. Die Ergebnisse einer solchen Inversion lassen sich am besten an einem Beispiel erläutern. Dies soll für den Punkt S1 Trebsau (Abb.4a,b) geschehen. In dem Plot sind die Meßwerte für  $\beta_s$  und Phase in der üblichen logarithmischen Darstellung über der Periode eingetragen. Dazu kommen die rechnerisch ermittelten Kurven für das beste eindimensionale Modell, sowie eine graphische und numerische Darstellung dieses Modells. Die Anzahl der Schichten wird durch das Startmodell vorgegeben. Als weiteres Ergebnis findet man in dem Plot noch ein oder mehrere Grenzmodelle in der selben Weise dargestellt. Diese Grenzmodelle entstehen durch Variation schlecht aufgelöster Modellparameter oder Parameterkombinationen. Dies geschieht solange, bis eine vorgegebene mittlere quadratische Abweichung von den Meßwerten, abhängig von der erzielten Anpassung des besten Modells, erreicht ist. An dem Beispiel sieht man, daß hier z.B. die Variation des Liegendwiderstandes interessant ist, da sich herausstellt, daß er erheblich verändert werden kann, ohne daß die Kurven deutlich von den Meßwerten abweichen.

Für welche Parameterkombinationen es sinnvoll ist, Grenzmodelle zu berechnen, um die wirklich in der Messung enthaltene Information zu finden, läßt sich an dem zweiten Plot zu einem Meßpunkt (hier Abb.4b) ablesen.

Dort sind die normierten Eigenwerte der Inversionsmatrix angegeben und die zugehörigen Parameter- und Dateneigenvektoren graphisch dargestellt. Die Eigenwerte sind der Größe nach geordnet, das heißt, der Parametereigenvektor in der obersten Zeile gibt die am besten aufgelöste Parameterkombination an. In diesem Beispiel ist dies der Widerstand der vierten Schicht, wobei allerdings auch die Mächtigkeit dieser Schicht dazu gehört. Bei der Berechnung von Grenzmodellen zu diesem Eigenwert würde also das Produkt von Dicke und Leitfähigkeit dieser Schicht variiert. Da dieser Eigenwert aber so groß ist, sind keine großen Variationen zu erwarten. Am zweitbesten ist hier der Widerstand der ersten Schicht aufgelöst, und man sieht auch an dem Dateneigenvektor, daß die Information hierüber in einem großen Teil der Daten, nämlich von 2500 - ca.10 Hz steckt. Soll heißen, der Hangendwiderstand beeinflusst die Meßwerte in diesem Fall bis in den Übergangsbereich zum Nahfeld, in der  $\rho_s$  - Kurve an dem "Unterschwinger" zu erkennen. Die Mächtigkeit dieser Schicht kommt allerdings erst bei dem viertgrößtem Eigenwert vor und auch nur in Kombination mit  $D_2$  und  $D_4$  .

Dieser Darstellung können zwar nicht direkt quantitative Fehlerbalken entnommen werden, sie liefert aber einen anschaulichen Hinweis auf die Zuverlässigkeit der Modelle.

### Ergebnisse

Die Meßpunkte lassen sich anhand der ermittelten Leitfähigkeitsmodelle in drei Gruppen einteilen.

1.) Modelle mit durchgehend mehr oder weniger hohen Widerständen ( $> 400 \Omega * m$ ). Hierzu gehören der Meßpunkt N7 auf dem Steinwaldgranit, die Punkte S4 und S5 auf dem Leuchtenberger Granit und der Punkt S8 auf dem Moldanubikum Senso Stricto, also dem im Osten des Bohrgebiets anstehendem kristallinem Grundgebirge.

Bei allen diesen Punkten ist davon auszugehen, daß wir mit dem Empfänger auf kristallinem Gestein standen, und daß dieses mindestens bis an die Grenzen der Aussagetiefe der AAMT hinabreicht. Denn diese Widerstände sind typisch für bergfeuchte kristalline Gesteine, wie man in einschlägigen Tabellen nachlesen kann (z.Bsp. Deppermann et al., 1961).

Als Beispiel für diese Gruppe will ich den Punkt N7 etwas näher betrachten (Abb.5a,b). Hier konnten einmal die zwei Polarisierungen einer Anregungsrichtung mit einem gemeinsamen Modell ausgewertet werden, was darauf hindeutet, daß der Untergrund tatsächlich so eindimensional ist, wie wir es für die Interpretation voraussetzen. In der Eigenwertanalyse (Abb.5b) gibt es deshalb zu jedem Eigenwert zwei Dateneigenvektoren, einen zu der RPSI-Komponente und einen zu der PSIR-Komponente.

Bei den Eigenwerten ist ein deutlicher Sprung um nahezu drei Größenordnungen vom dritten auf den vierten Eigenwert zu sehen, das heißt, hier ist die Grenze in der Auflösbarkeit zu ziehen. Der vierte Eigenwert gehört zu dem Produkt  $\rho_1 * D_1$ ; für diese gut leitende Zwischenschicht steckt also keine eindeutige Aussage über dieses Produkt in den Meßwerten. Das ist auch an den Grenzmodellen zu erkennen.

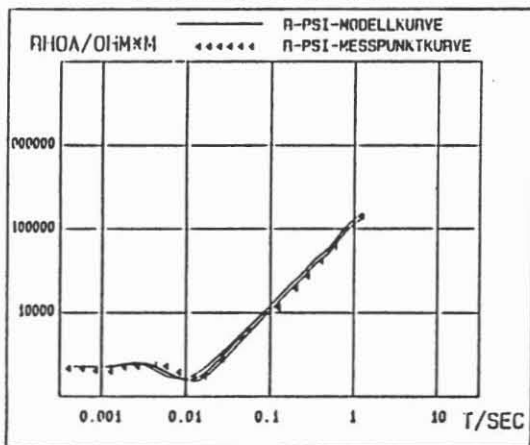
Ihre integrierte Leitfähigkeit  $D_1 / \rho_1$  bleibt aber bei der Variation mit ungefähr 1.6 S erhalten. Dieser Quotient ist ja auch in dem Parametereigenvektor zum größten Eigenwert enthalten. Ausserdem kann keine genaue Aussage über den Liegendwiderstand  $\rho_1$  gemacht werden, der durch den kleinsten Eigenwert repräsentiert wird. Er muß aber eindeutig hochohmig sein, da die beiden Nahfeldäste fast überhaupt nicht aufspalten.

2.) Die Meßpunkte N2, N3, N4 und N5 auf dem nördlichen Teil der ZEV, oder an deren Rand gelegen: Ihnen gemeinsam ist eine Abnahme des Widerstandes in einigen hundert Metern Tiefe, von 200 - 600  $\Omega * m$  auf Werte um 10  $\Omega * m$ .

N7  
WALDHAUS

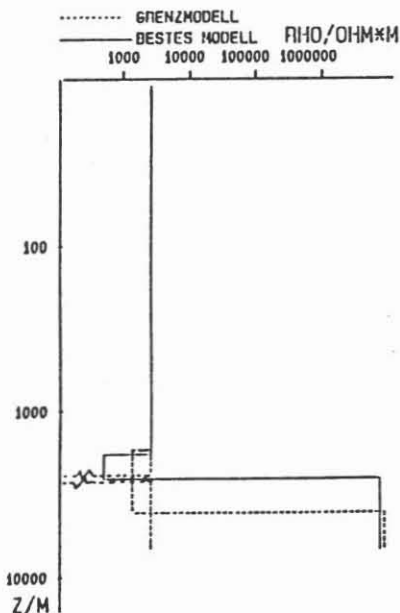
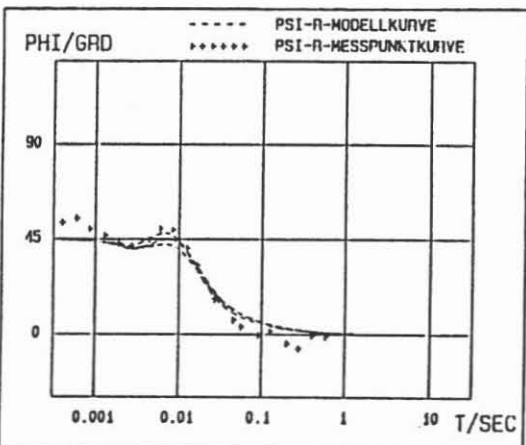
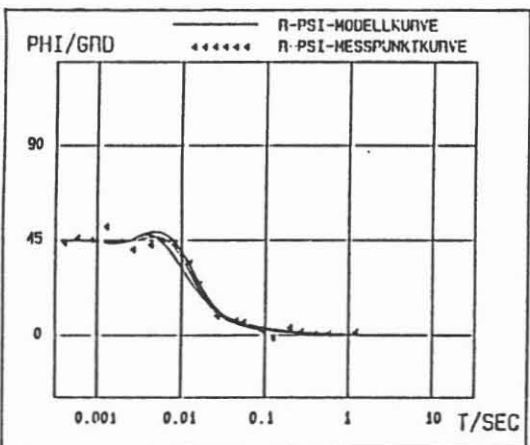
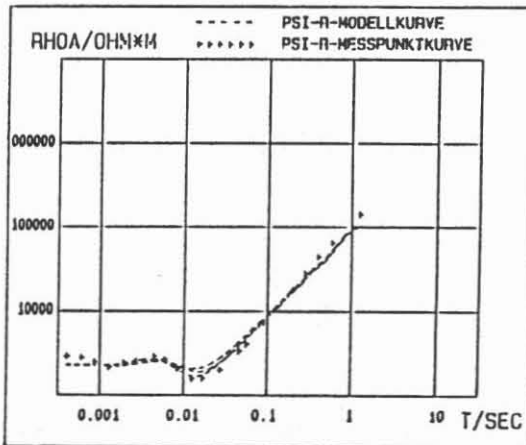
R-PSI-KOMPONENTE

R=7200 m DIPOL NS,



PSI-R-KOMPONENTE

R=7200 m DIPOL NS,



	BESTES MODELL :	2.34E+03	4.55E+02	6.56E+06
RHO/OHM*M	GRENZMODELL :	2.35E+03	1.25E+03	7.28E+06
	GRENZMODELL :	2.31E+03	1.04E+01	4.70E+06
	BESTES MODELL :	1.07E+03	7.70E+02	
D/M	GRENZMODELL :	1.74E+03	2.17E+03	
	GRENZMODELL :	2.33E+03	2.91E+01	

Abb.5a: N7 Waldhaus Dipol NS, Meßwerte und Modelle

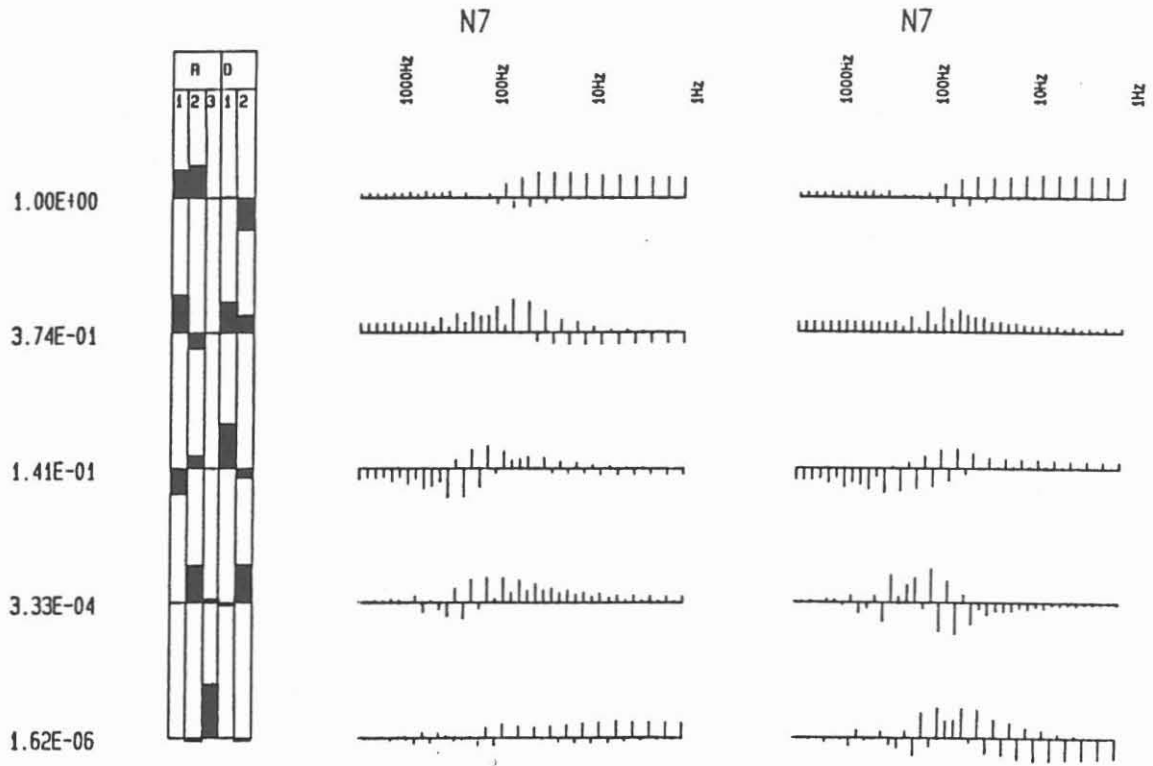


Abb.5b:N7 Waldhaus Dipol NS, Eigenvektoren



Das erste Beispiel soll hier der Punkt N5 sein (Abb.6a,b). Das Dreischichtmodell zeigt eine mit zunehmender Tiefe immer besser werdende Leitfähigkeit. Bildet man anhand der Grenzmodelle ein Gebiet zulässiger Modelle, so ist auch eine kontinuierliche Abnahme des Widerstandes mit der Tiefe denkbar. Zu dem zweitgrößten Eigenwert gehörend, ist der Liegendwiderstand sehr gut bestimmt. Seine Variation ergab zulässige Werte zwischen 2.5 und  $11 \Omega \cdot m$ . Auch hier liefert noch eine zweite Kurve, nämlich die R $\Psi$ i - Kurve des anderen Dipols (Abb.7a,b), ein annähernd gleiches Modell. Zwar wird hier bei der Inversion eine schlecht leitende Zwischenschicht eingeführt, doch ist der Leitwert dieser Schicht  $\xi_3 / D_3$  nicht aufgelöst. Der Versuch, durch die Vorgabe einer vierten Schicht bei der Inversion wiederum der  $\Psi$ iR - Komponente des Ost - West - Dipols, die Unterkante des guten Leiters zu ermitteln, ist leider fehlgeschlagen. Denn wie an der Eigenwertdarstellung dieses Programmlaufs (Abb.8b) abzulesen, ist das Modell damit deutlich überparametrisiert. Der Eigenwert zu dem Widerstand dieser zusätzlichen Schicht ist um ganze fünf Größenordnungen kleiner als der Nächstgrößte. Dies wird dann auch wieder an den Grenzmodellen überdeutlich. Wenn man also eine Aussage darüber machen möchte, so höchstens die, daß ein Wiederanstieg des Widerstandes frühestens in etwa 3000 - 4000 m Tiefe zu erwarten ist. Ein ganz ähnliches Bild bietet der Meßpunkt N4 (Abb.9a,b). Allerdings werden hier die Verhältnisse schon ab etwa 1600 m Tiefe unklar.

