

Die Leitfähigkeit der oberen Erdkruste zwischen Weserbergland und Rheinischem Schiefergebirge

M. Bantin, Göttingen

Einleitung

Frühere magnetotellurische Messungen in der Umgebung von Göttingen zeigten, daß sich im Bereich des Leinetalgrabens eine auffallende Leitfähigkeitsanomalie befindet. Kremser (1961) wertete Baystörungen von magnetischen Variationen aus und fand in der Umgebung von Göttingen ein Anwachsen von B_y um etwa 20% auf einem verhältnismäßig kleinen Gebiet. Er vermutete als Ursache eine Leitfähigkeitsanomalie in weniger als 30km Tiefe. Weitere Messungen von Winter (1966) ergaben ein Maximum von B_y um Göttingen mit einer Verstärkung des Normalfeldes um bis zu 30% mit einer nordöstlichen Orientierung des anomalen Bereichs. Winter nahm für die Tiefe des leitfähigen Bereichs jedoch eine Tiefe von bis zu 80km an mit einer bei Göttingen lokalisierten Aufwölbung dieser Struktur. Erstmals führte Peter (1994) im Gebiet der Göttinger D-Anomalie umfangreiche magnetotellurische Messungen mit modernen Apparaturen durch. Die Verbesserungen der Auflösung der Registriergeräte und der Analysemethoden erlaubten nun eine genauere Interpretation der Meßergebnisse. Peter wies ein Auslaufen des anomalen Feldes etwa 40km östlich von Göttingen nach. Im Süden konnte dieses Verhalten nicht gefunden werden. Ein- und zweidimensionale Modellierungen der magnetotellurischen Impedanzen zeigten eine Schicht erhöhter Leitfähigkeit in ca. 25km Tiefe, die unter Göttingen bis in Tiefen von 10km aufsteigt.

Der Sinn dieser Untersuchung war, die Ausdehnung der D-Anomalie nach Westen zu ermitteln und das Verhalten der magnetischen und tellurischen Felder in der Nähe des Rheinischen Schiefergebirges zu studieren. Dazu wurden drei magnetotellurische Meßstationen entlang eines Profils in Ostwestrichtung aufgestellt. Als Referenzstation diente die Station GTTW (Göttinger Wald) des Instituts für Geophysik in Göttingen. Für die vermessenen Stationen sollten die Widerstandsverteilungen gefunden und eventuell lokale Leitfähigkeitsanomalien aufgespürt werden. Mit Hilfe von eindimensionalen Modellrechnungen sollen die Meßergebnisse verstanden werden.

Geologische Situation im Meßgebiet

Das Meßgebiet befindet sich südwestlich des Harzes. Es wird im Osten durch den Leinetalgraben und im Westen durch das Hochsauerland, das dem Rheinischen Schiefergebirge zuzurechnen ist, begrenzt (Abb.1). Die im Osten zu findenden Deckschichten bestehen hauptsächlich aus mesozoischen Gesteinen wie Muschelkalk, Buntsandstein und Keuper. Der auf tektonische Ereignisse aus dem Tertiär zurückzuführende Leinetalgraben, der nordöstlich von Kassel in nordsüdlicher Richtung verläuft und sich bei Kassel in einen südöstlichen und einen südwestlichen Zweig aufspaltet, ist eine der herausragenden geologischen Strukturen im Meßgebiet. Westlich des Leinegrabens schließen sich der Bramwald auf der rechten und der Reinhardswald auf der linken Weserseite an. In diesem Gebiet treten tertiäre Basalte auf, die bei Kassel im Habichtswald in ihrer Zahl stark zunehmen.

Der Reinhardswald wird im Süden durch die Fulda und im Norden durch die Weser begrenzt. Er besteht vornehmlich aus mittlerem und unterem Buntsandstein. Seine höchsten Erhebungen, wie der Garenberg sind Basalte aus dem Miozän.

Westlich des Reinhardswaldes dominiert Muschelkalk. Talfüllungen in diesem Gebiet bestehen in der Regel aus Löß und Leh. Das Meßgebiet wird im Westen durch eine große, nordsüdlich streichende, tektonische Struktur dominiert, die sich vom Rothaargebirge im Süden über das Münsterland bis zum Teutoburger Wald im Norden hinzieht. Diese Struktur bezeichnet die östliche Begrenzung des Rheinischen Schiefergebirges.

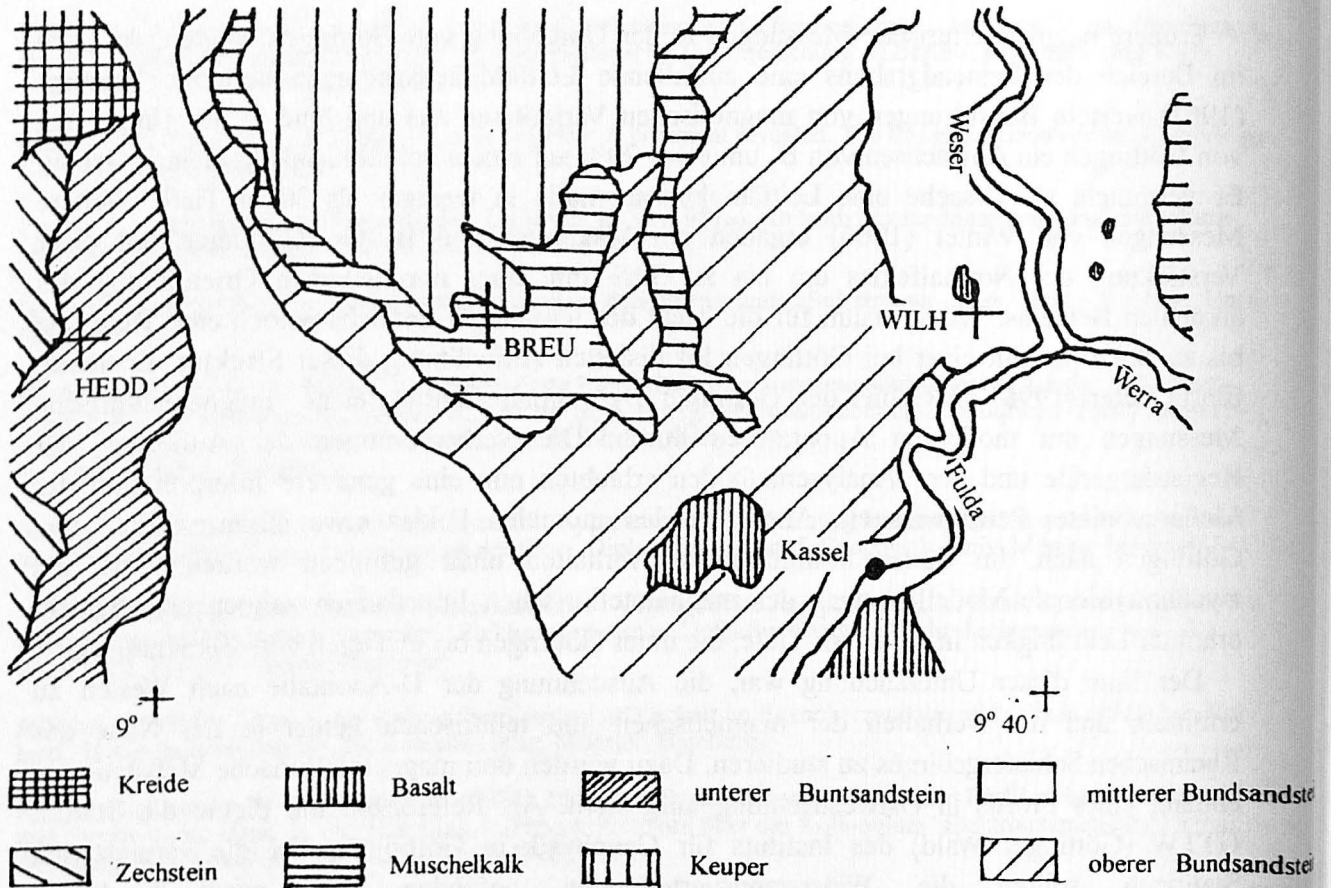


Abb.1: Geologische Situation im Meßgebiet und Stationsstandorte.

