

Die Anisotropie der elektrischen Leitfähigkeit in der Göttinger D-Anomalie

Edgar Schneider
Institut für Geophysik der Universität Göttingen

1 Einleitung

Die Göttinger D-Anomalie war Untersuchungsobjekt in vielen Diplom- und Doktorarbeiten, die am Institut für Geophysik der Universität Göttingen angefertigt wurden. Die bisher umfassendste Abhandlung von Peters (1994 [8]) enthält bereits ein zweidimensionales Modell für ein Ost-West-Profil, das eine leitfähige Schicht in 10 km bis 25 km Tiefe besitzt. Die räumliche Gestalt der Anomalie wird durch eine Isoliniendarstellung für die anomale D-Komponente des Magnetfeldes veranschaulicht. Dabei stützt sich die Arbeit auf zahlreiche Meßstationen, die vor allem im Südbereich der Anomalie liegen. Einige Merkmale der Anomalie, wie ihre Ausdehnung nach Westen und ihre Struktur im Erdmantel konnten noch nicht geklärt werden.

Der vorliegende Artikel betrachtet ein Ost-West-Profil im nördlichen Teil der Anomalie. Die bereits ausgewerteten magnetotellurischen Meßstationen von Cyplik (1996 [6]) und Bantin (1997 [4]) wurden von Schneider (1998 [10]) zu einem gleichmäßigen Profil über die ganze D-Anomalie erweitert.

Bei der Analyse der Daten soll der Frage nachgegangen werden, wie sich anomale Strukturen der elektrischen Leitfähigkeit auf die gemessenen scheinbaren Widerstände auswirken. Ein Vergleich mit durch Modellrechnungen erzeugten Daten sollte dann mehr Aufschlüsse über die tatsächlich vorhandene Leitfähigkeitsstruktur ermöglichen. Da die Einzelstationen deutliche Abweichungen vom zweidimensionalen Verhalten zeigen, ist eine dreidimensionale Modellanpassung erforderlich. Bereits vorhandene Kenntnisse über die Leitfähigkeiten des Untergrunds, gerade außerhalb des Profils, werden in die Modellrechnungen einbezogen. Das Ziel ist dabei die Erklärung der Gesamtstruktur, kleinskalige Inhomogenitäten können aufgrund der bescheidenen Anzahl von 12 Stationen nicht aufgelöst werden.

2 Das Meßgebiet

In diesem Abschnitt soll zunächst auf die Geologie des Meßgebiets und die Lage der Stationen eingegangen werden. Die Messungen wurden von drei Diplomanden im Zeitraum von $2\frac{1}{2}$ Jahren durchgeführt. Über die Entwicklungen in der Meßtechnik während dieses Zeitraums wird im zweiten Teil des Abschnitts berichtet.

2.1 Geologie des Meßgebiets

Das Meßgebiet erstreckt sich vom zentralen Rheinischen Schiefergebirge entlang der Hessischen Senke über den Leinetalgraben bis zum Thüringischen Becken. Dieser weite Bereich ist tektonisch durch die Zonen des Rheno-Hercynikums und des Saxo-Thuringikums gekennzeichnet, die vor ca. 350 Millionen Jahren aufeinandergeschoben worden. Dieser Vorgang wird variszische Orogenese genannt. Dabei wurde die Mitteldeutsche Kristallin-Schwelle gebildet, die eine Grenze zwischen beiden Zonen bildet. Die Abbildung 1 zeigt die Lage der Stationen.

eingesetzt, die das ganze angestrebte Frequenzband abdecken. Dies wurde vorher nur durch eine Kombination von Induktionsspulen (ISM) und EDA-Fluxgatemagnetometern erreicht.

3 Meßergebnisse

In diesem Abschnitt sollen die Daten nach zwei typischen Methoden dargestellt und interpretiert werden. Die mögliche Bedeutung der beobachteten Effekte wird als Thema des folgenden Abschnitts zur Modellrechnung vertieft werden.

3.1 Eindimensionale Interpretation der $\rho^*(z^*)$ -Kurven

Die $\rho^*(z^*)$ -Kurven (siehe Abbildung 4) der Stationen haben einige grundsätzliche Gemeinsamkeiten: Die Kurven für die beiden Polarisierungen scheinen für hohe Frequenzen nahe beieinander zu liegen. Ab einer bestimmten Frequenz laufen sie dann auseinander und haben für tiefe Frequenzen einen parallelen Verlauf.