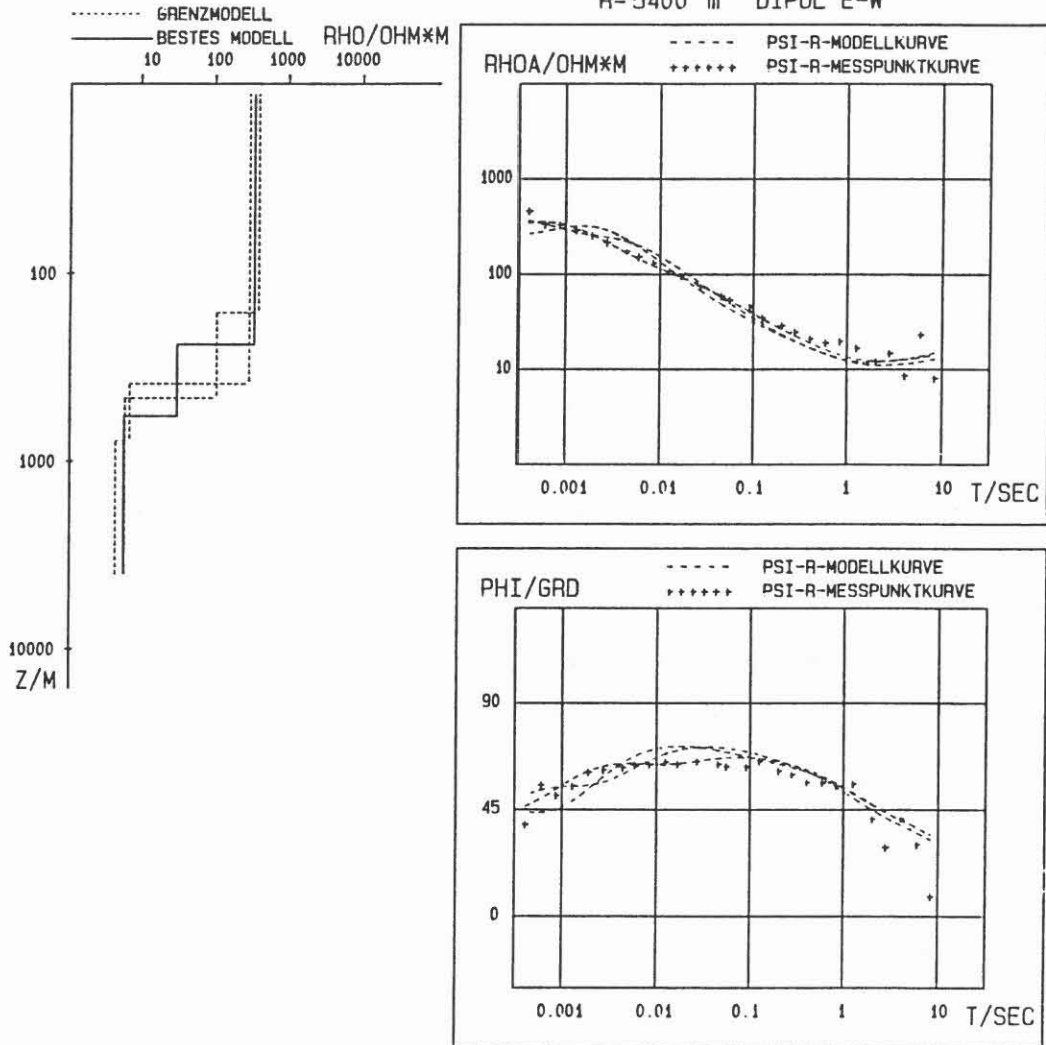
3.) Übrig bleiben noch die Punkte S3 und S6 im Süden der ZEV, der Punkt S7 auf der Grenze der ZEV zum Moldanubikum, die Punkte S1 und N6 westlich der Fränkischen Linie und N1 auf dem Saxothuringikum.

Hier überall waren die Verhältnisse komplizierter als in den vorher beschriebenen Fällen. Es waren überwiegend 4- und 5-Schicht - Fälle mit einer oder mehreren gutleitenden Zwischenschichten in hochohmigerem Substrat nötig, um die Meßdaten zu interpretieren.

N5  
DER BUEHL

PSI-R-KOMPONENTE

R=5400 m DIPOL E-W



	BESTES MODELL :	3.07E+02	2.79E+01	5.40E+00
RHO/OHM*M	GRENZMODELL :	3.55E+02	1.00E+02	5.84E+00
	GRENZMODELL :	2.66E+02	7.73E+00	4.99E+00
	BESTES MODELL :	2.45E+02	3.44E+02	
D/M	GRENZMODELL :	1.63E+02	2.94E+02	
	GRENZMODELL :	3.68E+02	4.03E+02	

Abb.6a: N5 Der Buehl EW PsiR, Meßwerte und 3-Schichtmodelle

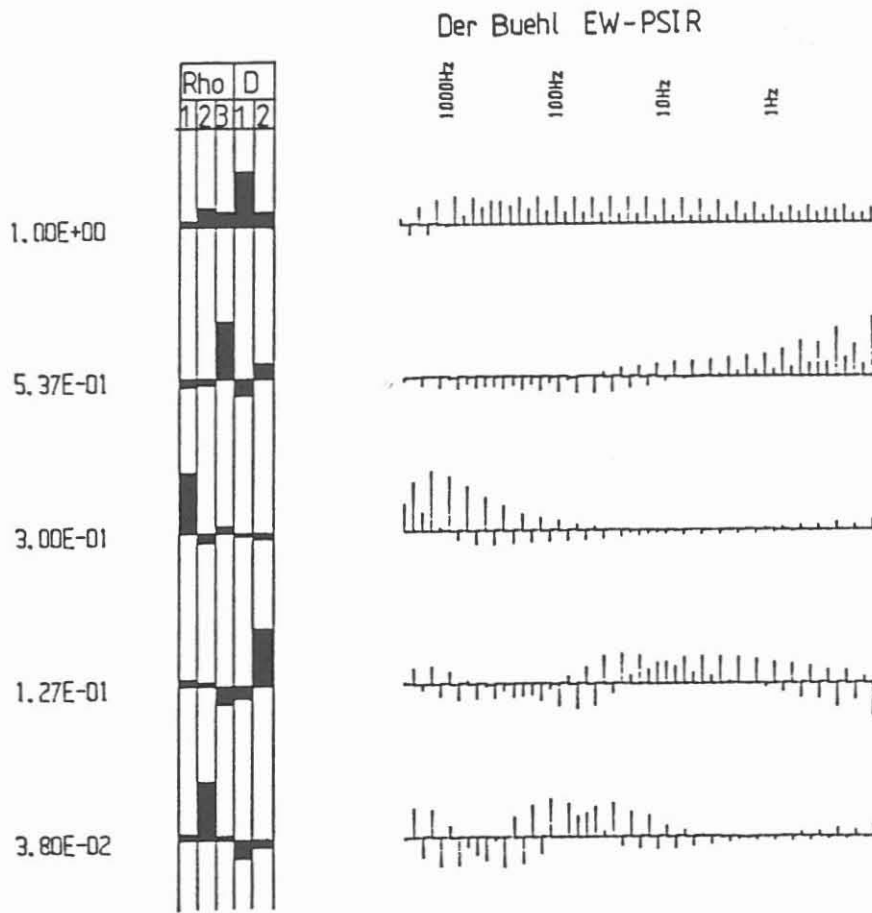
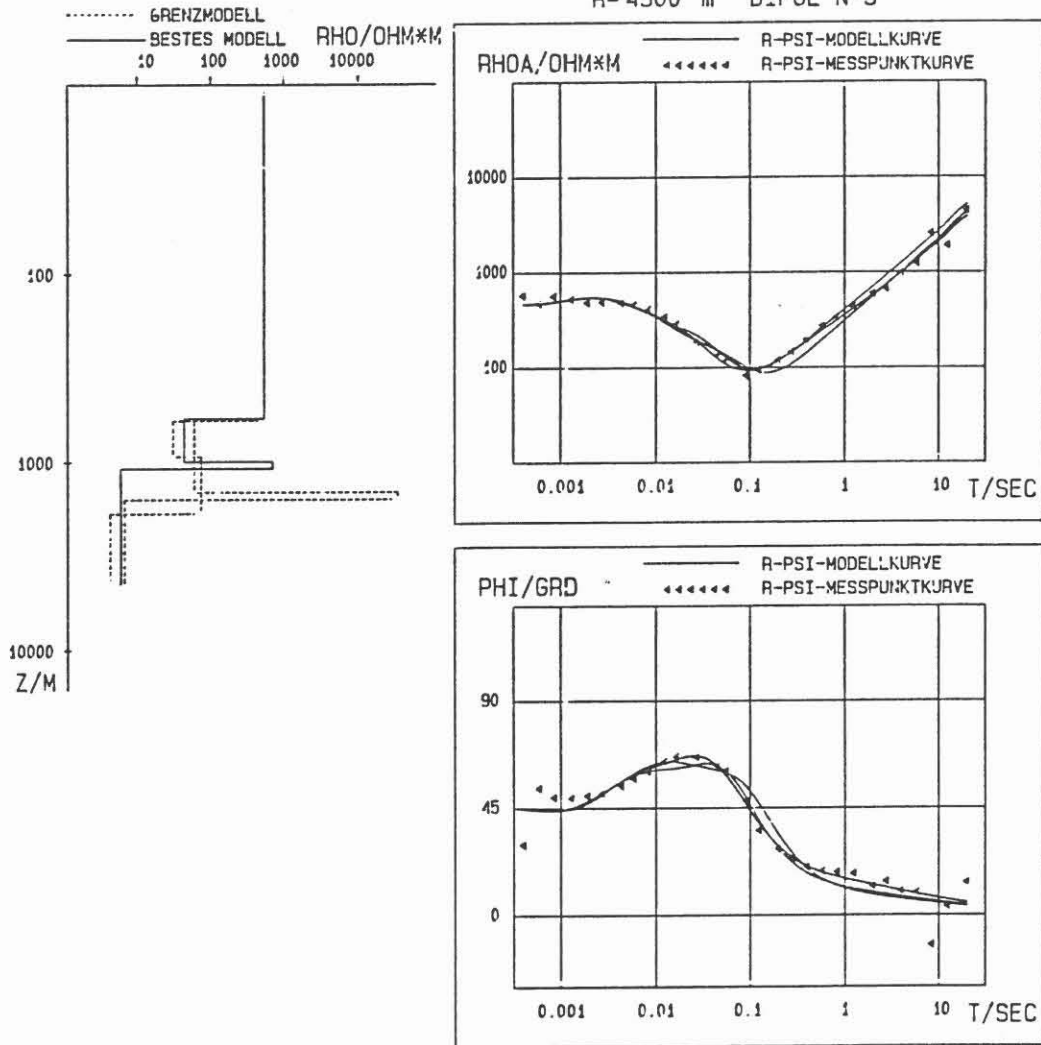


Abb.6b: N5 Der Buehl EW PsiR, Eigenvektoren zum 3-Schichtfall

N5  
DER BUEHL

R-PSI-KOMPONENTE

R= 4500 m DIPOL N-S



	BESTES MODELL :	4.78E+02	3.92E+01	6.26E+02	5.39E+00
RHO/OHM*M	GRENZMODELL :	4.76E+02	3.24E+01	7.09E+01	4.94E+00
	GRENZMODELL :	4.81E+02	5.53E+01	3.01E+04	6.30E+00
	BESTES MODELL :	5.98E+02	4.17E+02	9.18E+01	
D/M	GRENZMODELL :	6.16E+02	2.83E+02	9.26E+02	
	GRENZMODELL :	5.68E+02	8.31E+02	1.51E+00	

Abb.7a: N5 Der Buehl NS RPsi, Meßwerte und Modelle

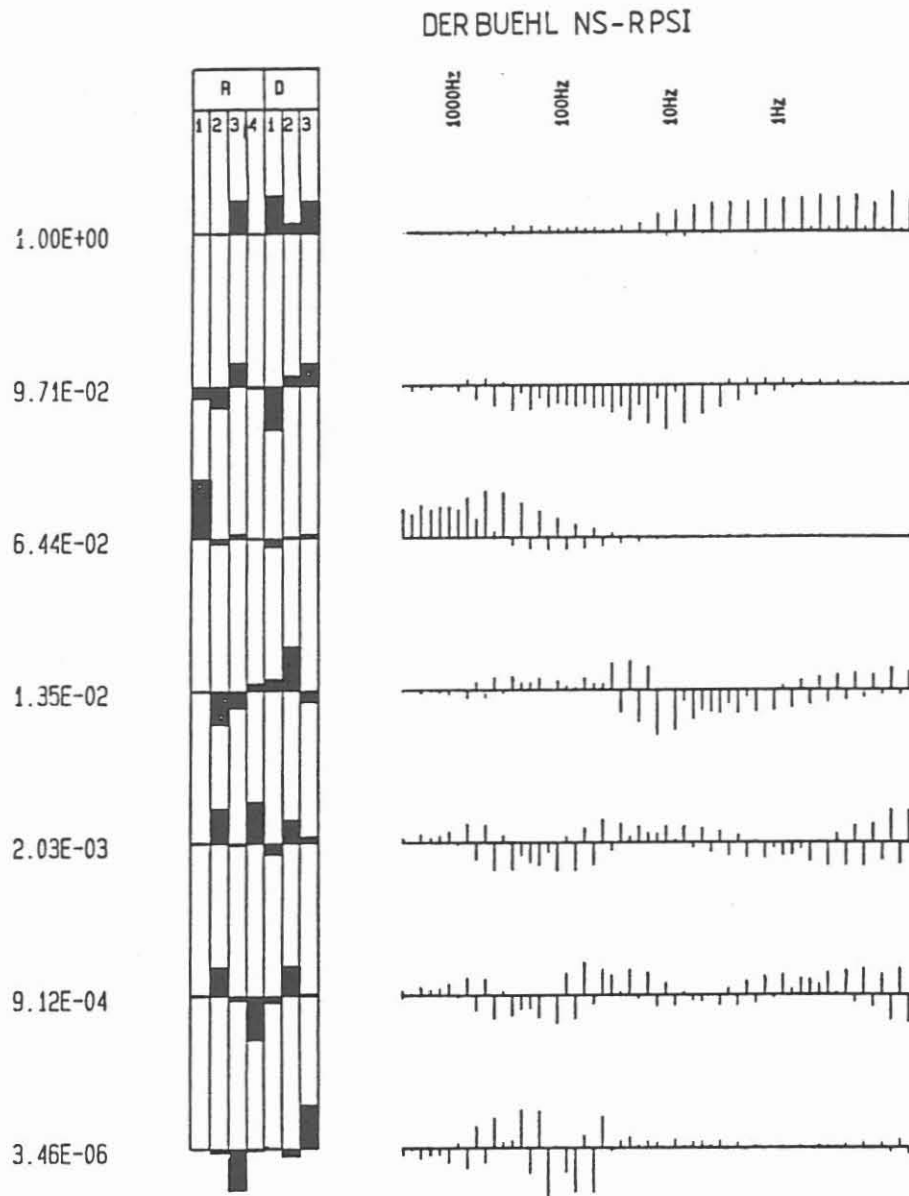
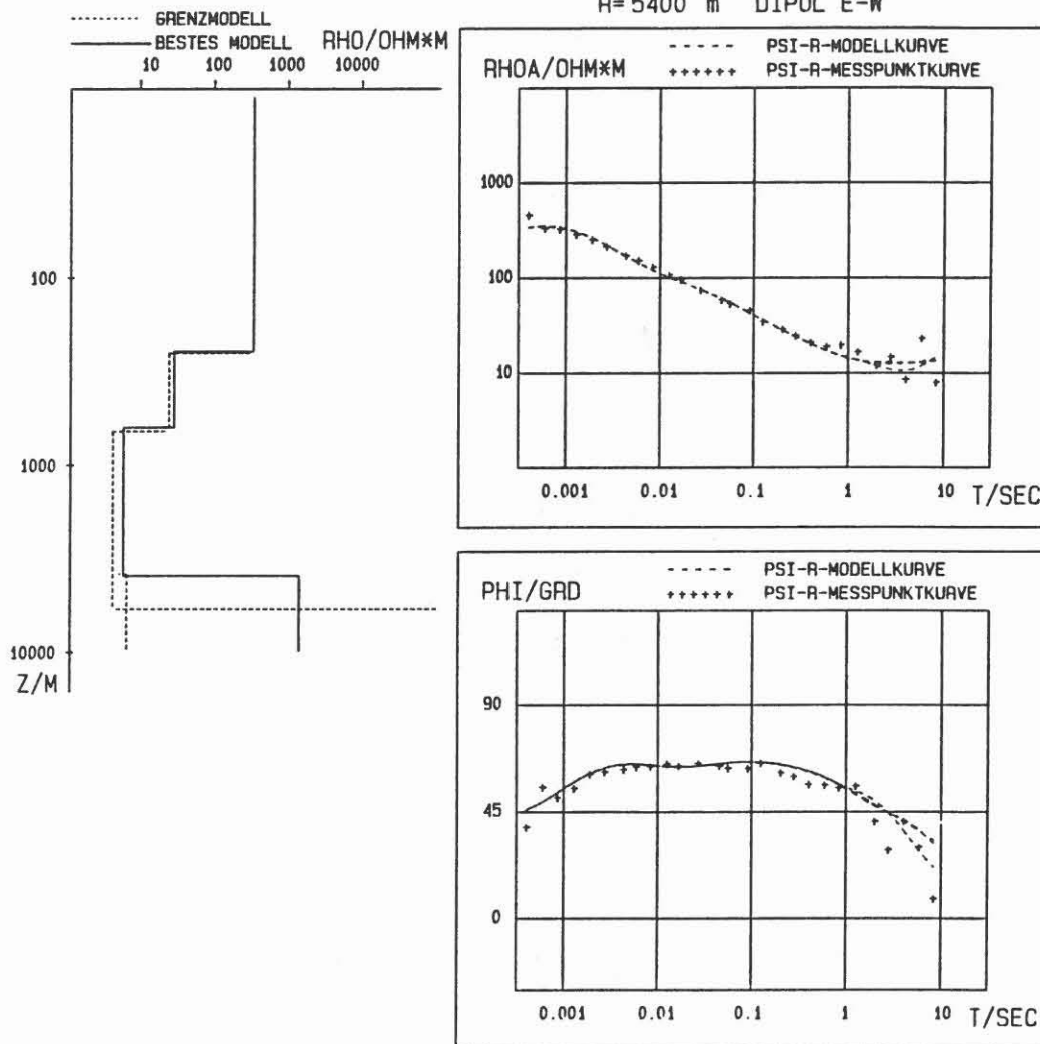