Datenerfassung und Auswertung

Registriert wurden Pulsationen ab 10s sowie Variationen bis zum Tagesgang.

Die Auswertung der Daten wurde mit dem Verfahren der Statistischen Frequenzanalyse durchgeführt. Es erfolgte ein Single-Site-Processing. Die dabei gewonnenen magnetotellurischen Übertragungsfunktionen wurden mit einer robusten Bewichtung behandelt (Junge, 1986).

Die anomalen horizontalen Magnetfelder

Abb.2 zeigt das Abklingen der Amplitude der magnetischen Ostkomponente mit zunehmender Entfernung vom Kernbereich der Göttinger D-Anomalie. Die Amplitudenabnahme beträgt in HEDD (Hochsauerlandkreis) fast 30% des Feldes in Göttingen. Für Abb.2 wurde ein Effekt von etwa 20min Dauer ausgewertet. Für diesen Periodenbereich erwartete man einen maximalen Abschwächungseffekt.

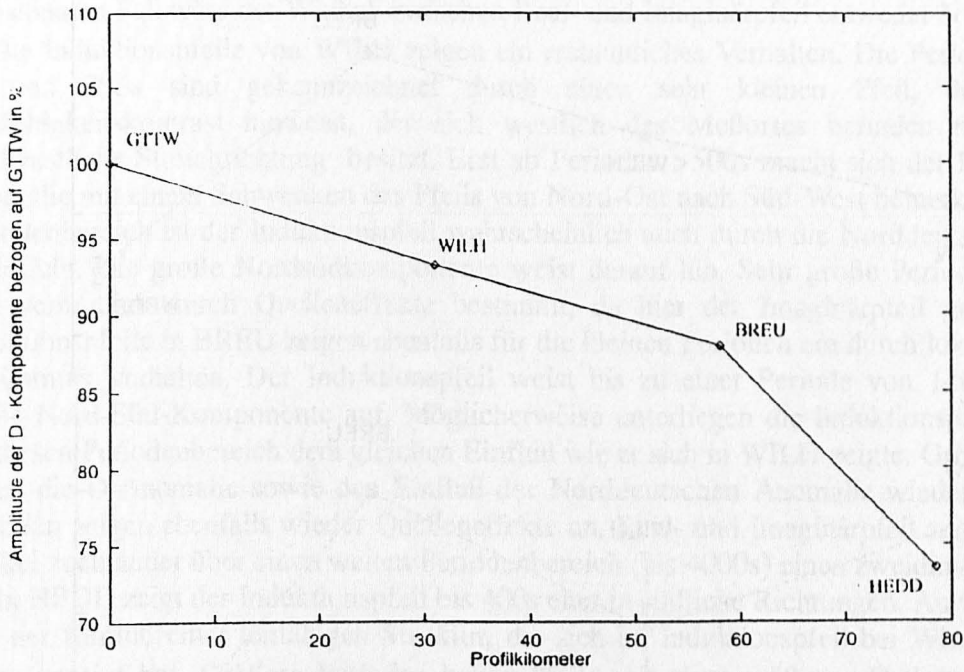


Abb.2: Amplitude von B_y bezogen auf GTTW (Bezugsstation) in % aufgetragen gegen die Profilkilometer.

Abb. 3 zeigt die Übertragungsfunktionen des anomalen horizontalen Magnetfeldes bezogen auf die Station GTTW (Göttinger Wald) für zwei ausgewählte Perioden. In h_H wird bei 146s zwischen WILH und HEDD eine geringe Verstärkung von H sichtbar. In d_D zeigt sich bei BREU ebenfalls eine Verstärkung des Magnetfeldes in Ostrichtung für dieselbe Periode. Diese Verstärkung hat wesentlich größere Ausmaße als bei h_H und erreicht etwa 13% des Bezugfeldes. In der Profildarstellung für 1115s ist in h_H bei BREU immer noch eine Verstärkung gegenüber WILH und HEDD zu sehen. d_D weist nun auf die erwartete Abschwächung von B_y in zunehmender Entfernung von GTTW. Diese Abschwächung beträgt in HEDD 39% des Feldes von Göttingen bei dieser Periode. Frühere Arbeiten geben für die feldverstärkende Wirkung der D-Anomalie etwa 40% des Normalfeldes an (Peter, 1994). Man kann also annehmen, daß in HEDD der Einfluß der D-Anomalie nahezu abgeklungen ist.

Das vertikale Magnetfeld in Form der Induktionspfeile

Die Induktionspfeile (Abb. 4) zeigen unter anderem die Streichrichtung der D-Anomalie. Für Perioden bis 200s zeigt der Induktionspfeil in GTTW nach Osten und belegt damit den westlich der Station gelegenen guten Leiter. Lange Perioden >600s sind durch den Leiter der Norddeutschen Anomalie (Schmucker, 1959) beeinflusst. Der Einfluß der Norddeutschen

