

Das Dipol-Dipol-Experiment am KTB

Johannes B. Stoll¹, Volker Haak², Klaus Spitzer³

¹ Institut für Geophysik, Universität Göttingen, Herzberger Landstr. 180, 37075 Göttingen, Germany

² GeoForschungsZentrum Potsdam, Telegraphenberg A 17, 14473 Potsdam, Germany

³ Ecole Polytechnique, P.O.Box 6079, Succ. Centre-Ville, Montreal, H3C 3A7, Canada

1. Warum ein Dipol-Dipol-Experiment im KTB?

Aus den zahlreichen Messungen im Gebiet um das KTB¹ in der Oberpfalz hat sich folgendes Bild über die Verteilung und die Ursachen der elektrischen Leitfähigkeit ergeben: Es wird zwischen elektrisch sehr leitfähigen Strukturen von lokalem und regionalem Ausmaß unterschieden (siehe dazu Haak et al. (1991) und ELEKTG-Group (1996)). Innerhalb der Kristallineinheit der ZEV² verhält sich die elektrische Leitfähigkeit stark anisotrop im Vergleich zu den umgebenden Gesteinseinheiten. Die Streichrichtung der höheren Leitfähigkeit ist parallel zum Verlauf der FL³ (NNW-SSE) orientiert. Durch die KTB-Bohrungen ist bekannt, daß diese starke Anisotropie durch sehr leitfähige, graphitisierte Störungszonen verursacht wird. Daneben geben MT-Sondierungen und LOTEM-Messungen deutliche Hinweise auf eine Zone hoher elektrischer Leitfähigkeit, die sich in einer Tiefe zwischen 8-12 Kilometer befinden soll (Untiedt, 1986; Tauber, 1994). Die Bedeutung dieses Krustenleiters wird durch die Tatsache verstärkt, daß bei elektromagnetischen Sondierungen entlang eines Profils von den Alpen bis zur Ostsee ebenfalls in der mittleren Kruste eine ausgedehnte Zone stark erhöhter elektrischer Leitfähigkeit gefunden wurde. Diese Beobachtungen sind in einer Arbeit der ERCEUGT-Group (1992) zusammengefaßt und werden dort näher beleuchtet. Unklar bleibt bislang die Ursache für die Erhöhung der elektrischen Leitfähigkeit - Graphit und/oder saline Fluide - und dessen tektonische Bedeutung. Während nun durch MT-Messungen in größerer Entfernung vom KTB einerseits diese regional ausgedehnte Schicht eindeutig nachgewiesen werden kann, zeigt Eisel (1995) andererseits, daß die Annahme dieses Leiters für die Interpretation der MT-Messungen im unmittelbaren Umfeld des KTB nicht zwingend ist. Vielmehr lassen sich diese Daten durch ein Modell von dünnen, subvertikalen, sich über mehrere Kilometer erstreckende, hochleitfähige Schichten, die in einen hochohmigen Block eingelagert sind, erklären. Dieses Modell ergibt die beobachtete Anisotropie und stellt damit einen Zusammenhang mit den im KTB beobachteten hochleitfähigen Störungszonen her. Allerdings geben geomagnetische Tiefensondierungen auf denselben Meßpunkten wiederum deutliche Hinweise auf eine hochleitfähige Schicht in etwa 10 km Tiefe.

Die Endteufe der KTB-Hauptbohrung (-HB) beträgt etwa 9100 m und ist damit in den Tiefenbereich vorgedrungen, in dem diese regionale leitfähige Schicht vermutet wird. Eine Bohrung kann aber nur Aussagen über die Gesteinseigenschaften in Entfernungen von wenigen Radien des Bohrlochdurchmessers machen. Die KTB-HB liefert daher nur unzureichende Hinweise über die Existenz, die elektrische Leitfähigkeit und die regionale Ausdehnung dieses Krustenleiters. Mit einem sogenannten surface-to-hole Experiment, bei dem sich Empfängerensoren auch im Bohrloch befinden, kann die Tiefenlage und die elektrische Leitfähigkeit dieser Schicht besser bestimmt werden, als mit Methoden, bei denen die Auslage der Sensoren auf die Erdoberfläche beschränkt ist. Alfano (1962) und Daniels (1977) haben die Vorteile, die ein

¹ KTB: Kontinentales Tiefbohrprogramm

² ZEV: Zone von Erbendorf-Vohenstrauß

³ FL: Fränkische Linie; NW-SE streichende Verwerfung, welche die permo-mesozoischen Sedimente im Westen von der Böhmisches Masse im Osten trennt. Sie fällt steil nach Osten ein und wurde in etwa 7 km Tiefe von der KTB-Hauptbohrung durchteuft.

vertikaler Empfänger dipol bei geoelektrischen Messungen besitzt, zumindest für den horizontal geschichteten Halbraum herausgestellt. Nach Beendigung der KTB-Hauptbohrphase im Herbst 1996 wurde ein geoelektrisches Experiment mit Dipol-Dipol-Elektrodenauslage durchgeführt, bei der ein vertikaler Dipol mit einer Länge von 9065 m in der KTB-HB eingerichtet wurde. Das Ziel dieses Experimentes ist, die Frage der Existenz eines in der mittleren Kruste befindlichen Leiters im Bereich des KTB zu beantworten und - wenn ja - dessen Tiefenlage und Leitfähigkeitswert zu bestimmen. Im folgenden werden zunächst die Kurven des spezifischen Widerstandes, die durch das Experiment bestimmt wurden gezeigt. Anschließend werden zwei Modelle zur ρ_a -Kurve des Vertikaldipols diskutiert.