Abb.7b: N5 Der Buehl NS RPsi, Eigenvektoren

N5  
DER BUEHL

PSI-R-KOMPONENTE

R=5400 m DIPOL E-W



	BESTES MODELL :	3.05E+02	2.58E+01	5.36E+00	1.28E+03
RHO/OHM*M	GRENZMODELL :	3.06E+02	2.61E+01	5.52E+00	8.69E+32
	GRENZMODELL :	3.05E+02	2.58E+01	5.35E+00	7.39E+00
	BESTES MODELL :	2.51E+02	3.90E+02	3.33E+03	
D/M	GRENZMODELL :	2.50E+02	3.83E+02	5.13E+03	
	GRENZMODELL :	2.51E+02	3.91E+02	3.22E+03	

Abb.8a: N5 Der Buehl EW PsiR, Meßwerte und 4-Schichtmodelle

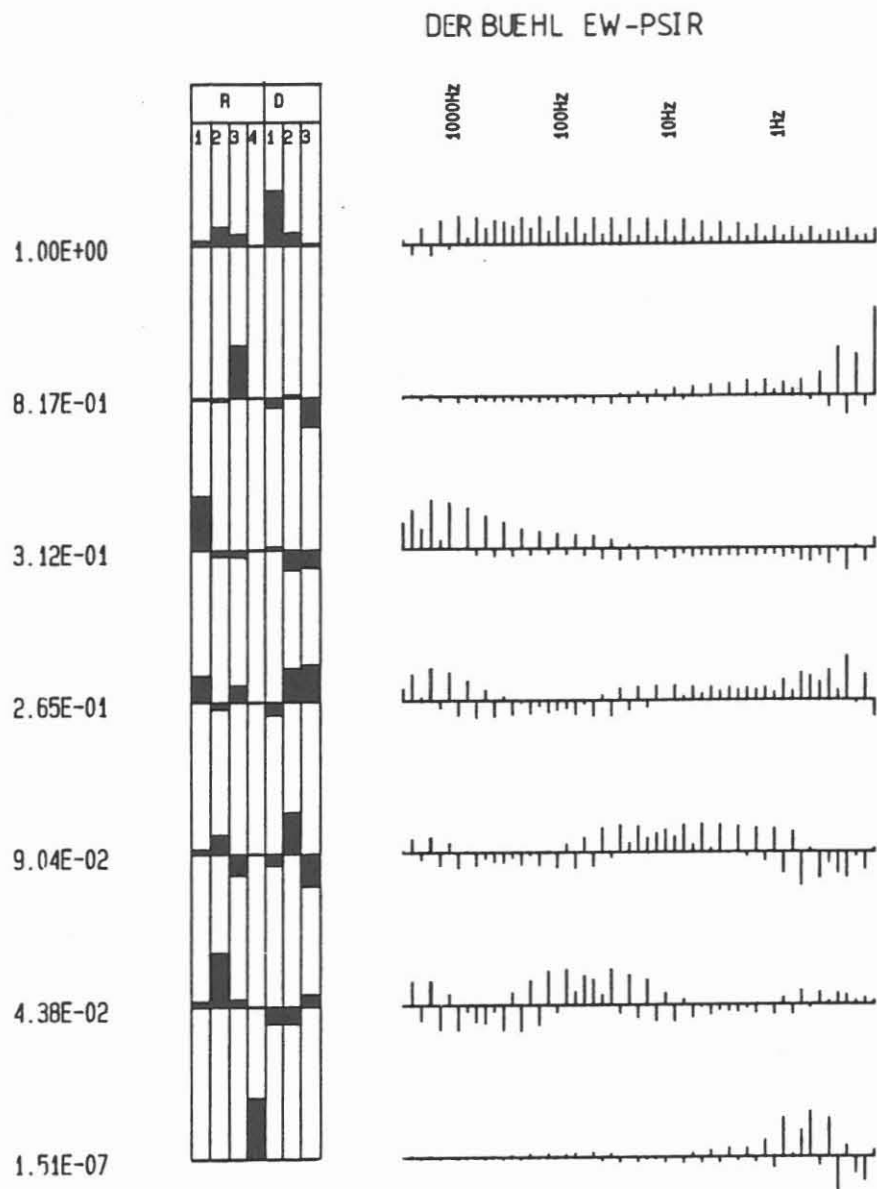
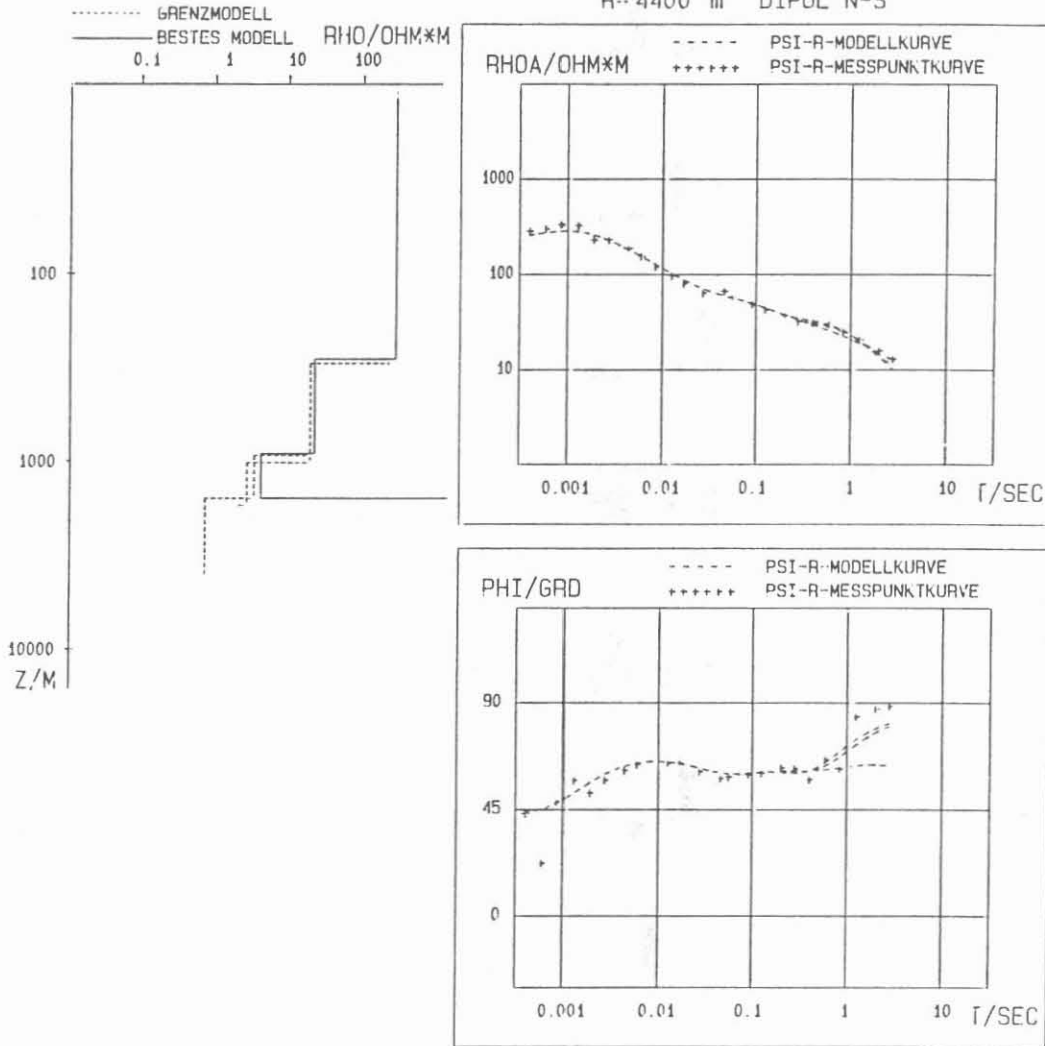


Abb.8b: N5 Der Buehl EW PsiR, Eigenvektoren zum 4-Schichtmodell

N4  
STEINBACH

PSI-R-KOMPONENTE

R= 4400 m DIPOL N-S



	BESTES MODELL :	2.48E+02	2.04E+01	3.86E+00	4.82E-05
RHO/OHM*M	GRENZMODELL :	2.48E+02	2.05E+01	3.99E+00	8.86E-01
	GRENZMODELL :	2.47E+02	2.01E+01	3.19E+00	5.07E-29
	BESTES MODELL :	2.90E+02	6.40E+02	6.76E+02	
D/M	GRENZMODELL :	2.90E+02	6.35E+02	6.71E+02	
	GRENZMODELL :	2.91E+02	6.69E+02	7.02E+02	

Abb.9a: N4 Steinbach NS PsiR, Meßwerte und Modelle



STEINBACH NS-PSIR

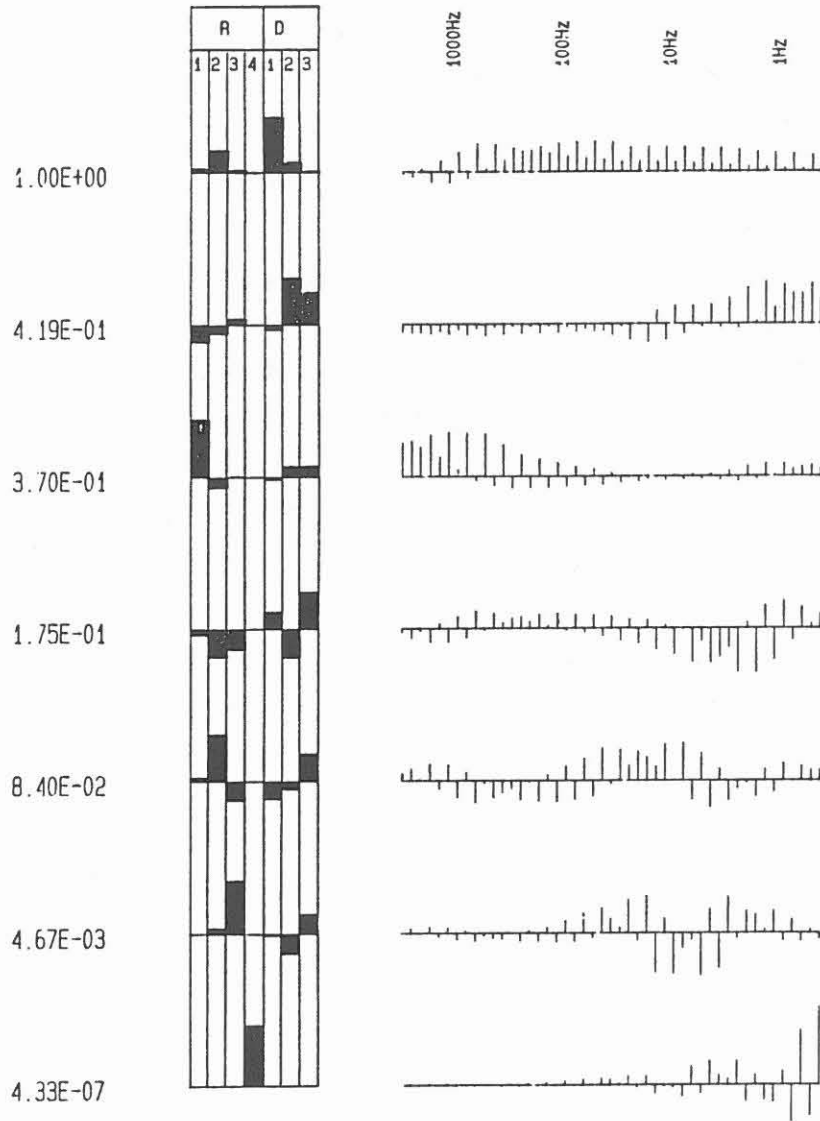


Abb.9b: N4 Steinbach NS PsiR, Eigenvektoren

Ein Beispiel zu dieser Gruppe, den Meßpunkt S1 habe ich schon im Abschnitt Auswertung ausführlich diskutiert. Bei diesem, wie auch bei dem Punkt N1 stellt die unmittelbare Nähe zur Fränkischen Linie die Möglichkeit einer eindimensionalen Interpretation sehr in Frage. Eventuell könnte man aber die dort gefundene gutleitende Zwischenschicht in etwa 350 m Tiefe als Schnitt der Verwerfung mit dem bei der Sondierung erfassten lateralen Bereich interpretieren.