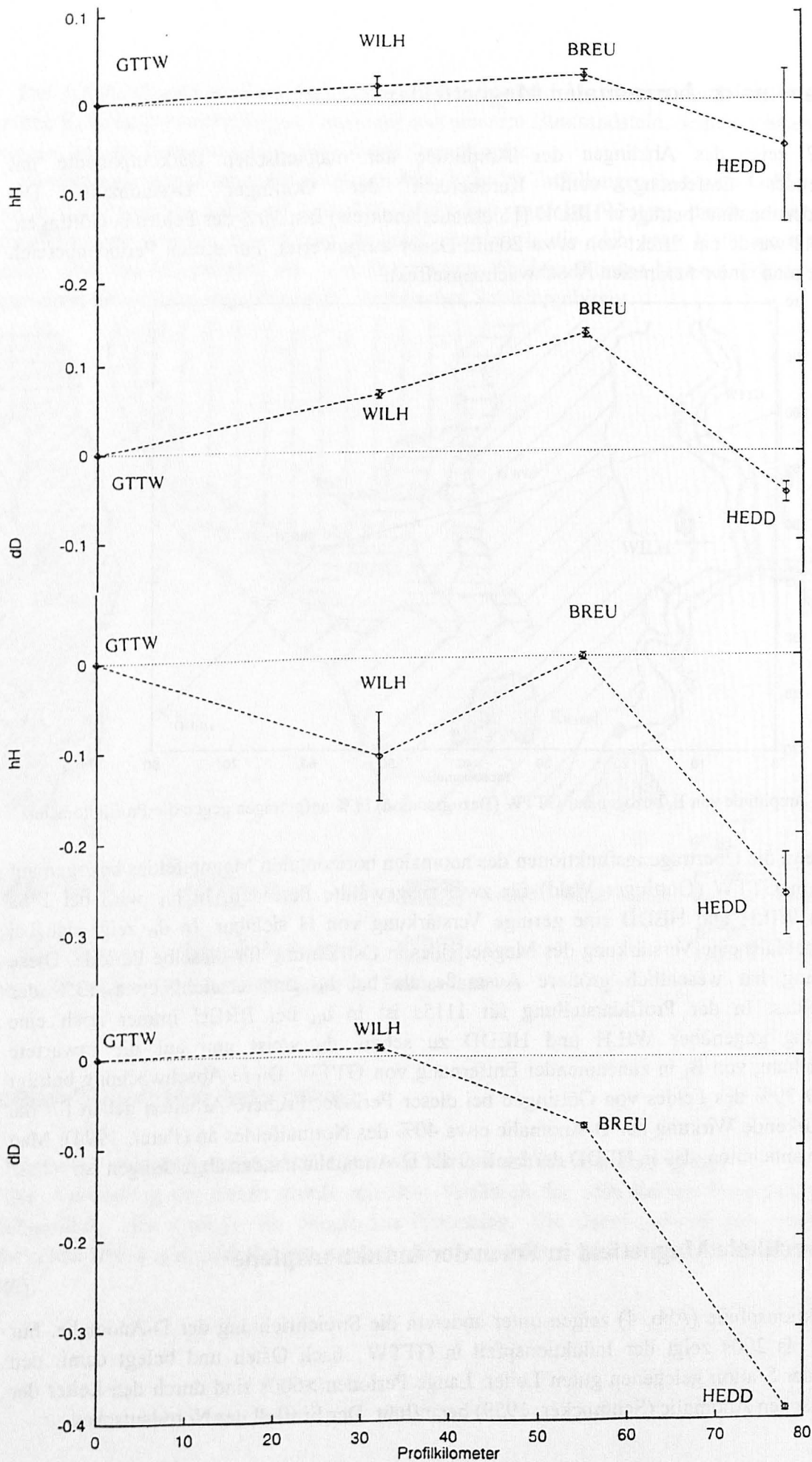


Abb.3: Die Übertragungsfunktionen h_H und d_D für die Perioden 146s und 1115s in der Profildarstellung (0km: GTTW, 78km: HEDD)

Anomalie auf das Vertikalfeld muß für Perioden $>600s$ immer berücksichtigt werden. Die große Ostkomponente des Pfeils schon bei kleinen Perioden zeigt, daß der Bereich erhöhter Leitfähigkeit bei Göttingen in relativ geringer Tiefe sein muß (um 10km). Diese Erscheinung konnte inzwischen zweidimensional modelliert werden (Peter, 1994) durch das Aufsteigen einer leitfähigen Schicht mit einem Widerstand von etwa $4\Omega m$.

Über den gesamten Periodenbereich zeigt der Winkel zwischen Real- und Imaginärpfeil an, daß in GTTW eher dreidimensionale Verhältnisse angenommen werden müssen. Im zweidimensionalen Fall wäre der Winkel zwischen Real- und Imaginärpfeil entweder Null oder 180° .

Die Induktionspfeile von WILH zeigen ein erstaunliches Verhalten. Die Perioden zwischen 20 und 286s sind gekennzeichnet durch einen sehr kleinen Pfeil, der auf einen Leitfähigkeitskontrast hinweist, der sich westlich des Meßortes befinden muß und eine nordwestliche Streichrichtung besitzt. Erst ab Perioden $>500s$ macht sich der Einfluß der D-Anomalie mit einem Schwenken des Pfeils von Nord-Ost nach Süd-West bemerkbar. In diesem Periodenbereich ist der Induktionspfeil wahrscheinlich auch durch die Norddeutsche Anomalie beeinflusst. Die große Nordsüdkomponente weist darauf hin. Sehr große Perioden ab 10000s sind vermutlich durch Quelleneffekte bestimmt, da hier der Imaginärpfeil groß wird. Die Induktionspfeile in BREU zeigen ebenfalls für die kleinen Perioden ein durch lokale Strukturen bestimmtes Verhalten. Der Induktionspfeil weist bis zu einer Periode von 146s eine relativ große Nord-Süd-Komponente auf. Möglicherweise unterliegen die Induktionspfeile in BREU für diesen Periodenbereich dem gleichen Einfluß wie er sich in WILH zeigte. Größere Perioden geben die D-Anomalie sowie den Einfluß der Norddeutschen Anomalie wieder. Sehr große Perioden zeigen ebenfalls wieder Quelleneffekte an. Real- und Imaginärpfeil zeigen durch ihre Winkel zueinander über einen weiten Periodenbereich (bis 4000s) einen zweidimensionalen Fall an. In HEDD zeigt der Induktionspfeil bis 400s eher in südliche Richtungen. Auch hier findet sich der Einfluß einer leitfähigen Struktur, die sich im Induktionspfeil bei WILH und BREU schon gezeigt hat. Größere Perioden haben Pfeile mit einer größeren Ostkomponente. Hier wirkt sich die Göttinger D-Anomalie aus. Ihr Einfluß wird wahrscheinlich durch den Effekt der Norddeutschen Anomalie überlagert, so daß der resultierende Pfeil nach südwesten weist. In den Längen der Induktionspfeile werden ebenfalls Unterschiede sichtbar. Über den gesamten Periodenbereich weist HEDD den längsten realen Induktionspfeil auf. Etwas kleiner ist der Realpfeil in BREU. Real- und Imaginärpfeil von BREU und HEDD sind in Richtung und Länge konsistent. WILH weist reale Induktionspfeile auf, deren Längen auch im mittleren Periodenbereich ab 1000s nur 50% der Länge von BREU erreichen. Die Richtungen der Imaginär- und Realpfeile in diesem Periodenbereich passen gut zu denen der übrigen Stationen. Der Imaginärpfeil ist in WILH allerdings im Vergleich zum Realpfeil eine überdurchschnittlich lang.

Die Widerstandsverteilungen

Abb.5 zeigt die ρ^*-z^* -Kurven für alle Stationen für die große und die kleine Impedanz. Zunächst werden die Kurven entsprechend der kleinen Impedanz besprochen.