2. Meßanordnung und Durchführung des Experimentes

In Abbildung 1a ist die prinzipielle Anordnung der Strom- und Empfänger dipole dargestellt, wie sie bei diesem Experiment verwendet wurden. Zusätzlich zu den Empfängerauslagen an der Erdoberfläche wurde auch das vertikale elektrische Feld zwischen einer Elektrode an der Erdoberfläche und einer Elektrode in der KTB-Hauptbohrung gemessen. Damit wurden Registrierungen des elektrischen Feldes in allen drei Raumkomponenten vor. Die Länge der Empfänger elektroden an der Erdoberfläche beträgt 1 km. Für den vertikalen Empfänger dipol wurde eine für Temperaturen bis 300°C und Umgebungsdrücken bis 150 MPa ausgelegte Bohrlochsonde des Typs Winter et al. (1991) verwendet, die auf eine Tiefe von 9065 m abgesenkt und dort fixiert wurde. Zum Zeitpunkt der Messungen betrug die Umgebungstemperatur der Sonde etwa 250°C. Das vertikale elektrische Feld wurde mit allen drei Sensoren - Silber-Silberchloridelektrode (Ag-AgCl), Platinring und Stahlgehäuse der Sonde - registriert. Die beste Datenqualität lieferten die Registrierungen des Platinsensors und wurden daher ausschließlich für die Auswertung verwendet. Die elektrischen Felder der drei Empfänger dipole wurden mit 3-Kanal Aufzeichnungsgeräten vom Typ REFTEK, welche das GFZ zur Verfügung gestellt hat, mit einer Taktrate von 125 Hz aufgezeichnet. Die Stromspeisungen wurden auf zwei senkrecht zueinander verlaufenden Profilen in unregelmäßigen Punktabständen durchgeführt. Als Stromquelle wurde ein Generator vom Typ Wisconsin (Fa. Zonge, Arizona USA) verwendet, der eine maximale Leistung von 30 kVA bei einer Umdrehung von 400 Hz liefert. Die Ausgangsspannung beträgt 120 V. Über einen Transmitter kann zwischen den Elektroden des Stromdipols eine Spannung von maximal 1000 V erzeugt werden. Über eine Switchbox wird der zeitlich Verlauf dieser Ausgangsspannung als Rechteckimpuls mit einer Dauer von 10s geschaltet. Bei einer Abtastrate von 125 Hz setzt sich die Länge eines Rechteckimpulses aus 1250 Werten zusammen. Der Wechsel der Polarität am Sender wird innerhalb von 6µs realisiert. Die geographische Lage der Sender dipole ist in Abb. 1b dargestellt. Insgesamt wurden auf dem Nord- und Ostprofil an 19 Punkten Stromspeisungen vorgenommen. Für diese Messungen wurden etwa 24 Stunden (ohne Auf- und Abbau) benötigt.

3. Registrierbeispiele

In Abb. 2 und 3 sind Ausschnitte von Registrierungen für SEA⁴ von 1 km und 20 km dargestellt. Diese sind zuvor mit einem Tiefpaß, der bei 2.5 Hz abschneidet, gefiltert worden. Deutlich ist der Wechsel der Polarität des elektrischen Feldes im zeitlichen Abstand von 10s zu sehen. Für SEA bis 30 km können die Rechteckimpulse noch visuell in den Registrierungen detektiert werden. Die Registrierung bei SEA 1 km, also sehr nahe am KTB, zeigt im zeitlichen Verlauf der Impulse ein exponentielles Verhalten beobachtet und deutet auf eine starke elektrische Polarisierung des Gesteinsuntergrundes hin. Die spikes während des Umschaltvorganges (Abb. 2) werden durch elektromagnetische Induktion beim Ein- und Ausschaltvorgang des

⁴ SEA: Sender-Empfänger Abstand

Stromgenerators bei kurzen SEA (1 km) verursacht, dieser Effekt verschwindet aber für große SEA (20 km).

Zur Bestimmung des spezifischen Widerstandes muß die durch die Stromeinspeisung verursachte Potentialdifferenz ΔU an den Empfängerdipolen ermittelt werden. Sie entspricht der halben Sprunghöhe der Rechteckimpulse, die zwischen positiver und negativer Polarisation wechseln. Für die Registrierungen in Abb. 2 kann diese Spannungsdifferenz noch leicht bestimmt werden. Mit zunehmendem SEA verkleinert sich jedoch die Amplitude der Rechteckimpulse. Da pro Senderstation etwa 60-80 Impulse eingespeist wurden, können die Amplituden gestapelt werden. Die Stapelung wird durchgeführt, indem im Zeitintervall, in dem die Stromeinspeisung erfolgte, für alle Impulse die Differenz zwischen dem i -ten Wert des n -ten Impulses und dem i -ten Wert des darauffolgenden Impulses bestimmt und aufsummiert wird. Diese Prozedur wird für alle 1250 Werte eines Impulses durchgeführt und das arithmetische Mittel für jede i -ten Position des Impulses bestimmt. Daneben wurde auch die Standardabweichung und die Abweichung des Mittelwertes berechnet und wurde bei der Bestimmung des spezifischen Widerstandes als Funktion von SEA berücksichtigt. In Abb. 4 und 5 sind die gestapelten Impulse der Registrierungen aus Abb. 2 und 3 dargestellt. Das Niveau des gestapelten Impulses ist die gesuchte Spannungsdifferenz ΔU , die für die Bestimmung des spezifischen Widerstandes benötigt wird. Die starken Variationen jeweils am Ende des gestapelten Rechteckimpulses sind eine Folge der starken Variationen des Rechtecksignals beim Umschaltvorgang. Dieser Teil des Rechteckimpulses wird vernachlässigt. Die Signalamplitude wurde aus dem davorliegenden Teil des Impulses durch Bestimmung des mittleren Niveaus ermittelt.

4. Widerstandskurven

Der spezifische Widerstand ist definiert durch

$$\rho = \frac{\Delta U}{I} \cdot GF,$$

wobei für ΔU die gestapelte Spannungsamplitude verwendet wird. I ist die eingespeiste elektrische Stromstärke und GF ist der Geometriefaktor. GF ist definiert durch:

$$GF = \frac{1}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}}$$

AM , AN , BM , BN bezeichnen die Abstände zwischen den Elektroden des Sender- und Empfängerdipols. Die Koordinaten der Positionen der Sender- und Empfängerelektroden wurden topographischen Karten (1:25.000) entnommen. Die Genauigkeit der Ortsbestimmung wurde auf etwa 25 m abgeschätzt.

In den Abbildungen 6a, 6b und 6c sind die Widerstandskurven für die drei Komponenten der Empfängerdipole und die beiden Senderprofile dargestellt. Mit zunehmendem SEA vergrößern sich auch die Fehler bei der Bestimmung der Spannungsamplitude.