Da diese Punkte nicht in unmittelbarer Nähe der Bohrung liegen, soll das Gesagte für diese Gruppe genügen.

Die Ergebnisse für die nördlichen Punkte sind in Abbildung 10 noch einmal in einem Profilschnitt zusammengefasst. Es zeigt nahezu in dem ganzen Bereich die unter 2.) beschriebene Leitfähigkeitsanomalie. Wie in der Vorbohrung inzwischen festgestellt, handelt es sich dabei wohl um mehr oder weniger umfangreiche Graphiteinlagerungen, die ja auch ganz zwanglos solche guten Leitfähigkeiten erklären.

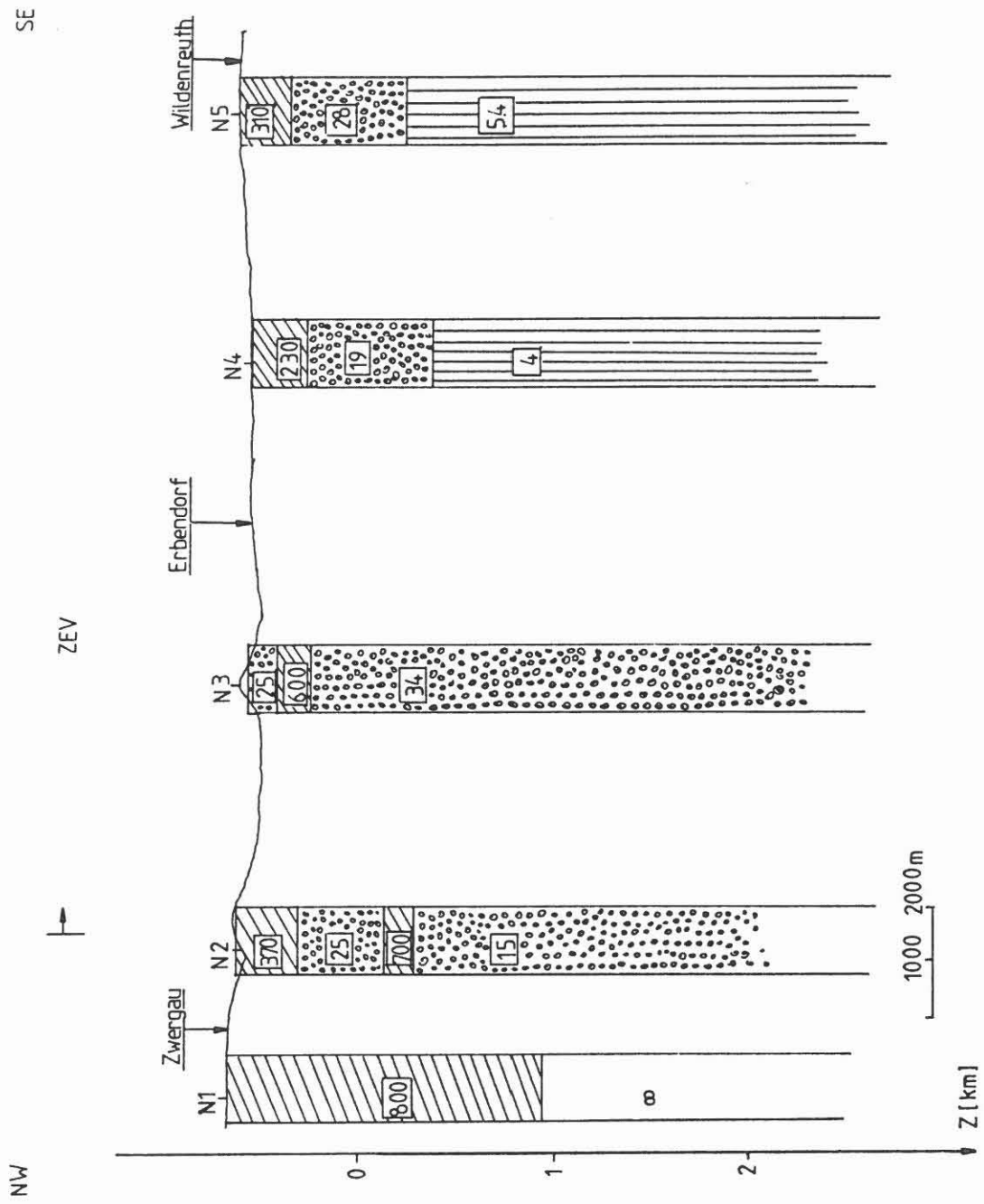


Abb.10: Profil der nördlichen ZEV (Widerstände in  $\Omega \cdot m$ )

Bibliographie

Deppermann et al.: Die geoelektrischen Verfahren der angewandten Geophysik, Lehrbuch der angewandten Geologie, Band 1, (Hrsg. Bentz), S.718-804, Stuttgart, gart, 1961

Drews, C.: Ermittlung der Tiefenverteilung der elektrischen Leitfähigkeit in der Oberpfalz mit Hilfe der Aktiven Audiomagnetotellurik, Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik und Meteorologie, TU Braunschweig, 1986

Marquardt, D.W.: An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters, J.Soc.Indust.Appl. Math., 11(2), S.431-441, 1963

Maurer, H.-M.: Ermittlung der Tiefenverteilung der elektrischen Leitfähigkeit im mittleren Kinzigtal mit Hilfe der Aktiven Audiomagnetotellurik, Diplomarbeit, Inst. f. Geophysik und Meteorologie, TU Braunschweig, 1986

Weidelt, P.: Bericht über Inversion transient-elektromagnetischer Messungen über geschichtetem Untergrund, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 1984

## LOTEM-Messungen an der KTB-Lokation

LOTEM-Arbeitsgruppe:

P. Wolfgram

P. Bürger

H. Eilenz

T. Hanstein

A. Kötz

H. Petry

A. Stephan

K.-M. Strack



## LOTEM-MESSUNGEN AN DER KTB-LOKATION LOTEM-ARBEITSGRUPPE, KÖLN

### 1. ZUSAMMENFASSUNG

Im April 1986, sowie im April 1987 wurden je eine LOTEM-Messkampagne in der Oberpfalz im Gebiet um Windisch-Eschenbach durchgeführt. Durch die erste Messkampagne sollte festgestellt werden, ob der in 10 km Tiefe vermutete elektrische Leiter mit der LOTEM-Methode aufgelöst werden kann. Das Vorhandensein dieses guten Leiters konnte qualitativ bestätigt werden, es war jedoch aufgrund der komplexen geologischen Verhältnisse nicht möglich, die Daten im Sinne eines Strukturmodells zu interpretieren. Während der zweiten Messkampagne wurden daraufhin zusätzlich elektrische Felder gemessen, es wurden ausführliche walk-away-tests durchgeführt, und es wurde auf einem Kreis um einen zentralen, gekreuzten Dipolsender gemessen. Das Ziel dieser zweiten Messung war, einen Datensatz zu erhalten, an dem Auswerteverfahren für komplexe Strukturen getestet werden können.

Die Daten aus beiden Messkampagnen wurden der Standard-Datenverarbeitung unterzogen, jedoch wurden nur bei den Daten von 1986 Interpretationsversuche unternommen. Die Daten von 1987 sollen im Zuge unserer Entwicklungen auf dem Gebiete der Interpretationsverfahren weiter untersucht werden.

### 2. DIE LOTEM-METHODE

Die Long Offset Transient ElektroMagnetik (LOTEM)-Methode ist eine Untergruppe der Transientenelektromagnetik, bei der der Abstand zwischen Sender und Empfänger vergleichbar oder größer als die Sondierungstiefe ist.

Abbildung 1 zeigt die Messkonfiguration. Jedes Umschalten des elektrischen Stromes im geerdeten Sender induziert ein System von elektrischen Strömen im Untergrund, welches sich nach unten und zu den Seiten ausbreitet (Abbildung 2). An einer Reihe von Empfänger-Stationen werden dann die elektrischen und magnetischen Felder gemessen, deren Form Informationen über die Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund enthält.

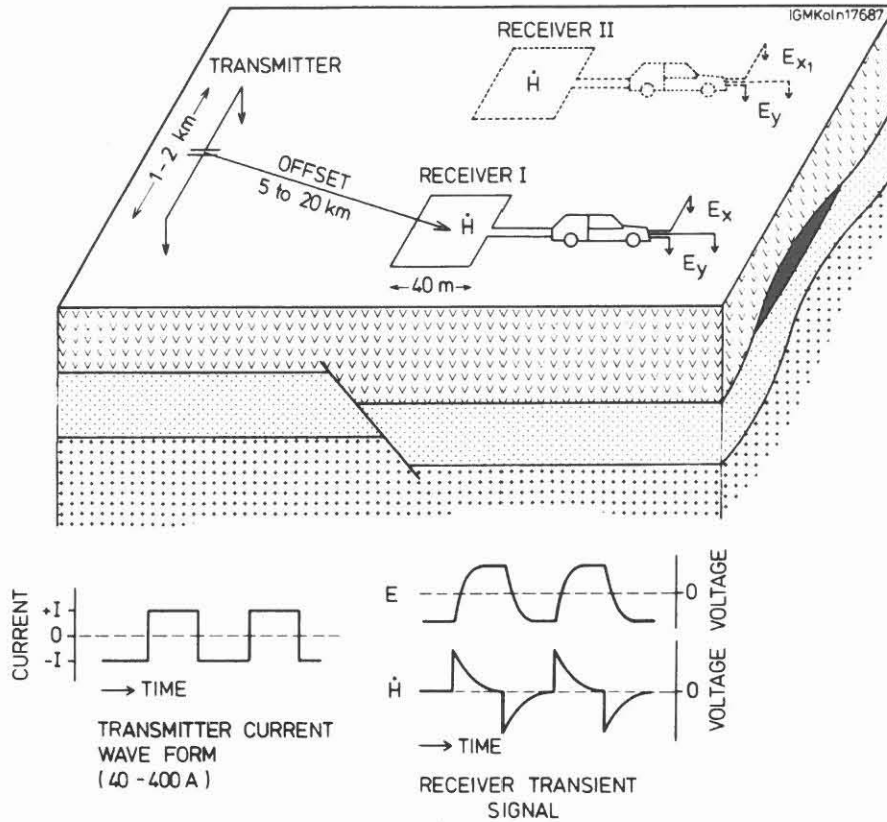


Abb. 1: Typische Feldkonfigurationen einer LOTEM-Messung. Der Sender bleibt fest, während der Empfänger von einer Station zur nächsten wandert. Die Entfernungen zwischen Sender und Empfänger sind typischerweise zwischen 5 und 20 km. Im unteren Teil der Abbildung sind die Signale am Sender und an den Empfängern zu sehen. Der abklingende Teil der Transienten enthält die Information über die elektrische Widerstandsstruktur. Deswegen werden diese Transienten während der Datenverarbeitung sehr genau auf ihr Signal-zu-Rausch Verhältnis hin untersucht.

Die digitalen Rohdaten werden mit speziell dafür entwickelten rekursiven Filtern gefiltert, dann selektiv gestapelt und schließlich nach optionaler weiterer Filterung in scheinbare spezifische Widerstände transformiert. Die Interpretation der so verarbeiteten Daten erfolgt durch ein iteratives Verfahren, bei dem aus einem vorgegebenen Erdmodell berechnete synthetische scheinbare Widerstandskurven mit den aus den Daten gewonnenen Kurven verglichen werden, und dann das zugrunde liegende Erdmodell so lange verändert wird, bis gemessene und berechnete Kurven übereinstimmen.



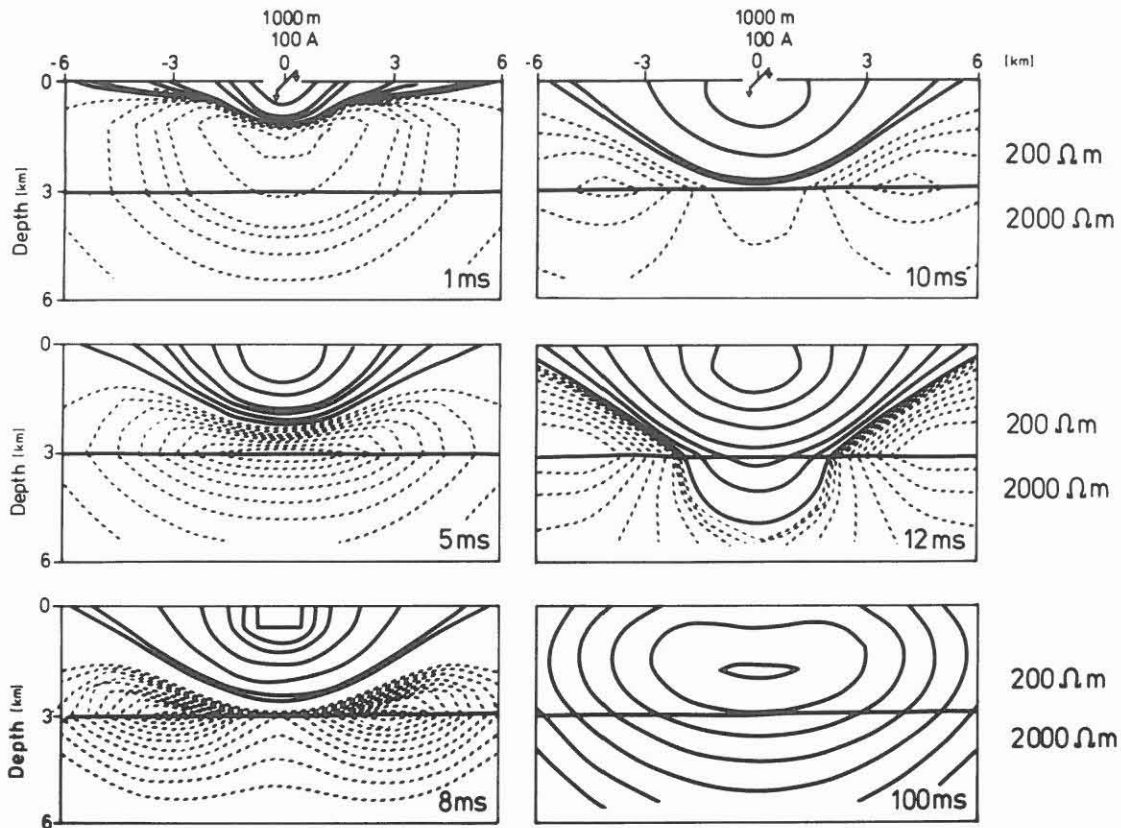


Abb. 2: System von "Rauchringen" in einer zweigeschichteten Erde mit Widerständen von  $200 \Omega\text{m}$  und  $2000 \Omega\text{m}$ , welches sich nach dem Ausschalten des Stromes am Sender entwickelt. dargestellt sind Linien gleichen elektrischen Feldes. Die elektrischen Ströme fließen demnach bei den durchgezogenen Linien aus der Zeichenebene heraus und bei den gestrichelten Linien in die Zeichenebene hinein. Es ist bemerkenswert, wie sich bei fortschreitender Zeit die Rauchringe an der Grenzfläche entlang nach außen ausbreiten.