Die Widerstandskurve bei WILH wird bei kleinen Eindringtiefen bestimmt durch die erhöhte Leitfähigkeit in der oberen Kruste. Bei etwa 10km fällt der Widerstand von 100 auf $10\Omega m$. Diese Verringerung des Widerstandes liegt im Bereich dessen, was bei früheren Messungen für die Krustenleitfähigkeit gefunden wurde (Peter, 1994). Der folgende Anstieg des Widerstandes hat mit $20\Omega m$ in 50km Tiefe ein Maximum. In 100km Tiefe wird eine erneute Erniedrigung des

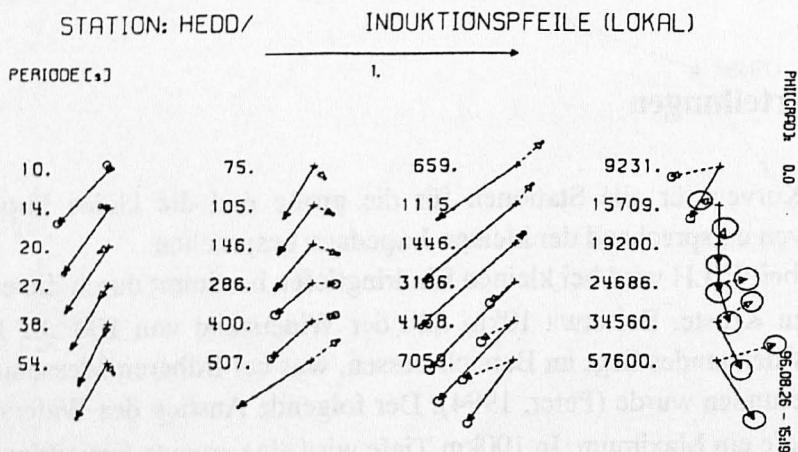
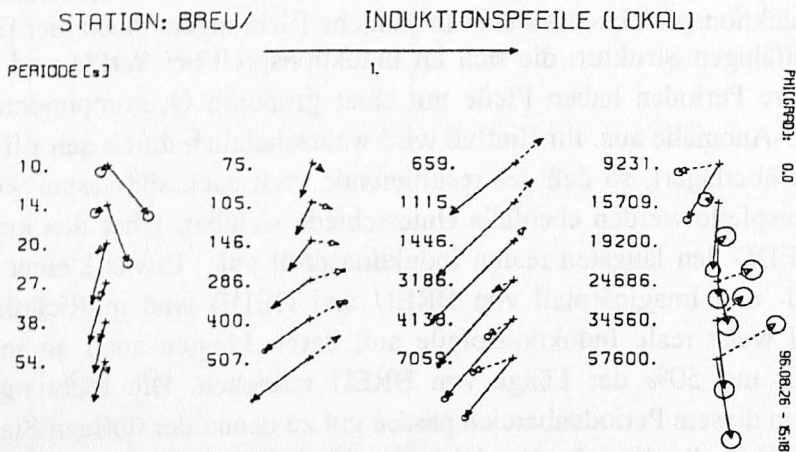
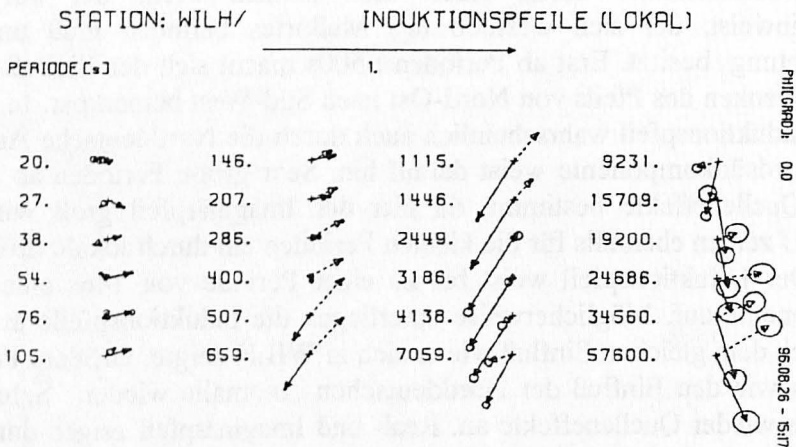
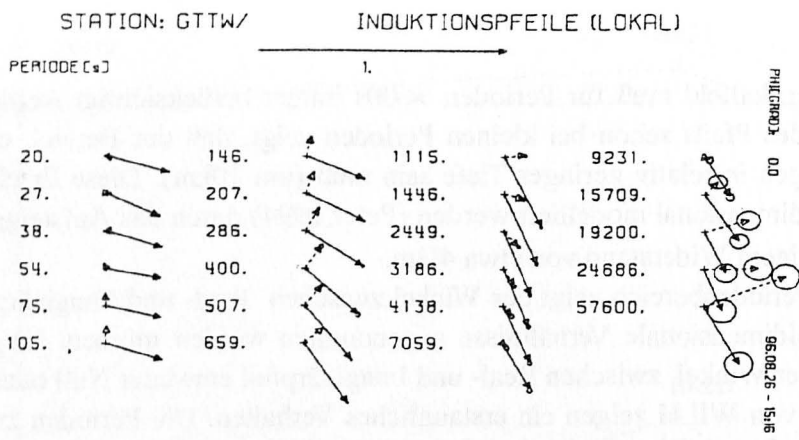


Abb. ... Induktionspfeile für GTTW, WILH, BREU und HEDD für Perioden von 10 bis 57600s.

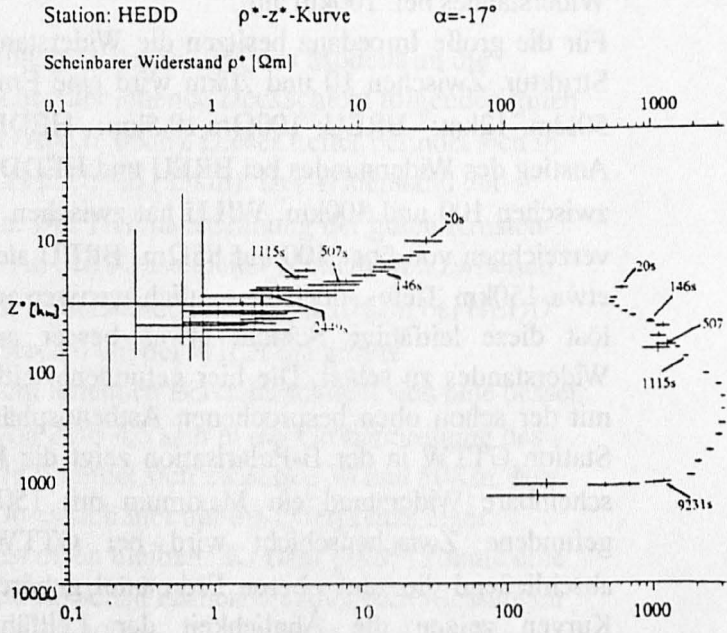
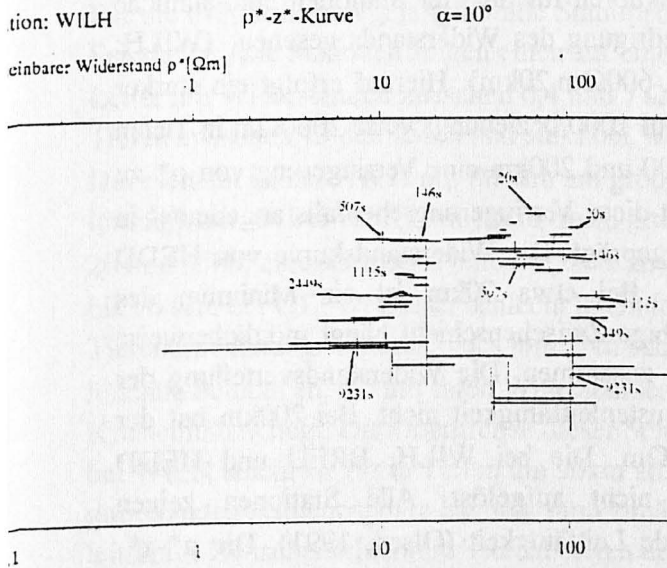
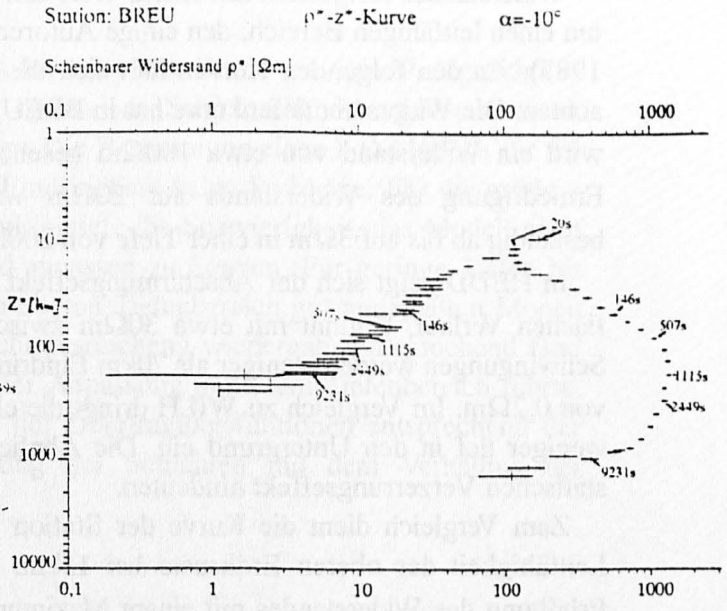
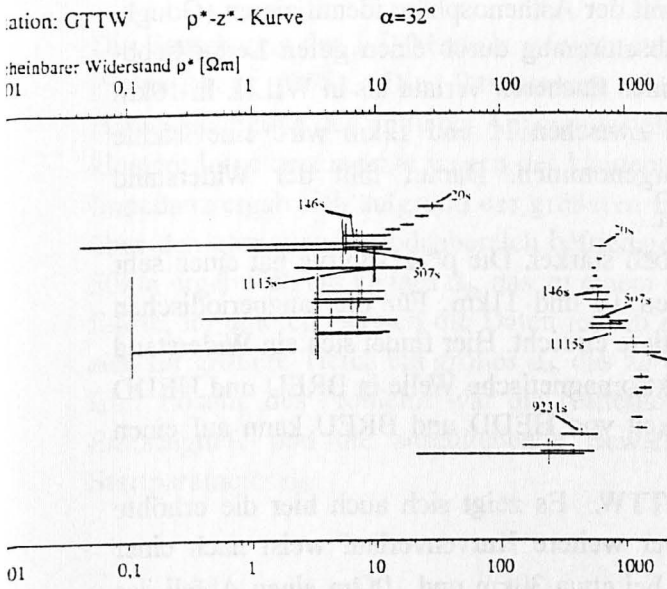