Es existieren zwei Zonen mit verringertem ρ^* , die als Krustenleiter (Perioden von 2-3 Minuten) bzw. unterer Mantel (Perioden ab ca. 1 Stunde) gedeutet werden können.

Unterschiede bestehen im wesentlichen in den Beträgen der scheinbaren Widerstände. Diese quantitative Abweichung läßt sich durch den Static-Shift-Effekt erklären. Darüber hinaus unterscheiden sich die westlichen Stationen von den östlichen durch die relative Lage der beiden Polarisierungen zueinander. Die xy-Polarisation der Stationen im Westen zeigt die größeren Widerstandswerte. Dies läßt auf größere elektrische Felder in x-Richtung, also von Nord nach Süd, schließen. Die größeren Ströme fließen somit in Ost-West-Richtung.

Umgekehrt verhalten sich die Polarisierungen der östlichen Stationen. Hier fließen die Ströme überwiegend in Nord-Süd-Richtung.

Es werden für alle Stationen mit Hilfe des Algorithmus von Wait (1953 [13]) Modelle von geschichteten Halbräumen erstellt, die eine der beiden Polarisierungen erklären. Ausgehend von einem Static-Shift-Effekt durch anisotrop verteilte Leitfähigkeiten in oberflächennahen Schichten wird die Polarisation mit den geringeren Eindringtiefen gewählt. Die Anpassung an eine der beiden Polarisierungen ist recht problemlos möglich. Die Schwierigkeit der Interpretation liegt in dem Ziel, ein geschichtetes Modell zu finden, das nicht nur an eine der Polarisierungen angepaßt ist, sondern durch eine leichte Abänderung auch noch die zweite Polarisation erklärt. Dies kann dann als anisotroper Effekt in ein dreidimensionales Modell eingebaut werden.

3.2 Die D-Anomalie

Die GDS-Analyse konnte nicht für den gesamten Frequenzbereich ein einheitliches Bild der D-Anomalie erzeugen, da an einigen Stationen die Daten zu schlecht wurden. Die D-Anomalie wird am besten mit dem Realteil der d_D -Komponente für Perioden von 11min bis 18min beschrieben (\rightarrow Abbildung 2, Kreissymbol). Dort nimmt sie eine symmetrische Gestalt an mit einem Plateau in der Mitte der Anomalie, das den Wert 0 annimmt, da es die Referenzstation GTTW beinhaltet. Am Rand des Plateaus fällt der d_D -Wert sehr schnell um 40% bis 55% und pendelt sich innerhalb von 50 Profilkilometern auf ein Normalniveau ein, das auf beiden Seiten 30% unter dem Plateau liegt.

Außerhalb dieses Frequenzbereichs ist das Verhalten der d_D -Komponente in Ost- und Westteil unterschiedlich.

Im Westen nimmt der Abstand zwischen Normalniveau und Zentralplateau sowohl zu niedrigen, als auch zu hohen Frequenzen ab. Vom Rheinischen Schiefergebirge aus betrachtet, hat die Anomalie also