Die ρ_a -Kurve (Abb.6a), die aus den Registrierungen der Vertikalkomponente des elektrischen Feldes (Bohrlochsonde) bestimmt wurde, ist durch einen sehr steilen Anstieg ab einer SEA von 7km charakterisiert, der mehr als 45° beträgt. Vernachlässigt man zunächst den ρ_a -Wert bei SEA 0.5 km für die Einspeisung auf dem Ostprofil, so fällt der weitgehende Parallelverlauf der beiden ρ_a -Kurven auf. Die zunächst erwartete Anisotropie des spezifischen Widerstandes, wie sie bei den Sondierungen an der Erdoberfläche gefunden wurde, ist in diesen Kurven nicht zu erkennen. Die Stapelung wurde für die Registrierungen bis SEA 40 km durchgeführt. Die Stapelungsergebnisse für die Einspeisungen bei 50 und 60 km sind sehr unsicher und wurden deshalb nicht in die Darstellung aufgenommen. Beide Kurven enden bei sehr hohen Werten um 10000 Ωm . Anders verhalten sich dagegen die ρ_a -Kurven, welche aus den beiden

Horizontalkomponenten an der Oberfläche bestimmt wurden. Besonders die Kurven für die Einspeisung auf dem Nordprofil (Abb. 6b) weisen ein sehr starkes anisotropes Verhalten des spezifischen Widerstandes auf. Auch hier wird ein Ansteigen der Widerstandswerte verzeichnet, das vorallem für die Ostkomponente sehr steil ist. Die ρ_a -Kurven aus den Einspeisungen auf dem Ostprofil (Abb.6c) zeigen ebenfalls ein anisotropes Verhalten, das aber nicht so stark wie für die Einspeisungen auf dem Nordprofil ist. Auch hier nehmen die ρ_a -Werte mit wachsendem SEA zu. Wegen der erheblich geringeren Länge der horizontalen Empfänger dipole gegenüber dem vertikalen Dipol ist das Meßsignal ΔU deutlich kleiner und läßt sich für SEA größer 30 km nicht detektieren.

5. Modellüberlegungen

Die Bestimmung der ρ_a -Kurven aus den Registrierungen für die verschiedenen Komponenten und Anregungsrichtungen ergibt folgendes Bild: Alle ρ_a -Kurven zeigen ein Anwachsen des spezifischen Widerstandes mit zunehmendem SEA. Für den vertikalen Dipol im Bohrloch ist dieser Anstieg ab einem SEA von 7 km sogar größer als 45° . Während allerdings die ρ_a -Kurven des Vertikaldipols keine Anisotropie im elektrischen Widerstand zeigen, wird jedoch in den Kurven der horizontalen Empfänger dipole ein deutlich anisotropes Verhalten beobachtet. Für Stromeinspeisungen auf dem Nordprofil zeigt sich sogar eine besonders starke Anisotropie.

Mit dem 3D Finite Differenzen Programm von Spitzer (1995) wurden zwei verschiedene Modelle A und B gerechnet mit dem Ziel, ρ_a -Kurven zu erzeugen, welche den Verlauf der ρ_a -Kurven für den Vertikaldipol im Bohrloch deuten könnten.

Das Modell A versucht die Vorkenntnisse, welche bereits über die Leitfähigkeitsverteilung im KTB-Umfeld existieren, zu berücksichtigen. In einem hochohmigen Halbraum (3000 Ωm) befindet sich eine leitfähigen (10 Ωm) horizontal verlaufenden Schicht (Krustenleiter), die sich wahlweise in drei verschiedenen Tiefen zwischen 7 bis 10 km befindet. Weiter enthält das Modell eine von der Erdoberfläche aus steil einfallenden Schicht (1 Ωm), die bis in 8 km Tiefe reicht (Abb. 5) (Fränkische Linie). Das Modell B besteht aus einem leitfähigen Block mit 100 Ωm , der in einem Halbraum mit 3500 Ωm eingebettet ist, und dessen Oberfläche mit der Erdoberfläche zusammenfällt. Eine Variante dieses Modells enthält zwischen der Block- und der Erdoberfläche zusätzlich eine hochohmige Schicht mit einer Dicke von 500 m (Abb. 7 und 8).

Ergebnisse zu Modell A: Zunächst wurden ρ_a -Kurven für den Vertikaldipol für die horizontale Schicht gerechnet, um den Einfluß der Position der Bohrlochsonde, die sich in 9km Tiefe befindet, zu dieser Schicht zu untersuchen. Je nach Lage der leitfähigen Schicht befindet sich die Sonde unterhalb (7km), innerhalb (9km) und oberhalb (10km) der leitfähigen Schicht. Die Modellkurven unterscheiden sich untereinander nicht wesentlich in ihrem Verlauf, so daß daraus schlecht auf die Position der Bohrlochsonde zur leitfähigen Schicht geschlossen werden kann (Abb. 6a). Die Existenz einer solchen Schicht ist aber durch die deutliche Abnahme der ρ_a -Werte dokumentiert. In Abb. 6b ist der Verlauf der ρ_a -Kurven für das Modell einer steil einfallenden leitfähigen Schicht dargestellt. Während die ρ_a -Kurve für ein Profil parallel zum Streichen der Schicht kaum Variationen aufweist, zeigt die ρ_a -Kurve für Einspeisungen auf einem Profil senkrecht zum Streichen ein Minimum bei etwa 20 km. Im nächsten Schritt werden die ρ_a -Kurven für eine horizontale plus steileinfallende Schicht gezeigt (Abb. 6c). Für die Einspeisungen auf einem Profil senkrecht zum Streichen ähneln sie denen für den geschichteten Fall in Abb. 6a. Hingegen ist das Ergebnis für Einspeisungen auf einem Profil parallel zum Streichen jedoch recht verschieden (Abb. 6d). Befindet sich die Bohrlochsonde unterhalb der horizontal verlaufenden Schicht (7km), so ähnelt die ρ_a -Kurve der für den geschichteten Fall. Der Einfluß der steileinfallenden Schicht ist jedoch gering. Befindet sich dagegen die Bohrlochsonde innerhalb oder oberhalb der horizontal verlaufenden Schicht, dann wirkt sich ausschließ-

lich der Einfluß der steileinfallenden Schicht aus. Der Verlauf der ρ_a -Kurven ähnelt derjenigen in Abb. 6b für die Einspeisungen auf dem Profil senkrecht zum Streichen.

Ergebnisse zu Modell B: Dieses Modell soll den steilen Anstieg der ρ_a -Kurve für den Vertikaldipol klären. Es enthält einen quaderförmige Block (100 Ωm) mit unterschiedlichen Kantenlängen in horizontaler Richtung (8 und 10 km), der in einen hochohmigen Halbraum (3500 Ωm) eingebettet ist (Abb. 7). Seine Oberfläche berührt die Erdoberfläche. Die vertikale Kantenlänge beträgt 8 km. Der Vertikaldipol hat eine Länge von 9 km, das untere Ende des Dipols befindet sich also außerhalb des leitfähigen Blocks. Die ρ_a -Kurven ergeben für geringe SEA den ρ_a -Wert des leitfähigen Blocks. Für Einspeisungen in Nähe der Blockgrenze haben die Kurven ein Minimum und springen danach zu hohe ρ_a -Werte. Befindet sich zwischen der Oberfläche des Quaders und der Erdoberfläche eine hochohmige Schicht, erhält man einen deutlich glatteren Kurvenverlauf (Abb. 8). Jetzt tritt für Einspeisungen an der Blockgrenze kein lokales Minimum mehr auf. Für kleiner werdende SEA nehmen die ρ_a -Werte wegen der hochohmigen Zwischenschicht zu.