Abb. 5: ρ^*-z^* -Kurven der Stationen GTTW, WILH, BREU und HEDD.

Widerstandes festgestellt mit einem Wert von $10\Omega\text{m}$. Hierbei handelt es sich möglicherweise um einen leitfähigen Bereich, den einige Autoren mit der Asthenosphäre identifizieren (Gough, 1987). An den folgenden Kurven läßt sich die Abschirmung durch einen guten Leiter beobachten. Die Widerstandstiefenkurve hat in BREU einen flacheren Verlauf als in WILH. In 10km wird ein Widerstand von etwa $100\Omega\text{m}$ gesehen. Zwischen 11 und 12km wird eine leichte Erniedrigung des Widerstands auf $20\Omega\text{m}$ wahrgenommen. Darauf fällt der Widerstand beständig ab bis auf $3\Omega\text{m}$ in einer Tiefe von 200km.

In HEDD zeigt sich der Abschirmungseffekt noch stärker. Die $\rho^*\text{-}z^*$ -Kurve hat einen sehr flachen Verlauf, beginnt mit etwa $30\Omega\text{m}$ zwischen 10 und 11km. Für die langperiodischen Schwingungen werden weniger als 70km Eindringtiefe erreicht. Hier findet sich ein Widerstand von $0,2\Omega\text{m}$. Im Vergleich zu WILH dringt die elektromagnetische Welle in BREU und HEDD weniger tief in den Untergrund ein. Die Ähnlichkeit von HEDD und BREU kann auf einen statischen Verzerrungseffekt hindeuten.

Zum Vergleich dient die Kurve der Station GTTW. Es zeigt sich auch hier die erhöhte Leitfähigkeit der oberen Erdkruste bei 15km. Der weitere Kurvenverlauf weist nach einer Erhöhung des Widerstandes mit einem Maximum bei etwa 30km und $10\Omega\text{m}$ einen Abfall des Widerstandes bei 100km auf.

Für die große Impedanz besitzen die Widerstandskurven für die vier Stationen eine ähnliche Struktur. Zwischen 10 und 20km wird eine Erniedrigung des Widerstands gesehen (WILH: $50\Omega\text{m}$, 12km; BREU: $100\Omega\text{m}$, 10,5km; HEDD: $600\Omega\text{m}$, 20km). Hierauf erfolgt ein starker Anstieg des Widerstandes bei BREU und HEDD auf 1000 beziehungsweise $2000\Omega\text{m}$ in Tiefen zwischen 100 und 300km. WILH hat zwischen 100 und 200km eine Verringerung von ρ^* zu verzeichnen von über 100 auf $85\Omega\text{m}$. BREU sieht diese Verringerung ebenfalls angedeutet in etwa 150km Tiefe, doch wesentlich weniger ausgeprägt. Die Widerstandskurve von HEDD löst diese leitfähige Schicht etwas besser auf. Bei etwa 70km ist ein Minimum des Widerstandes zu sehen. Die hier gefundene leitfähige Zwischenschicht hängt möglicherweise mit der schon oben besprochenen Asthenosphäre zusammen. Die Widerstandsverteilung der Station GTTW in der B-Polarisation zeigt die Krustenleitfähigkeit nicht. Bei 200km hat der scheinbare Widerstand ein Maximum mit $1500\Omega\text{m}$. Die bei WILH, BREU und HEDD gefundene Zwischenschicht wird bei GTTW nicht aufgelöst. Alle Stationen zeigen abschließend die zum oberen Erdmantel gehörende Leitfähigkeit (Olsen, 1991). Die $\rho^*\text{-}z^*$ -Kurven zeigen die Ähnlichkeit der Leitfähigkeitsverteilung bei BREU und HEDD. Offensichtlich werden beide Stationen durch dieselben Leitfähigkeitsstrukturen beeinflusst. Die Widerstandsverteilungen der B-Polarisation zeigen für alle Stationen die Abfolge Schlecht-Gut-Schlecht-Gut in der Leitfähigkeit mit einer im Vergleich zur Umgebung besser leitenden Zwischenschicht zwischen 70 und 180km Tiefe. In der E-Polarisation zeigen HEDD und BREU die Abschirmung durch den Krustenleiter. WILH zeigt bis in größere Tiefen relativ geringe Schwankungen des Widerstandes mit zunehmender Tiefe. Die Widerstandsverteilung der Station GTTW weist darauf hin, daß hier eher andere Strukturen die Leitfähigkeit des Untergrundes beeinflussen. Die Widerstandskurven ähneln denen der Stationen HEDD und BREU nur in der B-Polarisation für Tiefen $>100\text{km}$.