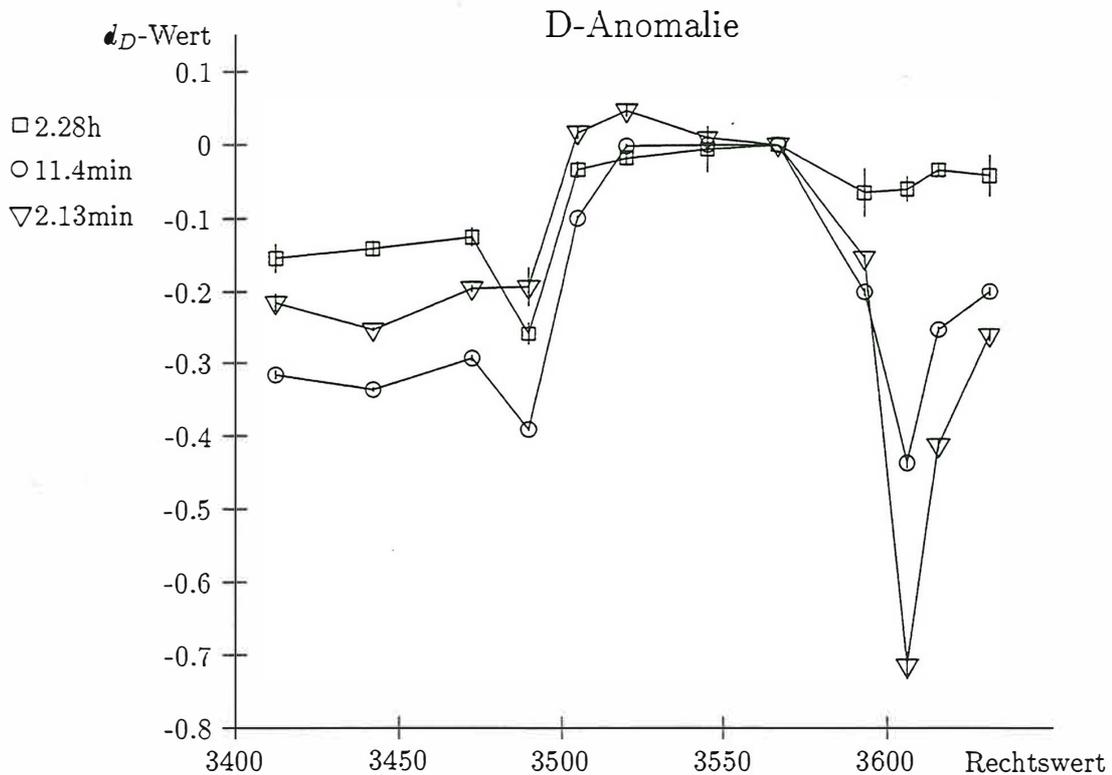


Abbildung 2: Gemessene D-Anomalie für ausgewählte Frequenzen

eine maximale Stärke im Periodenbereich 10-20min.

Im Ostteil des Profils nimmt das Ausmaß der Anomalie mit der Eindringtiefe ab. Bei einer Periode von über 2h ist kaum eine Differenz in d_D zu verzeichnen (max. 8%).

4 Dreidimensionale Modelle

Zur Erklärung der Daten soll ein einfaches dreidimensionales Modell errechnet werden. Es besteht aus einem geschichteten Halbraum, der eine dünne Schicht mit anomalen integrierten Leitfähigkeitswerten enthält. Der Vorwärtsalgorithmus, der die Übertragungsfunktionen für ein solches Modell berechnen kann, wurde von Vasseur und Weidelt (1977 [15]) entwickelt.

Dieser Abschnitt beschäftigt sich mit der Suche nach der geeigneten Leitfähigkeitsverteilung und dem Vergleich der von den Modellen erzeugten mit den gemessenen Daten. Dabei werden die in Abschnitt 3 beschriebenen Arten der Darstellung gewählt.

4.1 Die Entwicklung des Modells

Um ein geeignetes Dünne-Schicht-Modell zu finden, wurden die einzelnen Eigenschaften der Meßdaten getrennt untersucht. Aus der eindimensionalen Interpretation (Abschnitt 3.1) wurde ein geschichteter Halbraum für das ganze Untersuchungsgebiet abgeleitet, der die Leitfähigkeitswerte aus Tabelle 2 annimmt.

Die dünne Schicht in 15 km Tiefe muß die Anisotropie in den Daten verursachen und gleichzeitig die D-Anomalie erzeugen. Sie wird durch eine integrierte Leitfähigkeit beschrieben, die in anisotropen

Tiefen	Schichtdicke	spezifischer Widerstand
0-15 km	15 km	100 Ωm
15 km	$\rightarrow 0$ km	< 100 Ωm
15-660 km	645 km	400 Ωm
660 km- ∞	∞	1 Ωm

Tabelle 2: Der geschichtete Halbraum des Modells

Leiterbahnen verteilt ist. Mit der Tiefe der Schicht kann die Frequenz bestimmt werden, bei der das Auseinanderdriften der $\rho^*(z^*)$ -Kurven beginnt. Besonders wichtig ist die qualitativ richtige Lage der beiden Polarisierungen zueinander. Dabei treten zwei Fälle auf:

1. Bei den Ost-Stationen ist $\rho^*(xy) > \rho^*(yx)$. Dies deutet darauf hin, daß die Leiterbahnen im wesentlichen von Norden nach Süden laufen. Da ein leichtes Rotieren der Übertragungsfunktionen im Uhrzeigersinn das Auseinanderdriften der Kurven noch verstärkt, werden die Leiterbahnen entsprechend gedreht. So sollten bei der Modellierung Übertragungsfunktionen entstehen, die das gleiche Verhalten wie die gemessenen zeigen, sowohl bezüglich der Polarisierungen, als auch bei Rotieren des Koordinatensystems.
2. Bei den West-Stationen ist $\rho^*(xy) < \rho^*(yx)$. Ansonsten gilt das gleiche Verhalten wie bei den Ost-Stationen. Dementsprechend verlaufen die Leiterbahnen im Westteil des Modells in Ost-West-Richtung, allerdings mit einer leichten Drehung gegen den Uhrzeigersinn.

Die Drehwinkel können bei den Ost-Stationen durch den Winkel von Swift (1967 [12]) bestätigt werden. Im Westen sind die Voraussetzungen zur Bestimmung des Swiftwinkels nicht erfüllt. Daher wird ein Winkel bestimmt, der bei Rotation des Impedanztensors gleiche Phasenwerte für die Spalten-Elemente des Tensors erzeugt. Dieser Winkel gleicher Phasen stimmt mit dem Winkel der Anisotropie überein.

Wo die verschiedenen Leiterbahnen zusammentreffen, wird das Kernstück der Anomalie hinzugefügt: Eine runde Zone mit einer integrierten Leitfähigkeit von 5000S. Sie soll die eigentliche D-Anomalie erklären, die mit den einzelnen Leiterbahnen sicher noch nicht entstehen würde. Das Modell wird in Abbildung 3 dargestellt. Die integrierten Leitfähigkeitswerte der linken Darstellung gelten für die dünne Schicht zur Erzeugung der D-Anomalie, die rechts abgebildete anisotrope Schicht wurde zur Erzeugung der Widerstandskurven genutzt.

Die Abbildung 4 zeigt die durch dieses Modell erzeugten $\rho^*(z^*)$ -Kurven zusammen mit den Kurven der Meßstationen. Es handelt sich um jeweils eine typische Station im Westen des Profils (PANO) und im Osten (KLEI). Der Einfluß der zentralen Anomalie ist an diesen Stationen weitgehend abgeklungen, so daß die Anisotropie voll zur Geltung kommt. Dabei sind besonders folgende Punkte von Interesse:

- Die Aufspaltungen der Polarisierungen erfolgt in der gleichen Richtung. Die Lage der beiden Polarisierungen relativ zueinander ist also in Messung und Modell gleich.
- Die Frequenz, bei der die Aufspaltung erfolgt, ist im Modell in der gleichen Größenordnung wie in den Meßdaten. Allerdings erfolgt im Osten die Aufspaltung in der Realität zu kürzeren Perioden als in der Modellantwort, während im Westen die Polarisierungen des Modells bei kürzeren Perioden auseinander gehen.
- Der Abstand der beiden Polarisierungen ist im Modell konstant, während er in den Meßdaten mit der Eindringtiefe zunimmt. Daraus kann geschlossen werden, daß die Anisotropie sich nicht auf eine dünne Schicht in 15 km Tiefe beschränkt, sondern sich in größere Tiefen fortsetzt.