### 3. MESSKAMPAGNE UND ERGEBNISSE VON 1986

Im April 1986 wurden LOTEM-Messungen im Gebiet der Bohrlokation durchgeführt, um zu sehen, ob der in 10 km Tiefe vermutete gute Leiter mit der LOTEM-Methode aufgelöst werden kann. Vor der Messung durchgeführte Vorwärtsrechnungen zeigten, daß ein guter Leiter in 10 km Tiefe nicht aufgelöst werden kann, falls eine mäßig leitende Schicht in geringerer Tiefe existiert. Ein weiteres Risiko bestand darin, daß die LOTEM Feldapparatur speziell für die Kohlenwasserstoffexploration entwickelt wurde, wo geringere

spezifische Widerstände und längere Signale üblich sind. Es gab keine Erfahrungen mit LOTEM in kristallinen Gesteinen.

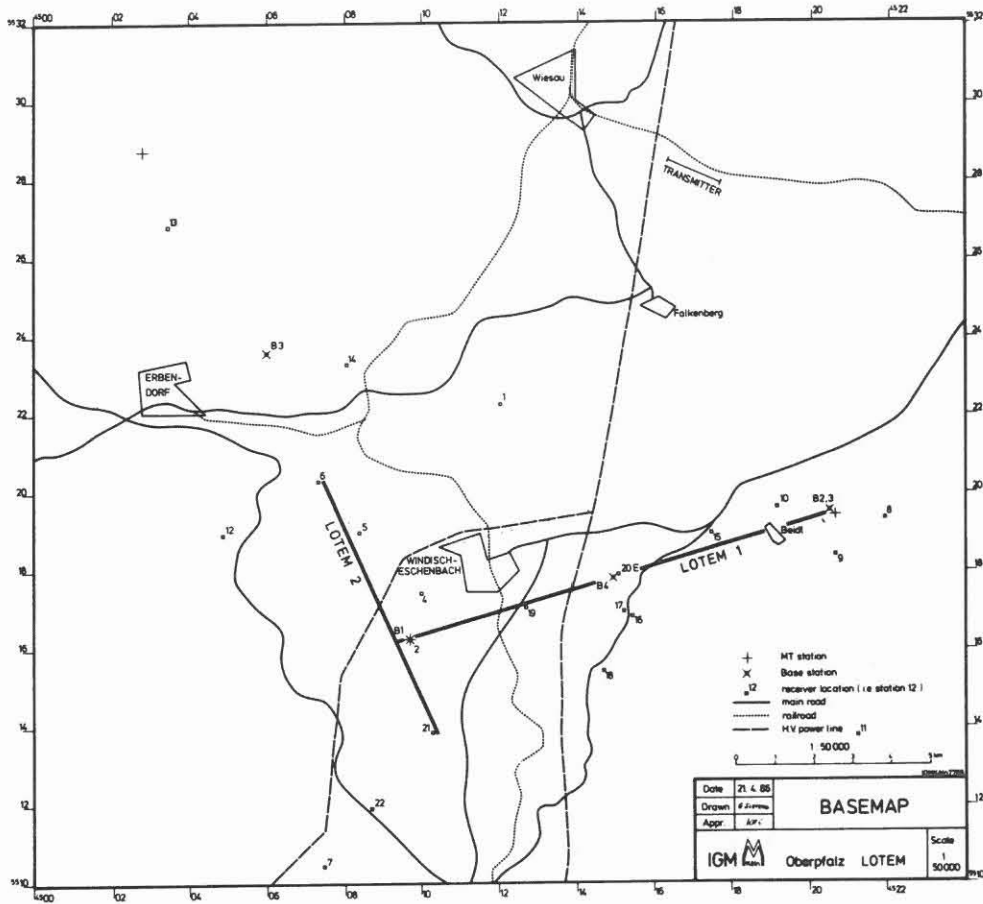


Abb. 3: Lokationskarte der Messkampagne von 1986.

Die Karte in Abbildung 3 zeigt die Lokationen des Senders sowie der 22 Empfängerstationen, die während drei Tagen gemessen wurden. Die Vorzeichenumkehr des Signals an einigen Stationen konnte nicht interpretiert werden, sie rührt aber vermutlich von geologischen Störungszonen bisher unbekanntes Charakters her. Die restlichen Stationen hatten gute bis sehr gute Datenqualität, wie in Abbildung 4 zu sehen ist.

### OBERPFALZ STATION 12

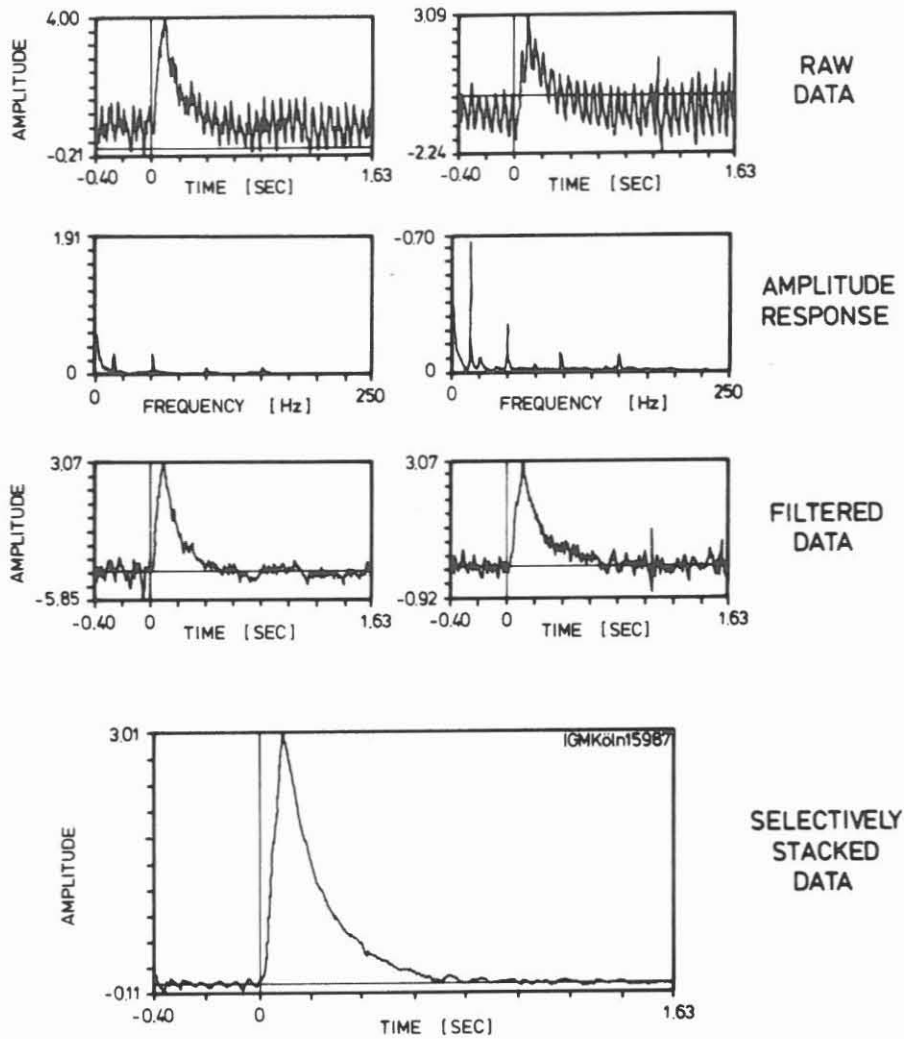


Abb. 4: Beispiele für Rohdaten und verarbeitete Transienten von der Messkampagne 1986.

Die beiden oberen Kurven zeigen typische Rohtransienten für das Oberpfalzgebiet. Die beiden Transienten wurden im Abstand von 16 Sekunden registriert. In den beiden Diagrammen darunter sind die entsprechenden Amplitudenspektren gezeigt, welche zur Identifikation der harmonischen Störungsfrequenzen standardmäßig berechnet werden. Die so identifizierten harmonischen Störungsfrequenzen werden dann im Zeitbereich mit amplitudentreuen digitalen rekursiven Filtern (Hanstein et al., 1986) herausgefiltert – das Ergebnis ist in den nächsten beiden Kurven zu sehen. Bei dieser

Messung wurden im allgemeinen 50 bis 100 dieser gefilterten Transienten selektiv gestapelt, um den im unteren Teil der Abbildung gezeigten Transienten zu erhalten. Dieser gestapelte Transient wird dann weiter mit einem zeitvariablen digitalen Hanning-Filter verarbeitet und schließlich für die Eingabe in die Inversionsprogramme auf logarithmische Koordinaten in Zeit und Amplitude transformiert.

Die Resultate der eindimensionalen Inversionen waren sehr instabil und stark abhängig vom gewählten Startmodell. Die von der Inversion berechneten Schichtmodelle variierten stark zwischen benachbarten Stationen, und es war notwendig, a priori Information einzubeziehen, um ein konsistentes Erdmodell für benachbarte Stationen zu erhalten. Diese Information bestand in der Forderung, daß Modelle zwischen zwei etwa einen Kilometer voneinander entfernten Empfängerstationen im Long Offset Bereich nicht stark variieren durften. Mit dieser Bedingung konnte nach mehreren tausend Inversionsläufen ein Modell konsistent über das gesamte Profil an die Daten angepasst werden.

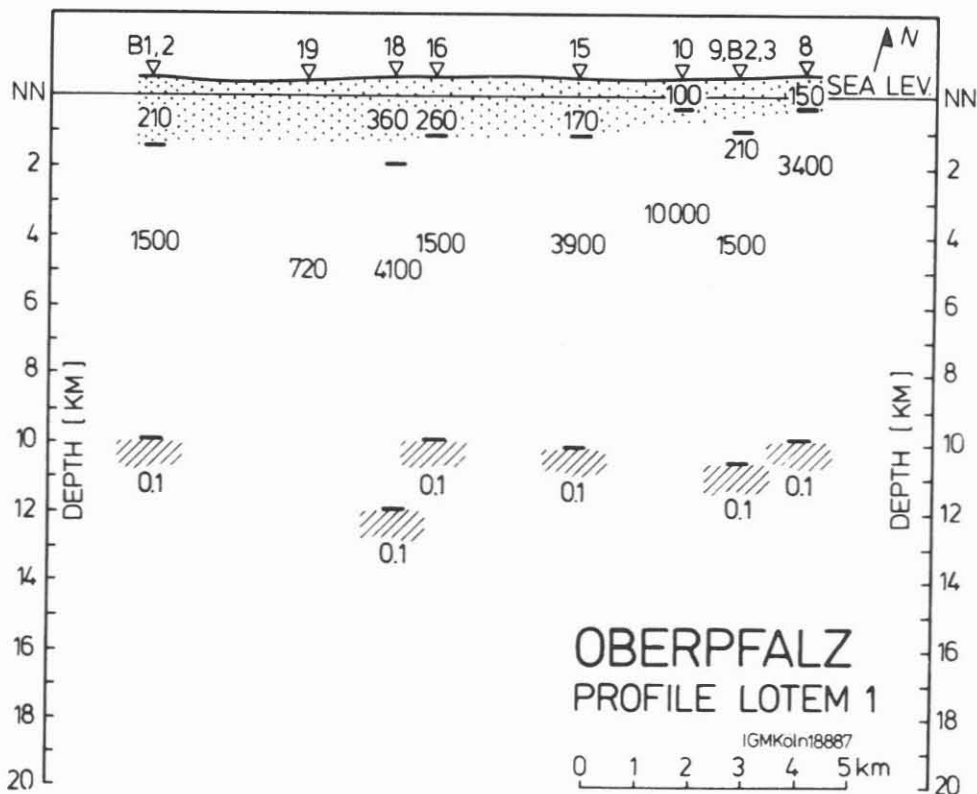


Abb. 5: Nach eindimensionalen Inversionen interpretiertes Profil der Messungen von 1986. Die Zahlen geben spezifische elektrische Widerstände in  $\Omega\text{m}$  an.

Das so interpretierte Modell in Abbildung 5 zeigt einen guten Leiter in 10 bis 11 km Tiefe, obwohl die individuellen Inversionsergebnisse immer noch sehr instabil sind und die Gültigkeit der Interpretation weiterer Bestätigung bedarf. Dies kann durch Vergleich verschiedener Inversionsergebnisse mit synthetischen Kurven geschehen, wie in den Abbildungen 6 und 7 gezeigt wird.

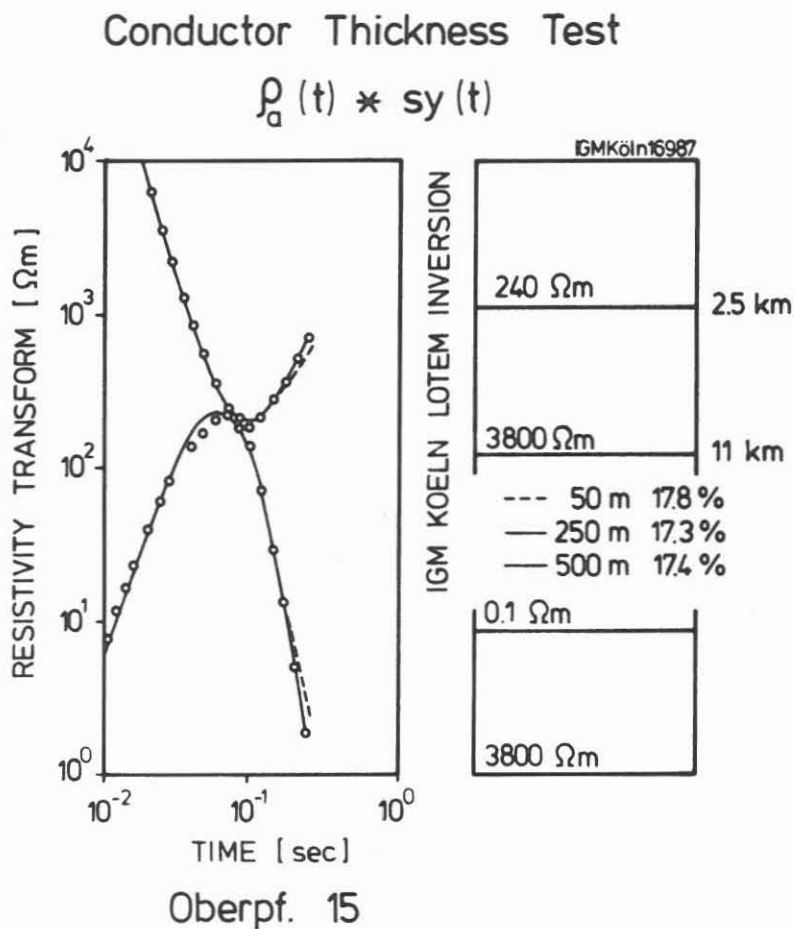


Abb. 6: Test auf minimale Dicke der letzten Schicht für die Station 15. Die oberen und unteren Kurven sind die "early" und "late time" Widerstands-Transformierten für die rechts angegebenen Modelle. Die Kreise stellen die gemessenen Felddaten dar.