Eindimensionale Interpretation der Impedanzen nach Entzerrung

Die Berechnung der 1-D-Modelle erfolgte durch Inversion der Daten mit dem Ψ -Algorithmus (Schmucker, 1978). Die Bestimmung der optimalen Schichtzahl M geschah unter Berücksichtigung des mittleren Anpassungsfehlers. Die Bestimmung eines 1-D-Modells für die kleinere Impedanz machte wegen der kleineren Eindringtiefe keine Probleme. Für die größere Impedanz ergab sich aufgrund der größeren Eindringtiefe die Schwierigkeit, das Modell nicht über den gesamten Periodenbereich befriedigend anpassen zu können. Für geringe Tiefen bis 50km ergab sich ein kleines d_0 , das zu einem im oberen Tiefenbereich gut angepaßten Modell führte, im unteren Bereich die Daten jedoch nicht ausreichend wiedergab. Entsprechend fand sich für größere Tiefen ein großes d_0 , das zu einer Anpassung in diesem Tiefenbereich führte. Eine Lösung des Problems war die Aufteilung der Übertragungsfunktionen entsprechend der Eindringtiefe und die anschließende Bewichtung der Schichten mit dem Verhältnis der Startparameter d_0 .

E-Polarisation

Für die E-Polarisation gelang für alle Stationen eine gute Anpassung des Modells an die Felddaten. Alle Stationen zeigen einen auf eine schlechter leitende Deckschicht folgenden guten Leiter mit Widerständen zwischen 0,4 und 7 Ωm (Abb.6, oben). Dieser Leiter befindet sich in Tiefen zwischen 13 und 25km und sinkt bei WILH leicht ab (25km). Der Widerstand der Deckschicht ist bei WILH mit 80 Ωm am größten. Die Tiefenausdehnung der guten Krustenleitfähigkeit ist bei WILH mit 10km recht groß. An den Krustenleiter schließt sich zwischen 20 und 35km eine schlechter leitende Zone an mit Widerständen zwischen 10 Ωm bei HEDD bis 90 Ωm bei GTTW. Dieser schlecht leitende Bereich hat bei WILH die größte Tiefenausdehnung. Unterhalb des mittleren schlecht leitenden Bereichs schließt sich eine besser leitende Schicht an, die mit ihren Widerständen von 2 bis 4,5 Ωm in der Größenordnung des Krustenleiters liegt. Die Obergrenze dieser Schicht befindet sich zwischen 30 und 50km. Nur bei WILH taucht sie bis in Tiefen um 90km ab. Ob es sich hier um die Obergrenze einer gutleitenden Asthenosphäre handelt, muß zunächst offen bleiben. K. Bahr (1985) konnte eine leitfähige Zwischenschicht im Tiefenbereich der seismischen Asthenosphäre durch Messungen im Rheinischen Schiefergebirge auflösen in Tiefen um 100km. Die Widerstände der Station HEDD sind sehr klein. Dieses Ergebnis muß daher mit Vorbehalt betrachtet werden.

B-Polarisation

Die B-Polarisation (Abb.6, unten) weist für GTTW und BREU eine erste Schicht aus, deren Widerstand mit 45 bis 60 Ωm um etwa 60% kleiner ist als der Widerstand der darunter liegenden Schicht (150 bis 200 Ωm). Bei WILH und HEDD fehlt diese Schicht. WILH beginnt gleich mit einem Widerstand 170 Ωm . HEDD liegt mit 100 bis 150 Ωm in derselben Größenordnung für den Widerstand. Die Krustenleitfähigkeit wird in der B-Polarisation nicht aufgelöst. In Tiefen zwischen 30 und 100km findet sich eine Schicht, die Widerstände zwischen 20 und 100 Ωm aufweist. Diese Schicht befindet sich bei WILH in 55km Tiefe. Bei BREU und GTTW steigt sie auf in Tiefen um 30km. Ihr Widerstand ist jedoch bei BREU (40 bis 65 Ωm)