Die Ergebnisse zu Modell A zeigen keine Übereinstimmung zu der beobachteten ρ_a -Kurve des Vertikaldipols im Bohrloch. Während die experimentell bestimmten ρ_a -Kurven steil ansteigen, zeigen die Modellkurven für große SEA eine starke Abnahme der ρ_a -Werte. Daß die mit den horizontal liegenden Empfängerdipolen beobachtete Anisotropie nicht im Vertikaldipol vorhanden ist, liegt möglicherweise am großen Mittelungsvolumen von etwa 9km. Offenbar erzeugen die steilstehenden, leitfähigen Schichten im KTB-Umfeld in diesem Fall keine nennenswerte Anisotropie. Die starke Abnahme der ρ_a -Werte in den Modellkurven ist jedoch ein Indiz, daß sich ein Krustenleiter für SEA innerhalb von 30 km nachweisen lassen müßte. Ein solches Verhalten der ρ_a -Kurve ist jedoch nicht beobachtet worden. Hingegen bewirkt ein leitfähiger Block (Modell B) einen sehr steilen Anstieg der ρ_a -Werte, wobei gering leitfähige Deckschichten den Verlauf glätten können. Der Nachteil des Modells B besteht aber in der fehlenden Anisotropie, die für die Horizontaldipole beobachtet wird. Zur Zeit ist noch unklar, wie ein Modell beschaffen sein muß, um eine in den Registrierungen der Oberflächendipole vorhandene Anisotropie in den Registrierungen eines sehr langen vertikalen Dipols auszublenken.

Literaturverzeichnis:

- ALFANO, L., 1962. Geoelectrical prospecting with underground electrodes. *Geophysical Prospecting*, Vol 10, pp. 290-301.
- DANIELS, J.J., 1977. Three-dimensional resistivity and induced-polarization modeling using buried electrodes. *Geophysics*, Vol. 42, 5, pp. 1006-1019.
- EISEL, M., 1995. Interpretation magnetotellurischer Messungen im Umfeld der Kontinentalen Tiefbohrung unter besonderer Berücksichtigung lateral anisotroper Leitfähigkeitsstrukturen. Diss. FU Berlin, FB Geowissenschaften. Scientific Technical Report STR95/13.
- ELEKT B, 1996: K. Bahr, J. Bigalke, M. Eisel, V. Haak, U. Harms, G. Hirschmann, E. Huenges, H. Jödicke, A. Kontny, J., Kück, G. Nover, A. Rauen, J.B. Stoll, J. Walter, H. Winter, G. Zulauf. KTB and the Electrical Conductivity of the Crust, *Journal of Geophysical Research* (in press)
- ERCEUGT-Group (Bahr, K., Berkold, A., Haak, V. and Jödicke, H.) 1992. An electrical resistivity crustal section from the Alps to the Baltic Sea (Central Segment of the EGT). *Tectonophysics*, 207, 123-139
- HAAK, V., STOLL, J. and WINTER, H., 1991. Why is the electrical resistivity around the KTB hole so low? *Phys. Earth Planet. Interiors*, 66, pp. 12-23
- SPITZER, K., 1995. A 3D Finite difference Algorithm for DC Resistivity Modeling Using Conjugate Gradient Methods, *Geophys. J. Int.*, Vol.123, pp. 903-914.

TAUBER, S., 1994. Leitfähigkeitsmodelle zum MT-Profil Oberpfalz-Vogtland. in: Bahr, K. und Junge, A. (Hrsg.) Prot. 15. Koll. „Elektromagnetische Tiefenforschung“ in Höchst/Odw, 28.3.-31.3.1994: 259-268; Potsdam, Edinburgh, ISSN 0946-7467

UNTIEDT, J., 1986. Die elektrische Leitfähigkeit in der Erdkruste in den Zielgebieten Oberpfalz und Schwarzwald - Zusammenfassung der Ergebnisse der elektromagnetischen Voruntersuchungen. in: Haak, V. und Homilius, J. (Hrsg.). Protokoll über das 11. Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung in Lerbach bei Köln vom 11.3.-13.3.1986.

WINTER, H., STOLL, J. and AULBACH, E., 1991. The new electrical potential logging tool. Scientific Drilling, Vol. 2, pp. 147-159.

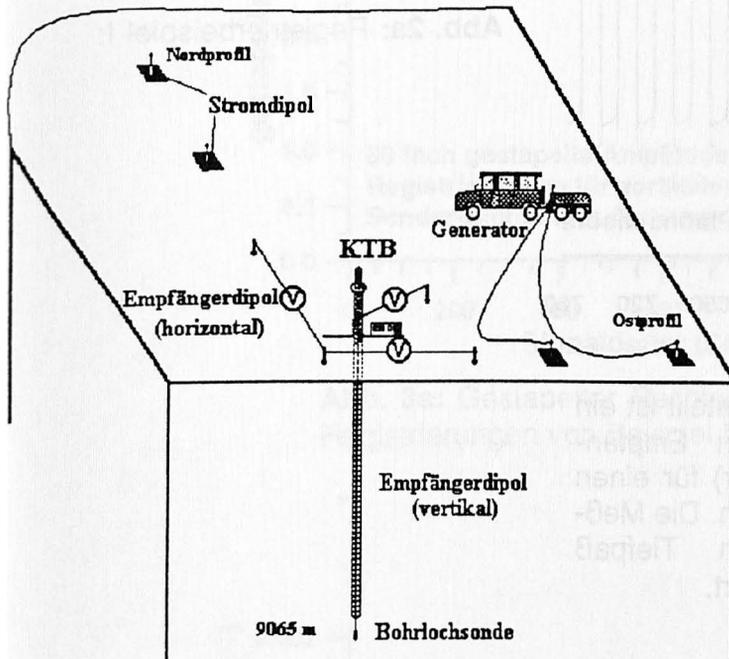
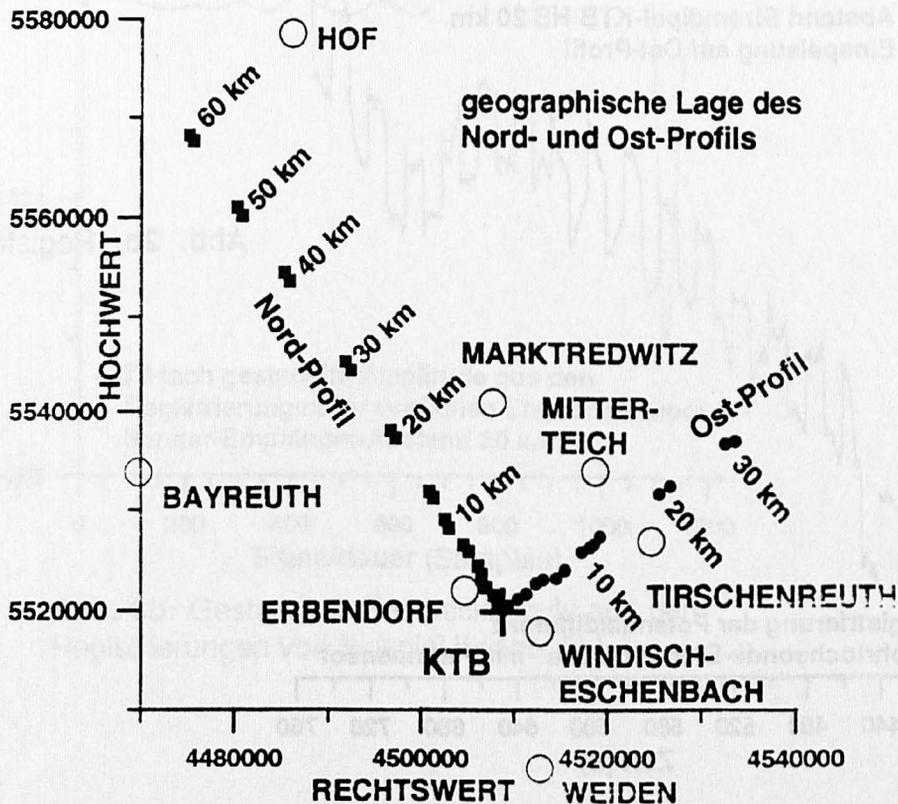