### Last Layer Resistivity Test

$$\rho_a(t) * sy(t)$$

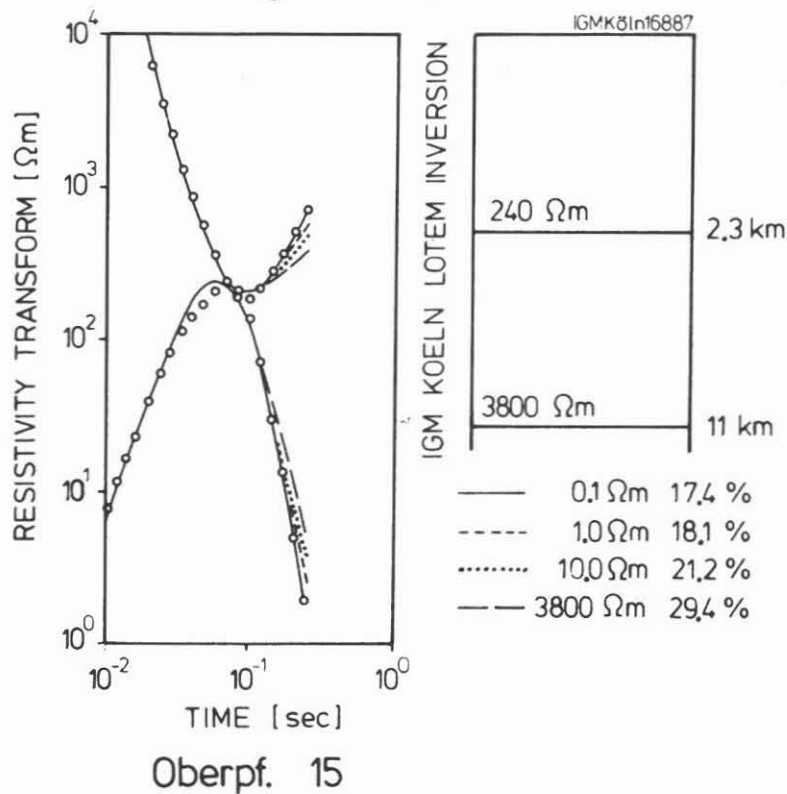


Abb. 7: Test auf spezifischen Widerstand der letzten Schicht für Station 15. Die oberen und unteren Kurven sind die "early" und "late time" Widerstands-Transformierten für die rechts angegebenen Modelle. Die Kreise stellen die gemessenen Felddaten dar.

In diesen Abbildungen sind die Daten als spezifische Widerstands-Transformierten dargestellt, welche noch die Systemfunktion der Analogelektronik und der Sender-Stromfunktion enthalten. Um diese mit den synthetischen Daten vergleichbar zu machen, werden die synthetischen Daten mit der Systemfunktion gefaltet (durchgezogene Linien). Diese Methode des Vergleichens ist genauer als der Vergleich von entfaltenen Felddaten mit ungefalteter synthetischer Kurve, da während der Entfaltung der Felddaten numerische Stabilitätsprobleme auftreten (Stoyer, 1984). In der Oberpfalz waren die Transienten sogar extrem kurz, so daß die Entfaltung (Dekonvolution) nicht möglich war ohne künstliche Oberflächenschichten aus den numerischen Instabilitäten zu generieren. Abbildung 6 zeigt einen Test auf Minimaldicke des 0.1  $\Omega\text{m}$  Leiters. Dieser Test wird durch Variation der Dicke des Leiters über einem schlecht leitenden Halbraum von 50 über 250 bis

500m erreicht. Es wird deutlich, daß die synthetischen Kurven für einen 250 bzw. 500 m dicken Leiter nicht sichtbar variieren, während ein nur 50 m dicker Leiter eine leicht unterschiedliche synthetische Kurve erzeugt. Unter der Annahme, daß es keine Äquivalentmodelle gibt, würde dies bedeuten, daß der Leiter mindestens 250 m dick ist, daß er aber dicker sein könnte.

In Abbildung 7 wird die Auflösung des spezifischen Widerstandes dieser Schicht untersucht, indem dieser von  $0.1 \Omega\text{m}$  zu höheren Werten variiert wird. Die gestrichelten Linien zeigen die Abweichungen von den Felddaten mit größer werdenden Widerstandswerten. Wieder unter der Annahme, daß es keine Äquivalentmodelle gibt, würde dies auf einen spezifischen Widerstand von  $0.1 \Omega\text{m}$  schliessen lassen. Ein unabhängiger Hinweis auf den spezifischen Widerstand von  $0.1 \Omega\text{m}$  rührt daher, daß die magnetotellurischen Daten unter Zuhilfenahme der LOTEM-Interpretation besser angepasst werden können. Die Modellkurve der Magnetotellurik erzeugt nur für die sehr verrauschten Daten der E-Polarisation eine gute Anpassung (Haak, 1986).

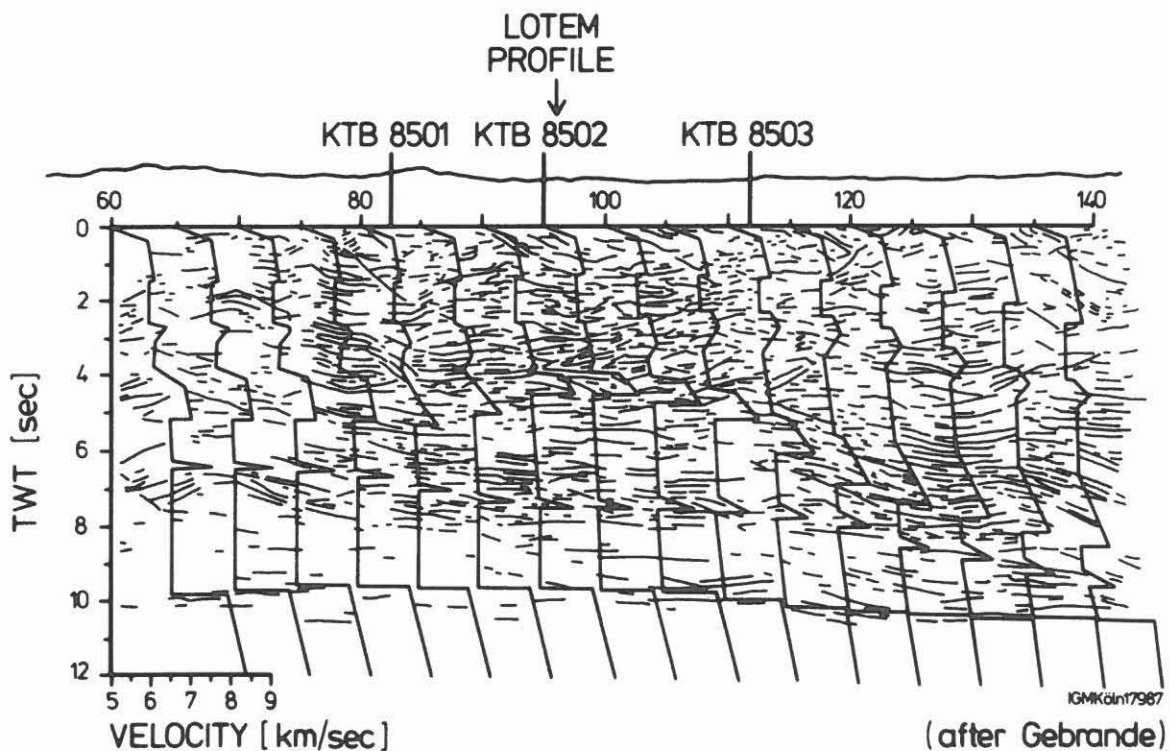


Abb. 8: Strichzeichnung und seismische Geschwindigkeitsmodelle für die Oberpfalz (nach: Dekorp Research Group, 1987).



Abbildung 8 zeigt zum Vergleich eine Strichzeichnung des reflexionsseismischen Profils Dekorp 4 und darüber gezeichnet die Geschwindigkeitsmodelle der Reflexionsseismik (Dekorp Research Group, 1987). Bei einer Zweiweg-Laufzeit von etwa 4 Sekunden, was einer Tiefe von 11 bis 12 km entspricht, zeigen die interpretierten seismischen Geschwindigkeitsmodelle eine sehr deutliche Hochgeschwindigkeitsanomalie. Eine mögliche Korrelation der seismischen Hochgeschwindigkeitszone mit dem guten elektrischen Leiter kann nur durch weitere detailliertere Feldmessungen gezeigt werden oder durch das Bohrloch selbst.

#### *4. DIE MESSUNGEN VON 1987*

Primäres Ziel der Messung in der Oberpfalz war die elektromagnetische Tiefensondierung im Zielgebiet der KTB-Bohrung. Dazu sollte dieses Gebiet von zwei Sendern aus flächendeckend vermessen werden. Im Feld war die Datenverarbeitung lediglich bis zur Vorbereitung einer Inversionsrechnung vorgesehen, damit sich die beteiligten Personen voll auf die zügige Durchführung des umfangreichen Meßprogramms konzentrieren konnten. Neben der Vermessung des Bohrgebietes selbst wurden nämlich noch walk-away-tests von zwei Sendern ausgeführt, um den Einfluß des Sender-Empfänger Abstandes bei Mehrdimensionalität berücksichtigen zu können. Außerdem konnten für zwei Sender, die rechtwinklig zueinander angeordnet waren und eine gemeinsame Elektrode besaßen, jeweils 29 Magnetfelder auf einem Kreis mit einem Halbmesser von etwa 10 km aufgezeichnet werden. Hiervon erhoffen wir exakte Informationen über Streich- und Fallrichtungen im Untergrund. An fast allen anderen Stationen wurden neben der Vertikalkomponente des Magnetfeldes auch die beiden horizontalen Komponenten des elektrischen Feldes gemessen. Aus bisherigen Untersuchungen wissen wir, daß Magnetfeldinterpretationen alleine eine Überbetonung der guten Leiter ergeben.

Die Erweiterung der Messungen vom unmittelbaren Bohrplatz nach außen wurde hauptsächlich durchgeführt, um eventuelle spätere Widerstandsveränderungen, die durch die Bohrung bedingt sind, zu dokumentieren. Durch die flächenmäßig sehr dichte Vermessung am Bohrplatz erhoffen wir uns aus den Einzelmessungen auch eine Referenzstation zusammenstapeln zu können.

Abbildung 9 zeigt die Lokationen von Sender und Empfangsstationen im Messgebiet um Windisch-Eschenbach. Es wurden wesentlich mehr Daten als



bei der Messung von 1986 aufgezeichnet, auch die Datenqualität war aufgrund neuer Instrumente und Datenverarbeitungsverfahren verbessert worden. Die Daten wurden im Feld und im Institut in Köln soweit aufbereitet, daß sie direkt als Datenbasis für die geplante Entwicklung von Interpretationsverfahren für komplizierte geologische Strukturen benutzt werden können.

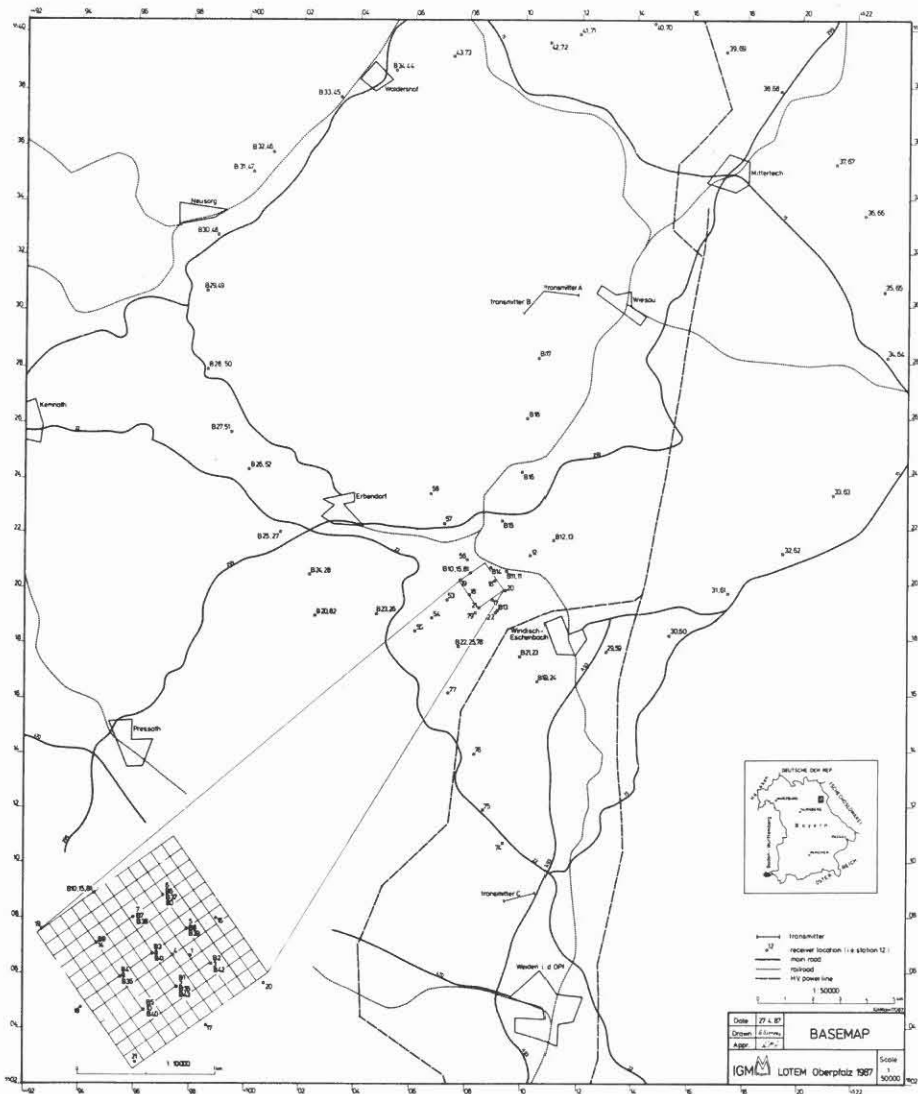


Abb. 9: Lokationskarte der Messkampagne von 1987.

## 5. BEWERTUNG DER BISHERIGEN ERGEBNISSE UND ZUKÜNFTIGE ARBEITEN

Die Daten der Messkampagne von 1987 sind einerseits von sehr guter Qualität, andererseits erkennt man aus der Inversionsstatistik der einzigen bisher ausgewerteten Station eine hohe Korrelation der erhaltenen Modellparameter untereinander: Es werden nur die spezifischen Widerstände aufgelöst während die Schichtdicken unbestimmt bleiben. Auch ein schlechter Leiter aus der Dreischicht-Inversion ist nicht zwingend durch die Daten innerhalb ihrer Streubreiten begründet. Das bedeutet, daß eine Zusammenfassung von vielen Stationen zu einer einzigen regionalen "Referenzstation" die Auflösbarkeit verbessern dürfte.

Die Gründe für den scheinbaren Widerspruch zwischen hoher Datenqualität und Nicht-Eindeutigkeit der elektrischen Widerstandsmodelle müssen vorläufig der Spekulation überlassen bleiben, jedoch bietet der vorliegende Datensatz eine solide Basis für die folgenden vielversprechenden Forschungsarbeiten:

- 1) Entwicklung neuer Formen der Darstellung wie Pseudosektionen oder direkte Tiefendarstellung nach einfacher Transformation.
- 2) Zusammenfassung von vielen Stationen um ein angenähertes regionales Leitfähigkeitsmodell mit entkoppelten Modellparametern zu erhalten
- 3) Interpretation der beiden Komponenten der elektrischen Felder um schlechtleitende Schichten besser auflösen zu können, sowie zur Ermittlung von Vorzugsrichtungen.
- 4) Auswertung der Messungen, die auf einem Kreis um den Sender herum durchgeführt wurden, und mögliche Transformation auf eine geologische Streichrichtung.
- 5) Gemeinsame Inversion von elektrischen und magnetischen Feldern anstelle der Kurven des scheinbaren Widerstandes.
- 6) Experimente mit der Tensorleitfähigkeit ( $E_x/H_z$ ,  $E_y/H_z$ ): theoretische Entwicklung und Tests an den vorliegenden Daten. Erfassung von 3D-Effekten.
- 7) Berücksichtigung der System-Übertragungsfunktion in Kristallingebieten.