Sheet-Modell zur Erklärung der Göttinger D-Anomalie

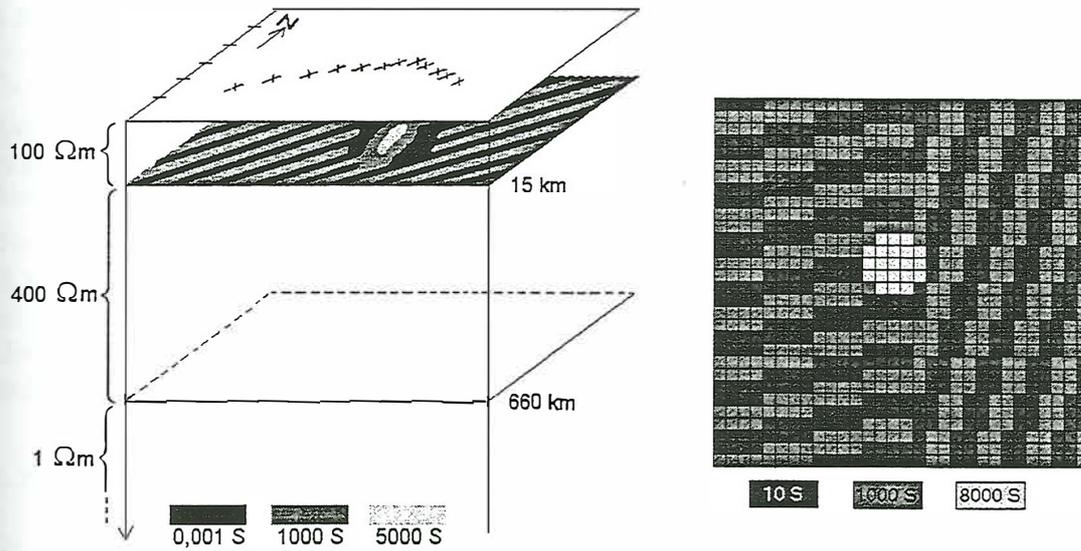


Abbildung 3: Modell des geschichteten Halbraumes mit dünner Schicht zur Erzeugung der Anisotropie

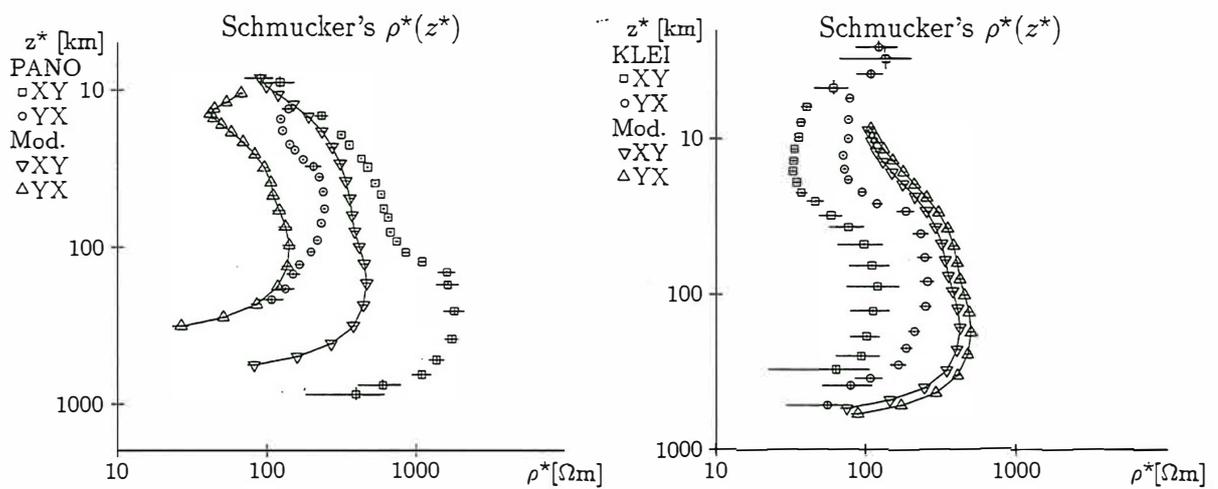


Abbildung 4: Die $\rho^* - z^*$ -Kurven der Stationen PANO (westliche Anomalie) und KLEI (östliche Anomalie) im Vergleich mit den vom Modell erzeugten Kurven

Das Modell erzeugt also qualitativ recht gute Kurven. Von der Tiefenlage kann mit einem einheitlichen Modell für das gesamte Profil allerdings nur die Größenordnung geschätzt werden. Für eine genauere Interpretation muß zwischen Ost- und Westteil des Profils differenziert werden. Eine Möglichkeit dabei wäre eine unterschiedlich dicke, leitfähige Schicht an der Oberfläche, die die absoluten Werte der scheinbaren Widerstände durch den Static-Shift-Effekt erhöht.

4.1.1 d_D -Komponente

Die eigentliche D-Anomalie wird am besten durch Auftragung von d_D über das Profil dargestellt (→Abbildung 5). Hier wurden Auswertungsperioden von 14-18min gewählt, da dort die maximale Schwankung in d_D auftritt.