Abb. 1a: Meßaufbau: An der Erdoberfläche befinden sich 2 horizontale Empfängerdipole mit einer Länge von 1km. Entlang zweier senkrecht zueinander verlaufenden Profile liegen die Senderpunkte, an denen Strom eingespeist wurde. Der vertikale Empfängerdipol befindet sich in der KTB-HB und hat eine Länge von 9065m.

Abb. 1b: Meßprofile: Dargestellt ist die geographische Lage des Nord- und Ostprofils mit den Elektrodenpositionen des Senderdipols.



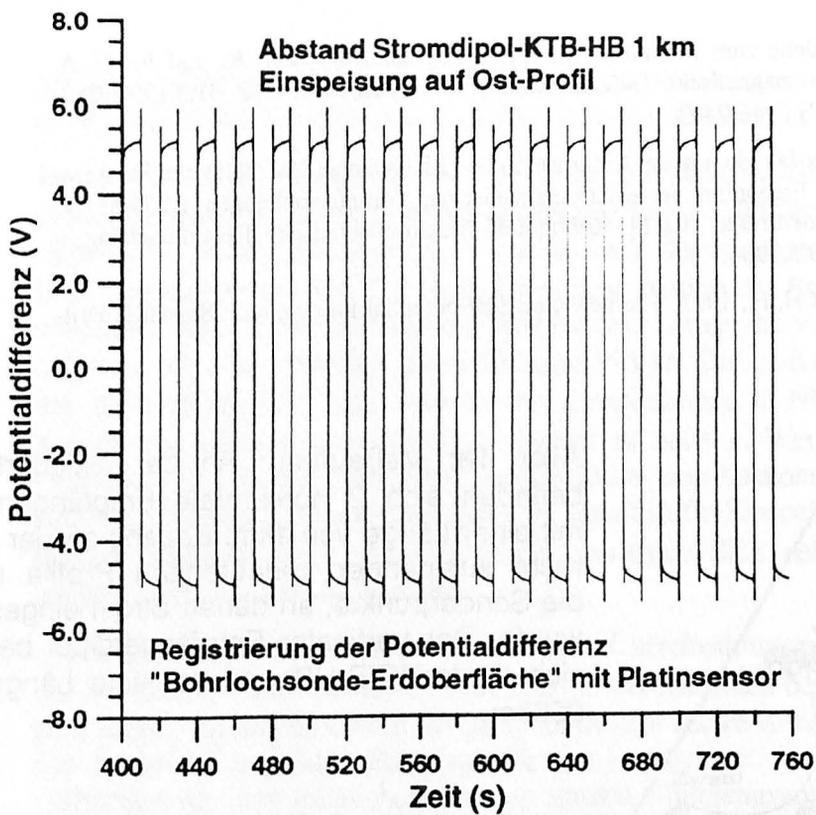


Abb. 2a: Registrierbeispiel I:

Dargestellt ist ein
Registrierausschnitt des vertikalen Empfän-
gerdipols im Bohrloch (Platinsensor) für einen
Sender-Empfänger-Abstand von 1 km. Die Meß-
reihe wurde zuvor mit einem Tiefpaß
(Abschneidefrequenz 2.5 Hz) gefiltert.

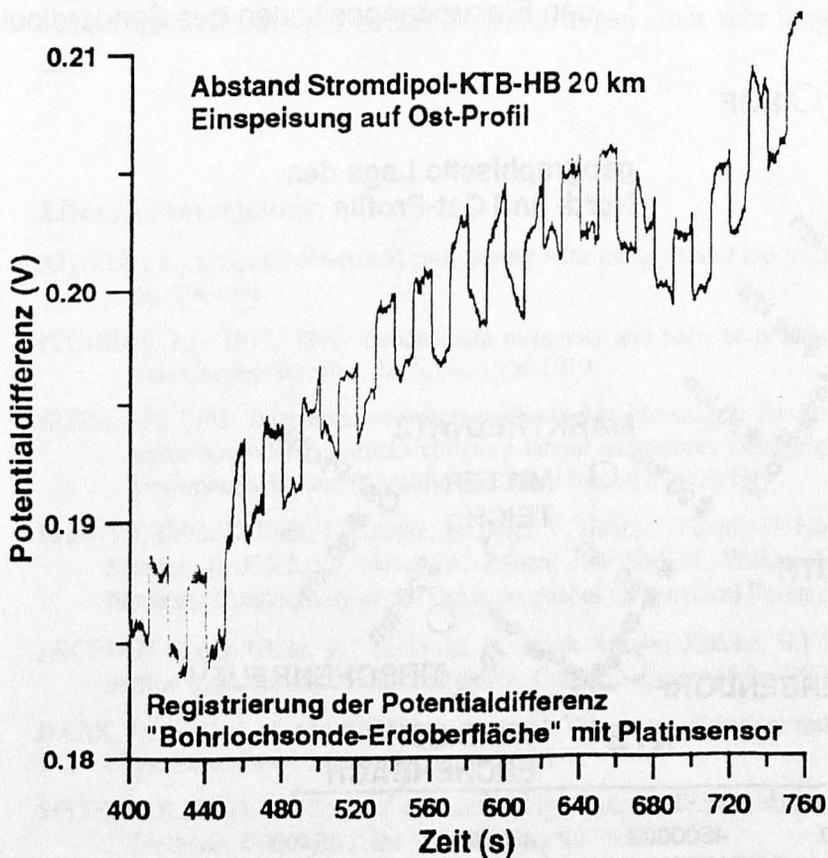


Abb. 2b: Registrierbeispiel II:

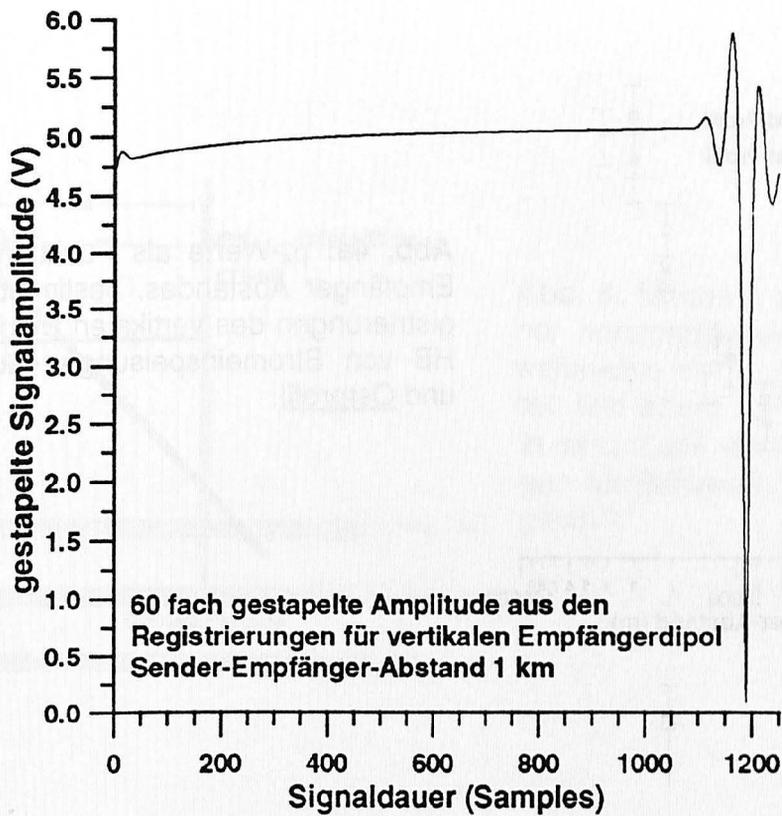


Abb. 3a: Gestapelter Rechteckimpuls aus den Registrierungen von Beispiel I (Abb. 2a).

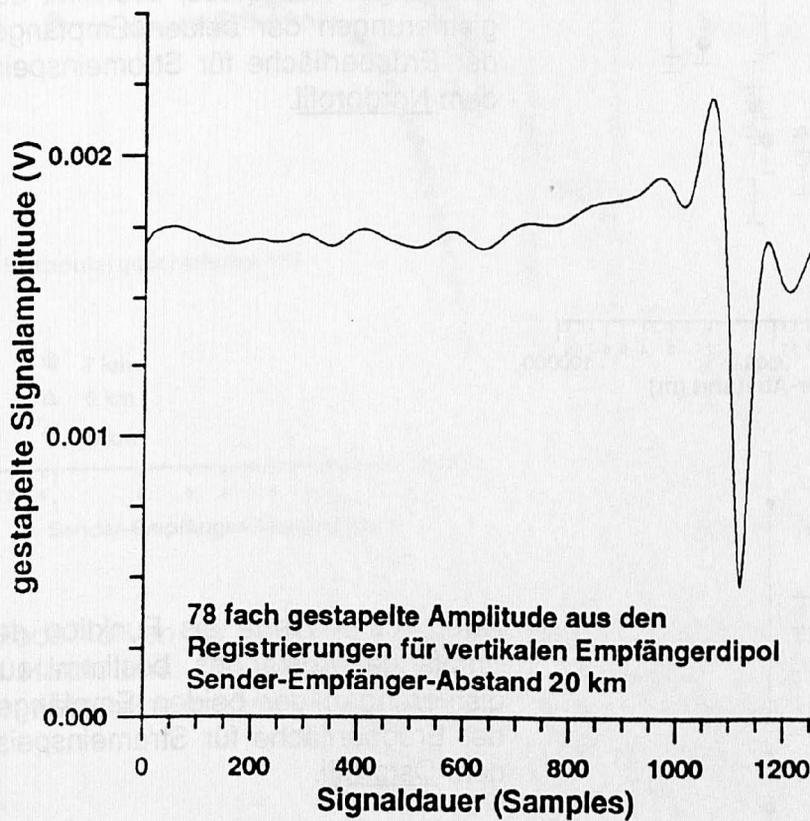


Abb. 3b: Gestapelter Rechteckimpuls aus den Registrierungen von Beispiel II (Abb. 2b).

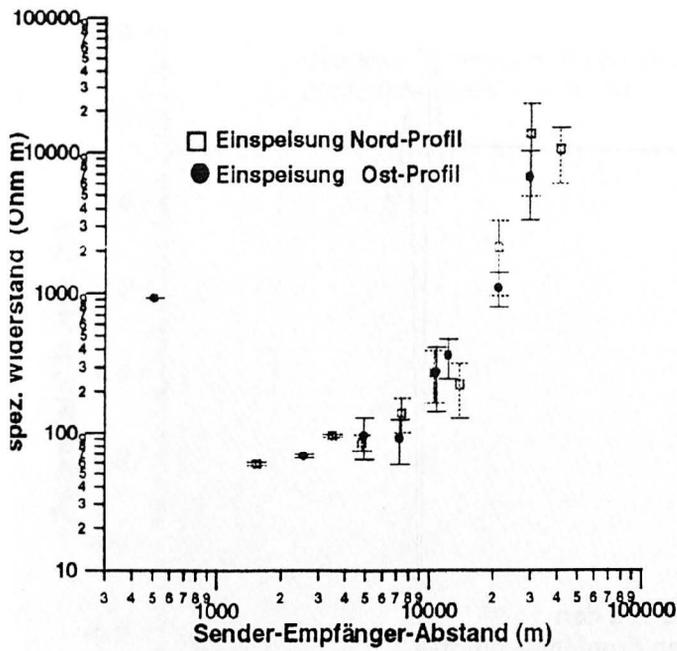


Abb. 4a: ρ_a -Werte als Funktion des Sender-Empfänger Abstandes, bestimmt aus den Registrierungen des vertikalen Dipols in der KTB-HB von Stromeinspeisungen auf dem Nord- und Ostprofil.