## DANKSAGUNG

An dieser Stelle möchten wir uns bei allen, die nicht ständig mit uns zusammenarbeiten, bedanken. Darüber hinaus gebührt unser besonderer Dank den Mitarbeitern im Institut für Geophysik und Meteorologie an der Universität Köln, die uns innerhalb kürzester Zeit mit Ersatzteilen versorgten und somit einen zügigen Fortschritt der Messung ermöglichten. Einen Dank auch an die Bevölkerung von Fuchsmühl, die unsere Messungen mit Wohlwollen verfolgte. In diesem Zusammenhang soll Herr W. Tretter aus Fuchsmühl nicht ohne Erwähnung bleiben, der, obwohl Außenstehender, uns bei der Organisation vor Ort mit Rat und Tat zur Seite stand, wann immer Not am Mann war. Ganz wesentlich für die Durchführung der Messkampagne war die Unterstützung von seiten Herrn Dr. Marondes von der DFG, der uns zwei VW-Busse zur Verfügung stellte. Auch hierfür ein herzliches Danke. Ohne die Unterstützung aller Genannten und versehentlich Ungenannten wäre diese schwere Messkampagne mit Sicherheit nicht so schnell und reibungslos durchgezogen worden.

## LITERATURLISTE

- DEKORP Research Group, 1987, *Results of Dekorp 4 / KTB-Oberpfalz deep seismic reflection investigations*, J. Geophys., (in press).
- Haak, V., 1986, *Ein Modell der elektrischen Leitfähigkeit für die Lokation Oberpfalz: 2nd symp. poster summary*, Continental Deep Drilling Project of the German Federal Republic, 25.
- Hanstein, T., Eilenz, H.N., and Strack, K.-M., 1986, *Einige Aspekte der Aufbereitung von LOTEM Daten*, in Haak, V., and Homilius, J., Eds., *Elektromagnetische Tiefenforschung*, NlfB, 319-328.
- Stoyer, C.H., 1984, *Long offset transient electromagnetic (LOTEM) sounding method*, Integrated GeoSciences Inc., technical paper TP-1.



TEM-Tiefensondierungen  
im Umfeld der KTB-Vorbohrung



## TEM-TIEFENSONDIERUNGEN IM UMFELD DER KTB-VORBOHRUNG

S. Greinwald

### Zusammenfassung

Im März 1987 wurden im Umfeld der KTB-Lokation fünf TEM-Tiefensondierungen durchgeführt. Die vier äußeren Meßpunkte bilden die Eckpunkte eines Quadrats um den Ort der damals noch geplanten Vorbohrung, während die fünfte Messung in der Mitte zwischen der Vor- und der Hauptbohrung liegt. Die Kantenlänge des so gebildeten Quadrats beträgt 600 m.

Die Ergebnisse der Messungen ergeben deutliche Unterschiede in der Widerstandsverteilung im Untergrund an den einzelnen Meßpunkten. Während die westlichen Punkte eine gutleitende Schicht in einer Tiefe von etwa 100 m aufzeigen, fehlt diese unter den östlichen Meßpunkten. Dies deutet auf eine starke Unsymmetrie im geologischen Aufbau des Gebietes um die Vorbohrung hin. Die geringe Anzahl von Meßpunkten erlaubt jedoch keine Rückschlüsse auf Ursache, Verlauf und Ausdehnung des guten Leiters.

---

Dr. S. Greinwald  
Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe  
Stilleweg 2  
3000 Hannover 51

## Einführung

Transienten-elektromagnetische (TEM)-Messungen zeichnen sich besonders in Gebieten mit relativ hohen elektrischen Widerständen, wie sie im Kristallin des Untersuchungsgebietes zu erwarten sind, durch eine Eindringtiefe bis über 1 000 m aus. Neben einem hohen Auflösungsvermögen decken sie deshalb einen Tiefenbereich ab, der sowohl von Gleichstrommessungen als auch von elektromagnetischen und magnetotellurischen Messungen nicht oder nur unzureichend erfaßt wird.

Vom 10. - 17. März 1987 führte die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe im Nahbereich der geplanten Vorbohrung TEM-Tiefensondierungen durch. Die Lagepunkte der Sondierungen sind in der Abb. 1 wiedergegeben.

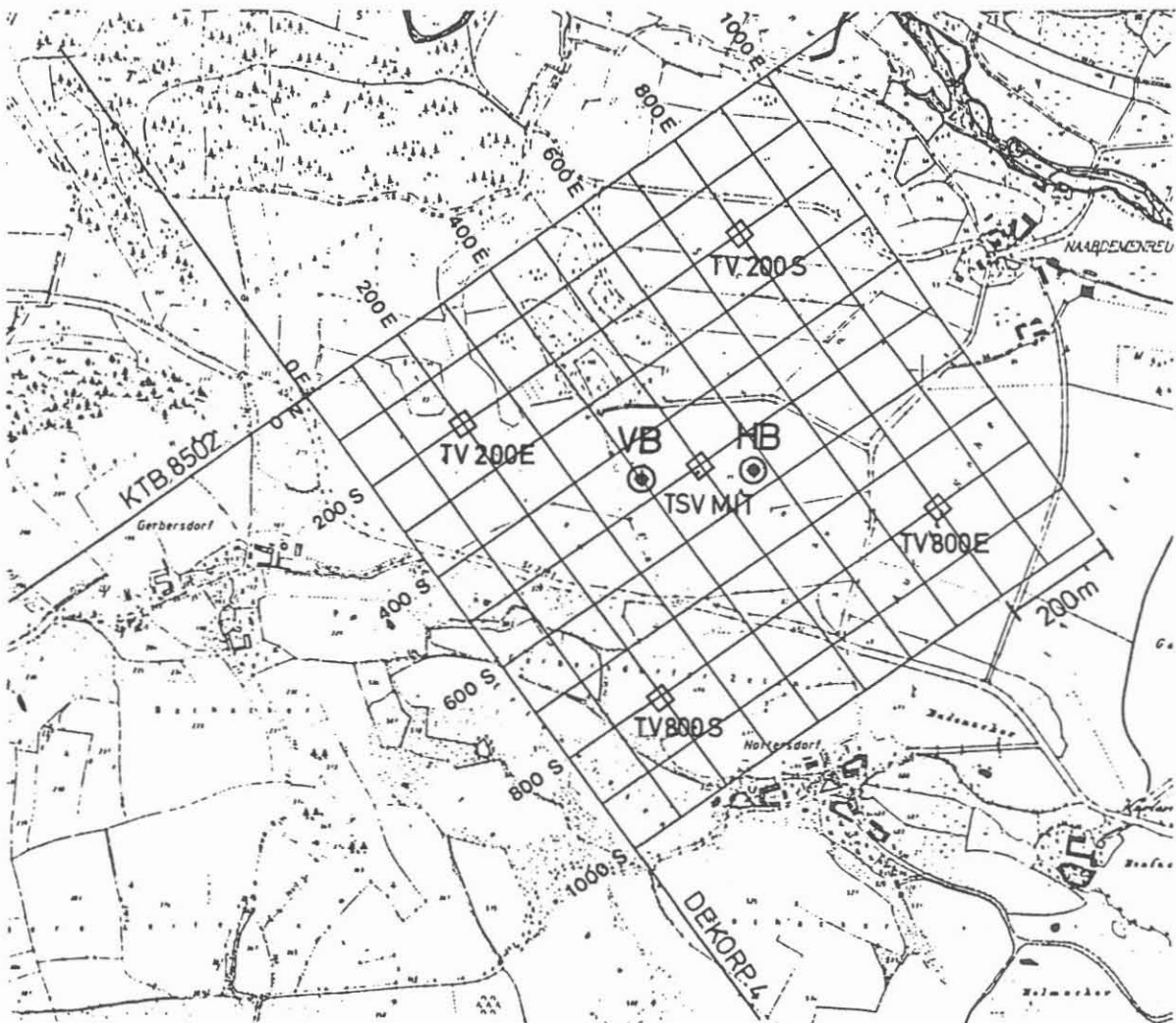


Abb. 1: Lage der TEM-Tiefensondierungspunkte (kleine Quadrate)



## Meßprinzip

Für die Tiefensondierungen wurde, um die jeweiligen Geländepunkte als Zentrum, eine quadratische Sendespule mit einer Kantenlänge von 400 m gelegt. Nur am zentralen Punkt 500E/500S betrug die Kantenlänge 500 m. Zur Aufnahme der Meßwerte diente eine kleine Rahmenspule mit einer Seitenlänge von 0,7 m im Zentrum der Sendespule ("Inloop"-Anordnung). Je nach gewünschter Feldkomponente lag die Spule horizontal (Aufnahme der vertikalen Komponente) oder stand vertikal (Aufnahme der horizontalen Komponenten). Die Horizontalkomponenten wurden in Richtung des vorgegebenen Gitternetzes gemessen.

Durch die Sendespule fließt ein Gleichstrom (bei den hier beschriebenen Messungen etwa 25 A). Dieser wird schnellstmöglich abgeschaltet und dadurch im Untergrund ein Stromsystem induziert. Die zeitliche Veränderung des von dem Stromsystem erzeugten sekundären Magnetfeldes wird mit der Empfangsspule im Zeitraum zwischen 0,4 und 60 ms nach dem Beginn des Abschaltens erfaßt. Der Dynamikumfang der Meßwerte erreicht dabei bis zu 100 dB. Vor allem bei den zu späten Zeiten erfaßten Meßsignalen, deren bereits sehr kleine Werte stark vom Rauschen überlagert werden, wird der Meßvorgang bis zu 2048mal wiederholt. Die bei jedem Abklingvorgang erhaltenen Einzelwerte werden gestapelt und so das Signal-Rauschverhältnis verbessert.

## Korrektur und Darstellung der Meßwerte

Aus der Abklingkurve der Spannungswerte wird anschließend der zeitliche Verlauf des scheinbaren spezifischen Widerstands berechnet. Durch Einsatz eines Inversionsprogramms für den geschichteten Untergrund (Weidelt 1984) kann dann für jeden Meßpunkt die Widerstandsverteilung als Funktion der Tiefe bestimmt werden. Die für die Berechnung des scheinbaren Widerstands sowie die Inversion der Meßdaten verwendeten Rechenverfahren setzen als Abschaltfunktion des Sendestromes eine Sprungfunktion voraus. Im realen Falle erfolgt das Abschalten des Sendestromes jedoch rampenförmig, wobei die Zeitdauer des Abschaltens von der Größe der Sendespule und der verwendeten Stromstärke abhängt. Bei den während dieser Messungen eingesetzten Spulengrößen und Stromstärken lagen die Abschaltzeiten bei etwa 160 Mikrosekunden.

Der Unterschied in der Zeitdauer zwischen dem theoretischen und dem realen Verlauf des Abschaltvorganges bewirkt vor allem in den frühen Meßzeiten einen deutlichen Fehler in den Werten des scheinbaren Widerstands und damit auch des aus den Abklingkurven abgeleiteten Untergrundmodells, der durch eine Dekonvolution der Meßdaten (Greinwald 1987) vor einer weiteren Bearbeitung ausgeglichen werden muß.

Die Darstellung der Meßwerte, nämlich der korrigierten Amplitudenwerte als Funktion der Zeit seit dem Beginn des Abschalt-

tens, erfolgt wegen der großen Dynamik in doppelt logarithmischem Maßstab. Die gezeichneten Werte geben die in der Empfangsspule induzierten Meßspannungen in Mikrovolt/A wieder, wenn eine der Sendespule flächengleiche Empfangsspule verwendet wird.

### Interpretation der Meßdaten und Ergebnisse

Die Interpretation der Meßdaten, d. h. die Umsetzung der Spannungswerte in Widerstandswerte des Untergrundes, erfolgte mit einem Inversionsprogramm für eine eindimensionale Leitfähigkeitsverteilung. Der von Weidelt entwickelte Algorithmus beruht auf der stabilen Iterationsmethode von Marquardt. Er benötigt ein Startmodell.

TEM-Sondierungen verwenden Spulenanordnungen, die kleiner sind als die erreichbaren Erkundungstiefen. Die in lateraler Richtung erzielbare Auflösung ist größer als bei manchem anderen Verfahren, z. B. Geoelektrik. Da die im Untergrund induzierten Stromsysteme kreisförmig um die Sendespulen-Anordnung verlaufen, kann davon ausgegangen werden, daß anisotrope Leitfähigkeiten einzelner Schichten sich nur wenig auf die Ergebnisse auswirken. Somit entspricht der bei der Interpretation bestimmte Widerstand dem Mittel der Widerstandswerte in unterschiedlichen horizontalen Richtungen. Die Verwendung des Modells des nach allen Seiten unendlich ausgedehnten geschichteten Untergrundes (ein-dimensionales Modell) führt deshalb nach bisherigen Erfahrungen zu relativ kleinen Interpretationsfehlern.

Der an den fünf Stationen erhaltene zeitliche Verlauf der Meßspannungen (Abb. 2a - 4a) spiegelt deutlich die unterschiedliche Widerstandsverteilung im Untergrund wieder. Noch klarer wird das Bild in den Kurven des scheinbaren spezifischen Widerstands (Abb. 2b - 4b). Bei den westlichen Meßpunkten treten zu frühen Zeiten (etwa zwischen 1 und 6 ms nach dem Abschalten) sehr niedrige Scheinwiderstände auf.