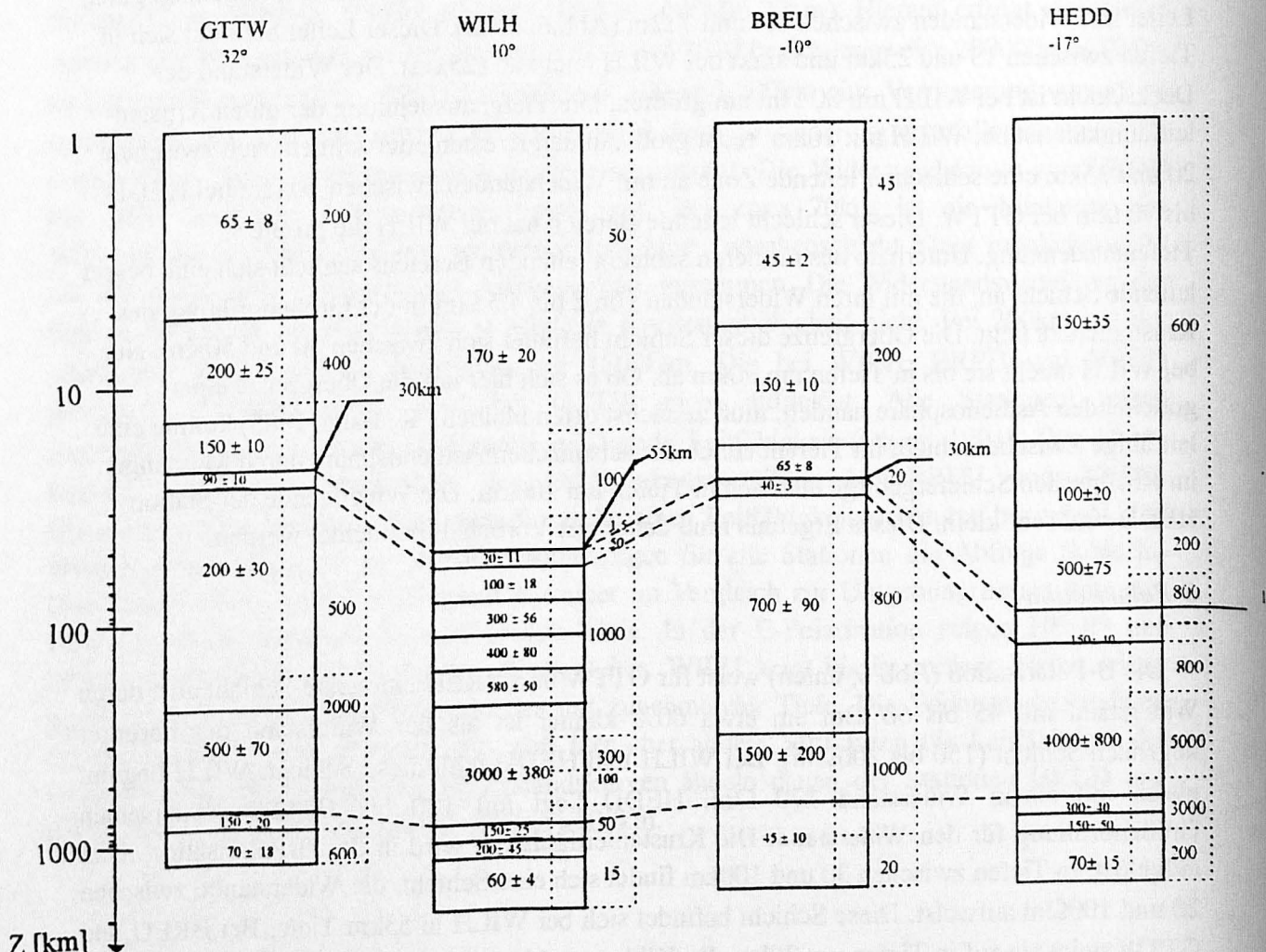
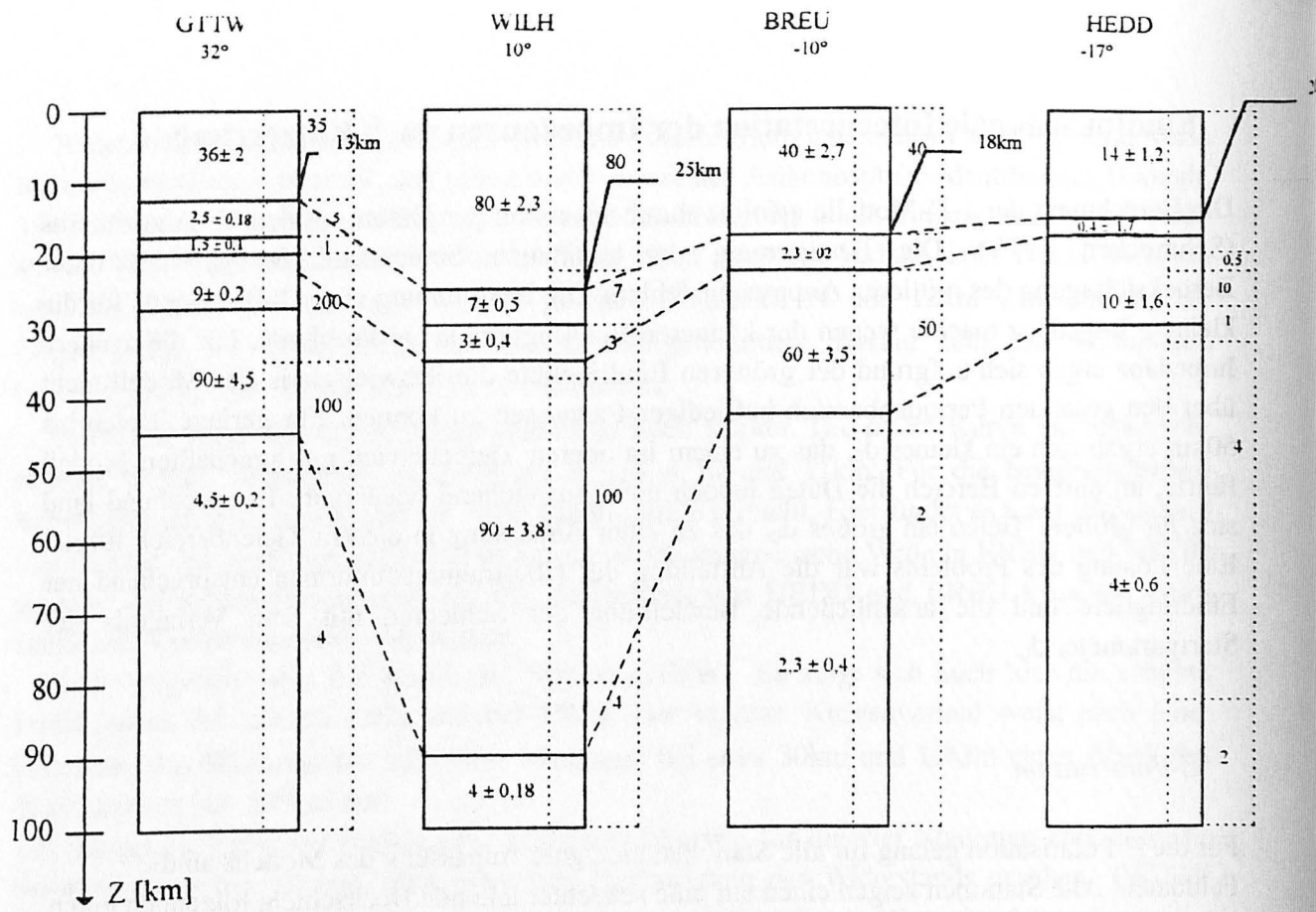


Abb.6: 1-D-Inversionsmodelle in E- (oben) und in B-Polarisation (unten) nach der Entzerrung. Gestrichelt sind die Modelle dargestellt, die vor der Entzerrung berechnet wurden

noch etwas geringer als bei GTTW ($90\Omega\text{m}$). HEDD zeigt diese Schicht erst in einer Tiefe von 100km mit einem Widerstand von $150\Omega\text{m}$. Die sich tiefer anschließende schlecht leitende Schicht variiert mit ihren Widerständen zwischen $500\Omega\text{m}$ bei GTTW und $4000\Omega\text{m}$ bei HEDD. Mit einer erneuten Erniedrigung der Widerstände in sehr großen Tiefen auf 45 bis $150\Omega\text{m}$ schließen die Modelle aller Stationen ab.

Zusammenfassung

Zur erneuten Untersuchung der Göttinger Leitfähigkeitsanomalie wurden erdmagnetische und erdelektrische Pulsationen und Variationen bis hin zum Tagesgangbereich entlang eines Profils in Ostwestrichtung über mehrere Monate hinweg registriert. Die Auswahl der Profilrichtung diente der Untersuchung der Westausdehnung des anomalen Bereichs.

Das Ziel der Untersuchung lag darin, den elektrischen Widerstand im Gebiet zwischen Weserbergland und Rheinischem Schiefergebirge mit Methoden der elektromagnetischen Tiefenforschung zu erkunden und dabei zu klären, wie weit der Bereich der Göttinger Anomalie im Westen ausgedehnt ist.

Es zeigte sich, daß die Übertragungsfunktionen des horizontalen und des vertikalen Magnetfeldes durch das Nordoststreichen der Göttinger Anomalie bestimmt werden, wobei die D-Komponente des horizontalen Magnetfeldes einen Abfall von etwa 40% bei 1000s von Göttingen bis zur Station Heddinghausen am Rande des Rheinischen Schiefergebirges erfährt. Unter Berücksichtigung der nach Osten bekannten Ausdehnung (Peter, 1994) wird die Halbwertsbreite der Göttinger Anomalie damit auf mindestens 60km bestimmt. Der Einfluß der Anomalie wird wahrscheinlich durch die geologisch anderen Verhältnisse im Rheinischen Schiefergebirge begrenzt. Die D-Komponente des vertikalen Magnetfeldes weist auf den guten Leiter zwischen Göttingen und der Weser hin. Der maximale Effekt ist auch hier bei etwa 1000s zu finden. Es ist bezeichnend, daß in diesem Gebiet zwischen Leinetalgraben und Weserbergland zahlreiche tertiäre Basalte zu finden sind, wie der Hohe Hagen in der Nähe von Jühnde, der Steinberg bei Barlissen oder der Ossenberg bei Dransfeld. Die Übertragungsfunktionen des vertikalen Magnetfeldes zeigen zudem deutliche Einflüsse der Norddeutschen Anomalie, die ihren zentralen anomalen Bereich auf der Linie Uelzen-Wittenberge hat. Die Norddeutsche Anomalie besitzt damit eine Halbwertsbreite von nahezu 170km . Auffällig ist die Verstärkung der H- und der D-Komponente des horizontalen Magnetfeldes in der Umgebung von Breuna bei einer Periode von 100s , die auch bei Wilhelmshausen und Heddinghausen zu sehen ist.