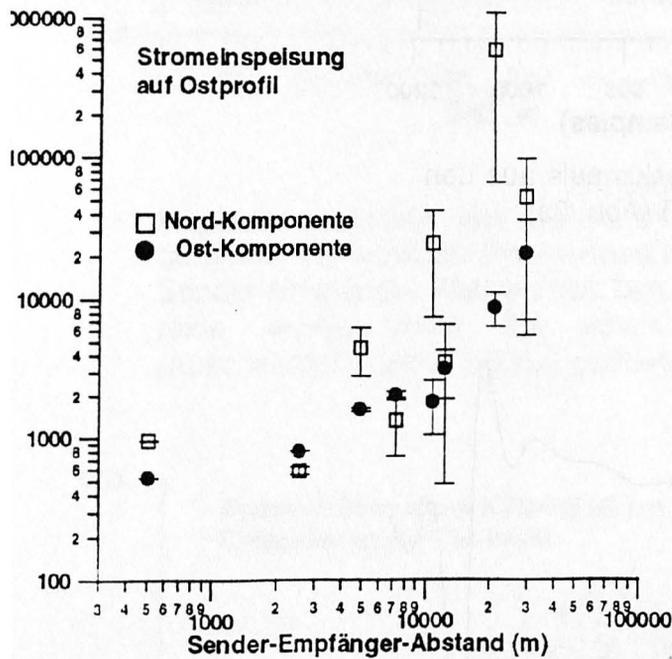


Abb. 4b: ρ_a -Werte als Funktion des Sender-Empfänger Abstandes, bestimmt aus den Registrierungen der beiden Empfänger dipole an der Erdoberfläche für Stromeinspeisungen auf dem Nordprofil.

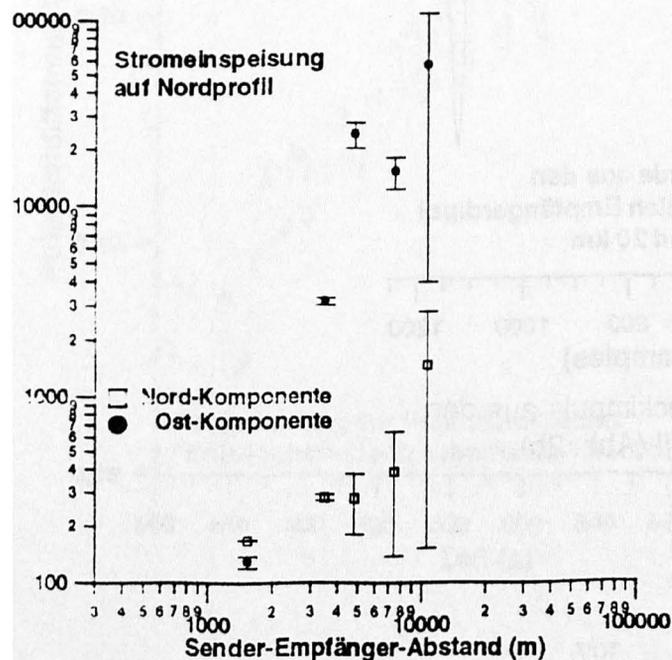


Abb. 4c: ρ_a -Werte als Funktion des Sender-Empfänger Abstandes, bestimmt aus den Registrierungen der beiden Empfänger dipole an der Erdoberfläche für Stromeinspeisungen auf dem Ostprofil.

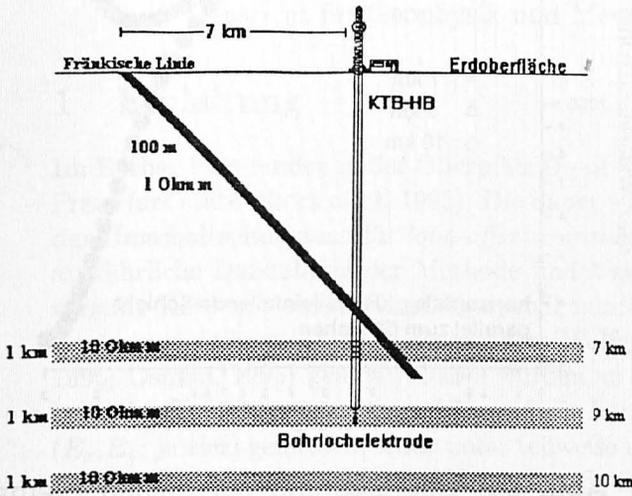


Abb. 5: Modell A setzt sich zusammen aus einer horizontal verlaufenden Schicht, die sich wahlweise in 7km, 9km oder 10km Tiefe befindet, und einem steil einfallendem Leiter, der bis in eine Tiefe von 8km reicht. Die dazugehörigen Modellkurven sind in den Abb. 6a-6d dargestellt.

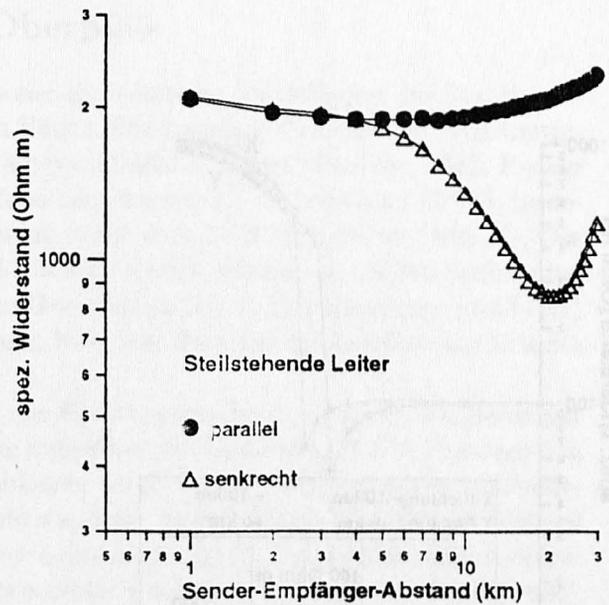
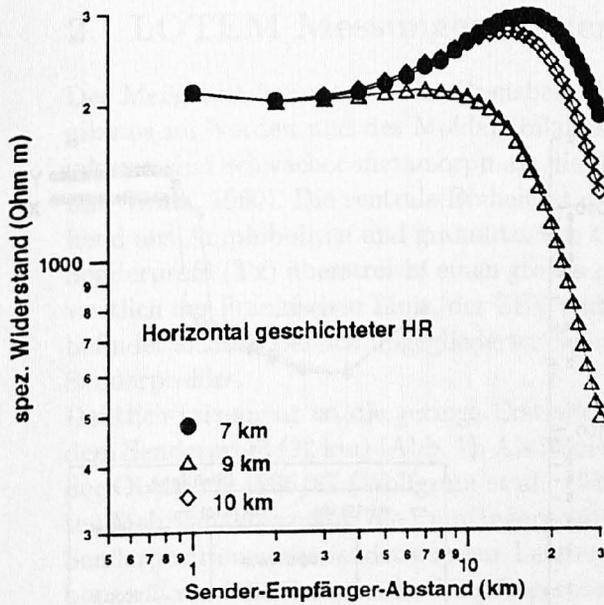


Abb. 6a: Modellkurven für den Fall eines geschichteten Halbraums. Die leitfähige Schicht befindet sich wahlweise in 7km, 9km oder 10km Tiefe.