Für die Inversion der Meßdaten wurde an allen Meßpunkten ein identisches Startmodell benutzt. Damit sollte ausgeschlossen werden, daß durch die Wahl des Startmodells das Ergebnis der Inversion vorbestimmt war. Das Startmodell, ein Vierschichtfall, hatte folgende Parameter:

0 - 200 m	500 Ohmmeter
200 - 300 m	50 Ohmmeter
300 - 450 m	300 Ohmmeter
ab 450 m	30 Ohmmeter

Das Ergebnis der Inversionsrechnung ist in Abb. 5 gezeigt, in der die Meßpunkte entsprechend ihrer geographischen Lage angeordnet sind. Die niedrigen Werte der scheinbaren Widerstände

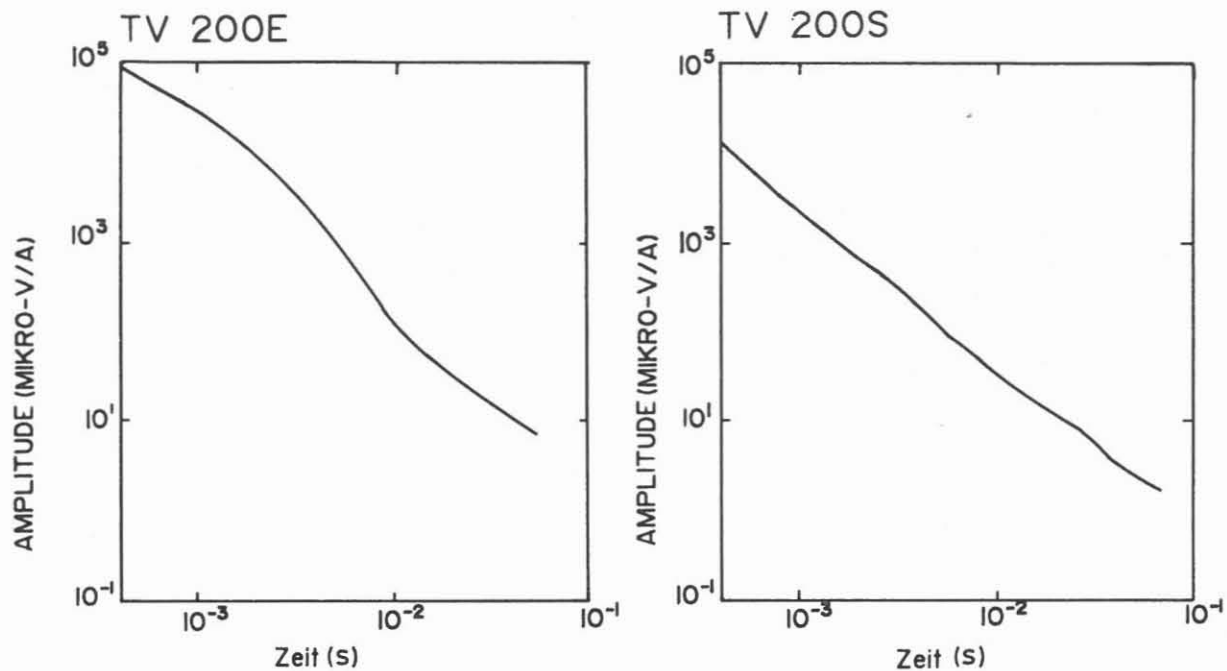


Abb. 2a: Abklingkurven der Meßpunkte TV200E und TV200S

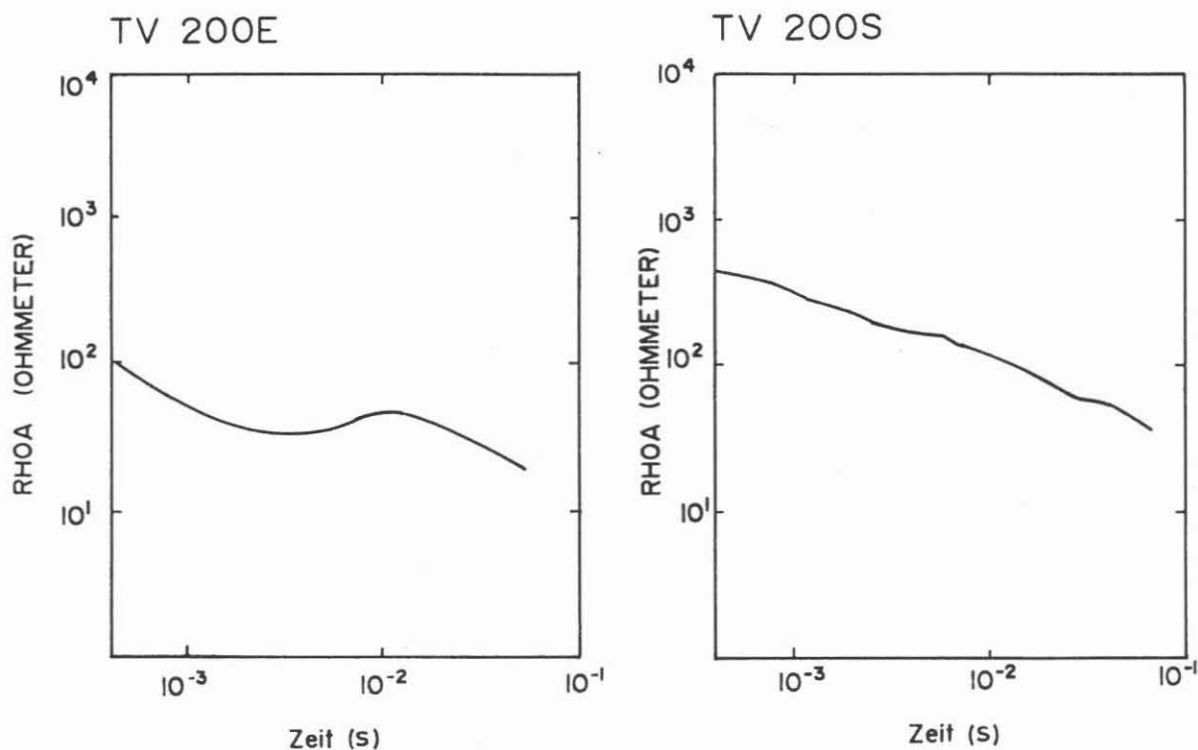


Abb. 2b: Scheinwiderstand als Funktion der Abklingzeit für die Meßpunkte TV200E und TV200S

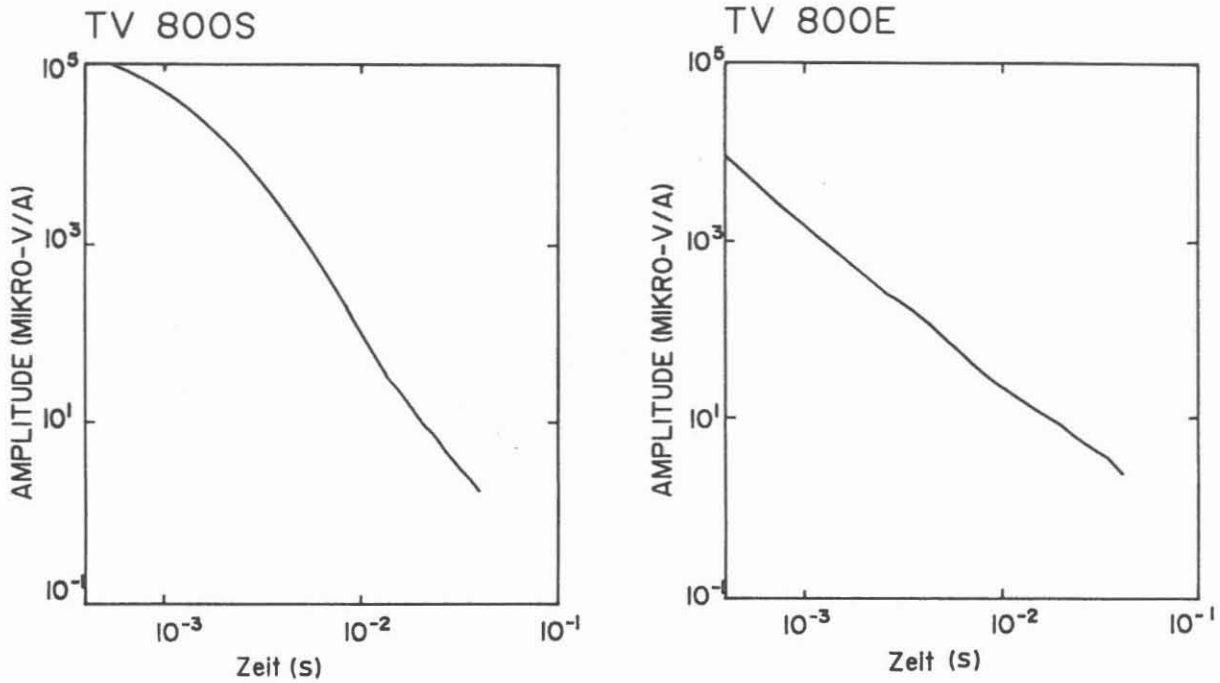


Abb. 3a: Abklingkurven der Meßpunkte TV800S und TV800E

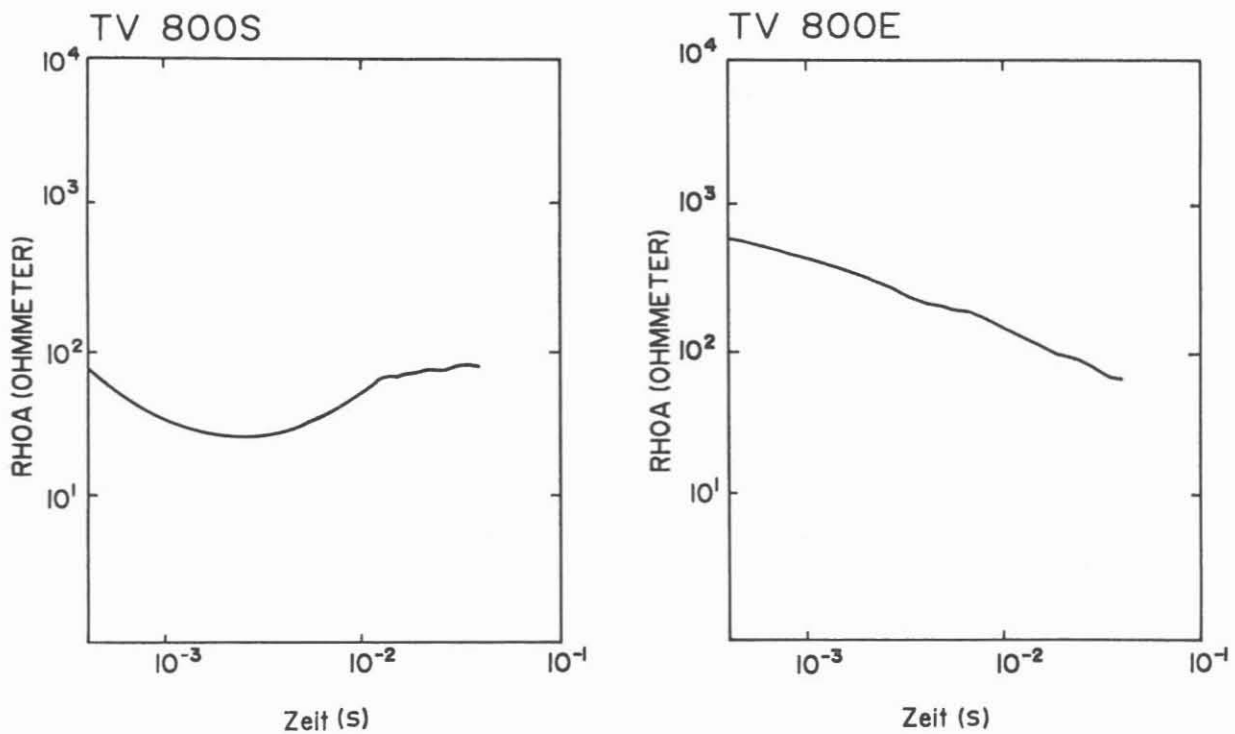


Abb. 3b: Scheinwiderstand als Funktion der Abklingzeit für die Meßpunkte TV800S und TV800E

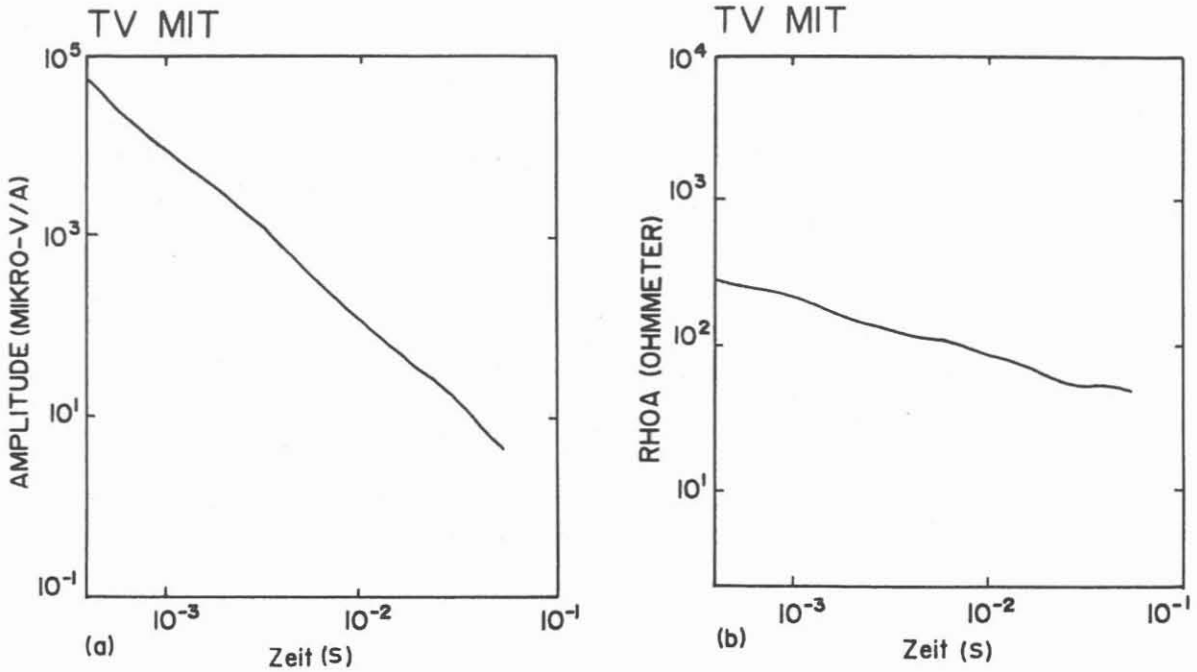


Abb. 4: Abklingkurve (a) und Scheinwiderstand als Funktion der Zeit (b) des Meßpunktes TVMIT

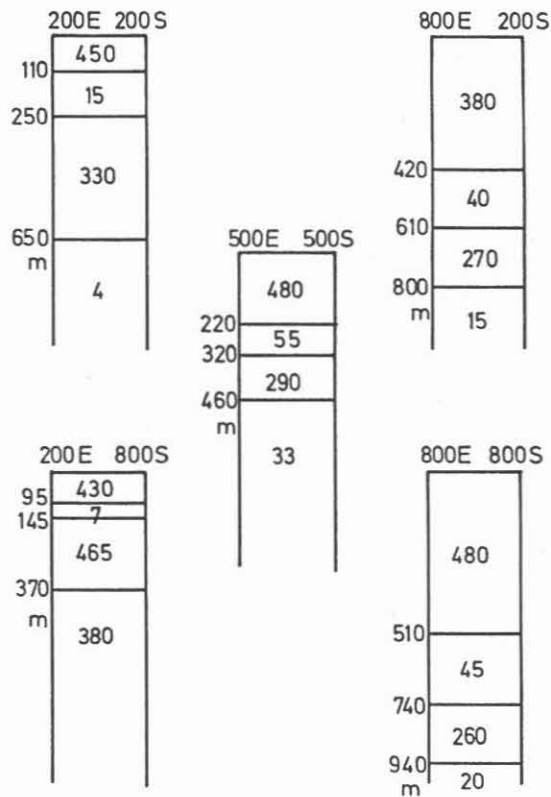


Abb. 5: 1D-Inversion der TEM-Tiefensondierungen Elektrische Widerstandswerte in Ohmmeter Tiefenangaben in m

an den westlichen Stationen werden durch eine gutleitende Schicht mit 7 bzw. 15 Ohmmeter in einer Tiefe zwischen 90 und 200 m gedeutet. Diese Schicht fehlt unter den östlichen Meßpunkten. Inwieweit die besserleitenden Schichten im westlichen Bereich tatsächlich in dieser Tiefe liegen oder durch die Vorgabe des eindimensionalen Modells nach unten projiziert werden, können nur weitere Messungen klären. ,

### **Literaturverzeichnis**

Greinwald, S. (1987): Transient-elektromagnetische Messungen über der Lagerstätte Neves Corvo. BGR-Bericht, Archiv-Nr. 100541 - Hannover.

Weidelt, P. (1984): Inversion transient-elektromagnetischer Messungen über geschichtetem Untergrund. BGR-Bericht, Archiv-Nr. 96720 - Hannover.