Die Übertragungsfunktionen des elektrischen Feldes sind von der D-Anomalie offenbar wenig beeinflusst. Vielmehr zeigen die elektrischen Vorzugsrichtungen starke Abweichungen von denen der magnetischen Felder, was einen zweidimensionalen Leitfähigkeitskontrast als Ursache für die Aufspaltung des elektrischen Feldes in zwei Polarisationsrichtungen wenig wahrscheinlich macht. Alle Stationen zeigen eine bemerkenswerte Konstanz in den Vorzugsrichtungen des elektrischen Feldes. Ab 500s wird eine Ostwestvorzugsrichtung mit einer stark anwachsenden Anisotropie sowohl mit zunehmender Periode als auch entlang des Profils von Ost nach West angezeigt.

Die aus der großen und der kleinen Impedanz bestimmten Widerstandsverteilungen zeigen nach der Transformation auf ρ^* - z^* -Wertepaare für die kleine Impedanz westlich des Reinhardwaldes eine starke Abschirmung der unterhalb der oberen Erdkruste gelegenen Schichten. Die große Impedanz deutet eine gutleitende Zone in der oberen Erdkruste zwischen 10 und 20km an. Da das große Tensorelement durch die gute Krustenleitfähigkeit weniger beeinflusst wird, gelingt die Durchdringung der oberen Erdkruste durch Erreichung größerer Eindringtiefen. So wird es möglich, den Bereich der unteren Erdkruste und des obersten Erdmantels zu untersuchen. Dabei zeigt sich bei Wilhelmshausen, Breuna und Heddinghausen eine leitfähige Schicht zwischen 70 und 150km Tiefe. Die Widerstandskurven deuten zudem auf die erhöhte Leitfähigkeit im oberen Erdmantel hin.

Es wurde der Versuch unternommen, die beiden Nebendiagonalelemente des Impedanz-tensors mit einer eindimensionalen Modellrechnung zu interpretieren. Es ergibt sich für die Krustenleitfähigkeit ein Aufstieg von ungefähr 20km auf 13km bei Göttingen, sowie eine Absenkung dieses Leiters auf 25km Tiefe bei Wilhelmshausen. Bei Breuna zeigt sich ein weiterer leichter Aufstieg des Krustenleiters auf 17km. Die durch die Widerstandskurven der großen Impedanz angezeigte leitfähige Zwischenschicht zwischen 70 und 150km Tiefe konnte nur bei Heddinghausen in 100km Tiefe sicher belegt werden. Die übrigen Stationen zeigen eine leitfähige Schicht bei 30km Tiefe beziehungsweise 60km bei Wilhelmshausen. Breuna zeigt auch für die Zwischenschicht einen Aufstieg im Vergleich zu Heddinghausen und Wilhelmshausen. Ob diese mit der leitfähigen Zwischenschicht von Heddinghausen zusammenhängt, muß zunächst offen bleiben. Weiter kann die Frage nicht beantwortet werden, ob diese leitfähige Zwischenschicht mit der aus der Seismik bekannten Asthenosphäre in Zusammenhang steht.

Die bei Breuna festgestellte Verstärkung des horizontalen Magnetfeldes scheint durch den leichten Aufstieg des Krustenleiters verursacht zu sein, der hier keine Anisotropie aufweist. Die ansonsten anisotrope Krustenleitfähigkeit wird bei Breuna also eindimensional. Die beiderseits von Breuna beobachtete ostwestliche Vorzugsrichtung ist für den Krustenleiter schon mehrfach beobachtet worden (Haak und Hutton, 1986).

Die zur D-Anomalie gehörende leitfähige Schicht scheint sich bei Göttingen in Tiefen um 30km zu befinden, die in westlicher Richtung von Göttingen, abgesehen von Breuna, in größere Tiefen absinkt. Darauf weist die Periode um 1000s hin, bei der die zur D-Anomalie gehörenden Effekte im magnetischen und im elektrischen Feld auftreten, und die für die kleine Impedanz eine Eindringtiefe von etwa 30km erreicht.

Die in dieser Meßkampagne verwendeten RAP-Aufzeichnungsgeräte erwiesen sich als sehr robust und zuverlässig. Die Geräte stellten ihre vergleichsweise einfache Handhabung und ihre Unempfindlichkeit gegenüber Fehlbedienungen unter Beweis.

Über die hier durchgeführten Untersuchungen hinaus wäre es sinnvoll, zur weiteren Sondierung der D-Anomalie mit den in großer Zahl vorhandenen Daten aus diesem Gebiet eine dreidimensionale Modellrechnung durchzuführen. Dies könnte bei der Untersuchung nach der Ursache dieser Anomalie hilfreich sein.

Literaturverzeichnis

- BAHR, K., Magnetotellurische Messungen des elektrischen Widerstandes der Erdkruste und des oberen Erdmantels in Gebieten mit lokalen und regionalen Leitfähigkeitsanomalien. Diss. Math.-Naturw. Fak. Uni Göttingen, 1985.
- GOUGH, D. I., Interim report on electromagnetic lithosphere-asthenosphere soundings (ELAS) to coordinating committee No. 5 of the international lithosphere programme, Geodynamics series Vol. 16, AGU, Washington D. C., 1987.
- HAAK, V. and HUTTON, V. R. S., Electrical resistivity in Continental lower crust, Geol. Soc. Spec. Publ. No. 24, 25-49, 1986.
- JUNGE, A., Robuste Schätzung von bivariaten Übertragungsfunktionen, Kolloquiumsband „Elektromagnetische Tiefenforschung“, Hornburg, 1990a.
- KREMSER, G., Ergebnisse erdmagnetischer Tiefensondierung in der Umgebung von Göttingen, Diplomarbeit, Inst. für Geophysik, Göttingen, 1961.
- OLSEN, N., Untersuchung von tagesperiodischen Variationen des Erdmantels mit neueren statistischen Methoden, Diss. Math.-Nat. Fak., Göttingen, 1991.
- PETER, CH., Elektrische Leitfähigkeitsmodelle der Erdkruste in Südhannover, Nordhessen und im westlichen Thüringen, abgeleitet aus der elektromagnetischen Induktion durch natürliche Felder, Diss. Math.-Nat. Fak., Göttingen, 1994.
- SCHMUCKER, U., Tiefensondierung in Norddeutschland 1957/59. Magnetogramme und erste Auswertungen. Abhandl. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys.Kl.Beitr.Internat. Geophys. Jahr, Heft 5, 1959.
- SIEMON, B., Magnetotellurik und erdmagnetische Tiefenforschung entlang eines Profils von Hannover bis zum Solling, Diplomarbeit, Inst. für Geophysik, Göttingen, 1986.
- WAIT, J. R., Propagation of radio waves over a stratified ground, Geophysics, 18, 416-422, 1953.
- WATERMANN, J., Konstruktion eines Drei-Komponenten-Induktionsspulenmagnetometers für den Feldeinsatz und erste Vergleichsmessungen, Diplomarbeit, Inst. für Geophysik, Göttingen, 1976.
- WINTER, R., Registrierung und Auswertung erdmagnetischer Variationen zur Untersuchung der Göttinger Leitfähigkeitsanomalie, Diplomarbeit, Inst. für Geophysik, Göttingen, 1966.