Abb. 6b: Modellkurven für den Fall einer steil einfallenden Schicht. Dargestellt sind die ρ_a -Kurven für je ein Profil parallel und senkrecht zum Streichen der einfallenden Schicht, die in horizontaler Richtung unendlich ausgedehnt ist.

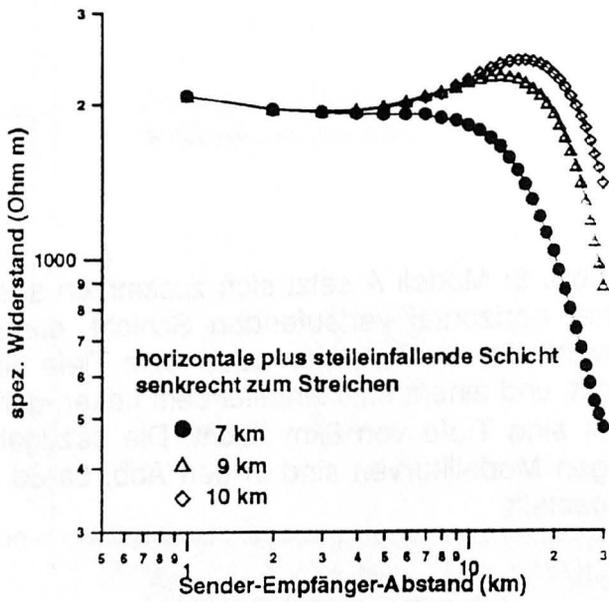


Abb 6c: Überlagerung der beiden Elemente horizontale und steileinfallende Schicht. Dargestellt sind die Modellkurven für ein Profil senkrecht zum Streichen der geneigten Schicht.

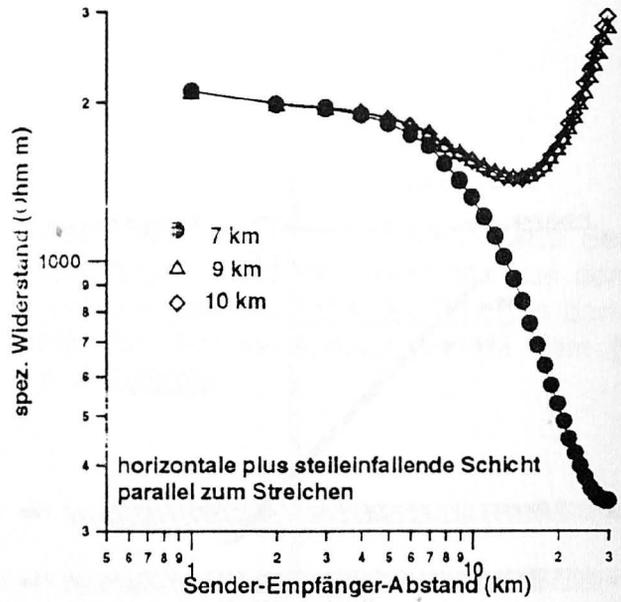


Abb. 6d: Überlagerung der beiden Elemente horizontale und steileinfallende Schicht. Dargestellt sind die Modellkurven für ein Profil parallel zum Streichen der geneigten Schicht.

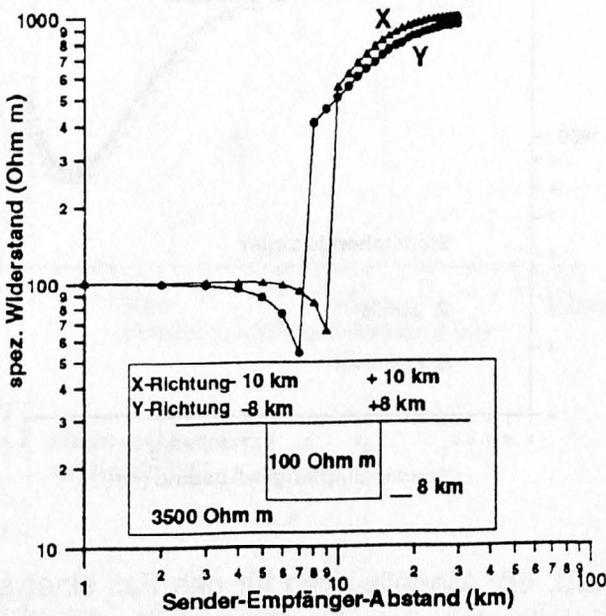


Abb. 7: ρ_a -Kurven für Modell B: Modell B besteht aus einem leitfähigen dreidimensionalen Block, der in einen hochohmigen Halbraum eingelagert ist.

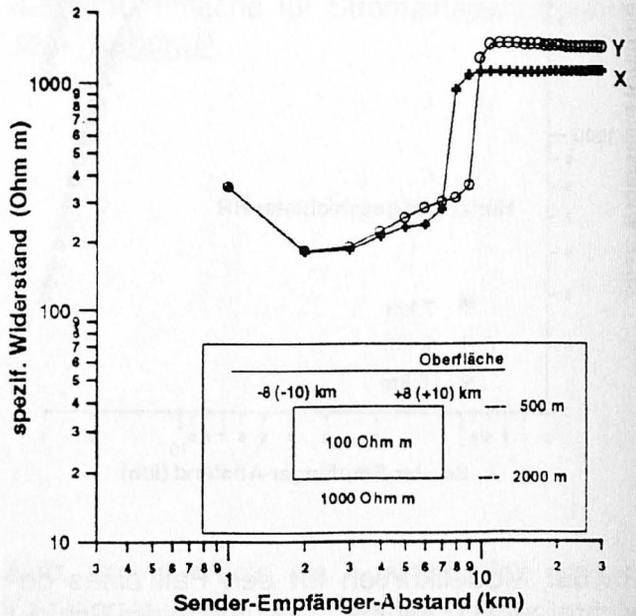


Abb. 8: ρ_a -Kurven für Modell B, bei dem sich aber eine hochohmige Zwischenschicht zwischen der Oberfläche des Blockes und der Erdoberfläche befindet.