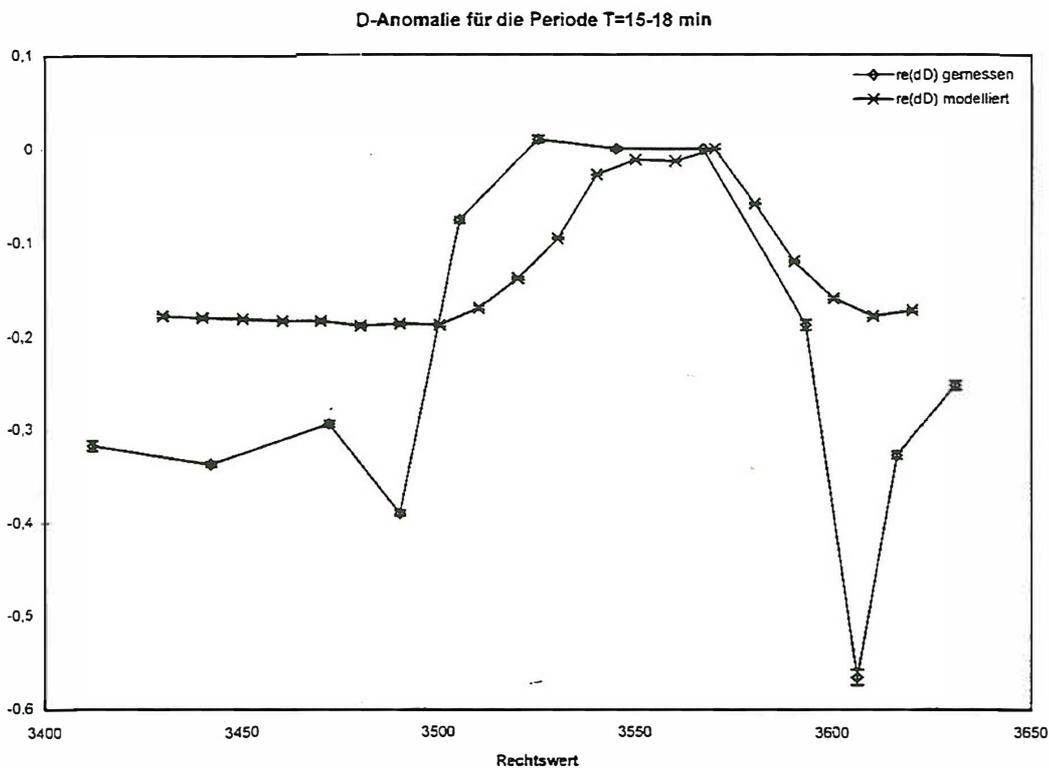


Abbildung 5: D-Anomalie in Messung und Modell

Das Modell erzeugt eine Anomalie, die eine geringere Variation von d_D aufweist als die gemessene Kurve. Das Modell hat ein Normalniveau 20% unterhalb des zentralen Plateaus. Der Abfall von d_D wird im Ostteil gut angepaßt, während im Westen die Ausdehnung der Anomalie im Modell zu gering ist. Die Halbwertsbreite beträgt im Modell ca. 60km, in der Realität ca. 100km. Unerklärlich bleiben die extrem niedrigen Werte am Rande der Anomalie. Es handelt sich hierbei um die Einzelstationen HEDD im Westen und KRAJ im Osten. Diese Stationen sind unter Umständen durch lokale Besonderheiten geprägt, die durch das Modell nicht bedacht werden können. Dennoch muß davon ausgegangen werden, daß die Anomalie diese Sonderstellung verursacht. Jedenfalls können Meßfehler ausgeschlossen werden, denn die Fehlerbalken sind in Abbildung 5 so klein, daß sie durch die Größe des Symbols oft sogar verdeckt werden.

4.2 Vergleich zwischen modellierten und gemessenen Daten

Zusammenfassen läßt sich die Modellierung im Vergleich zwischen Modell und Messung in den zwei genutzten Darstellungen von $\rho^*(z^*)$ und d_D .

4.2.1 D-Anomalie

Das Modell erzeugt eine D-Anomalie, die eine glockenartige Form annimmt. In der Mitte der Anomalie wird ein Plateauwert um den Wert 0 erreicht, GTTW liegt an der östlichen Kante dieses Plateaus. Symmetrisch zur Mitte nehmen die Werte zu den Rändern des Profils hin ab. In ausreichendem Abstand vom Zentrum wird ein Normalniveau erreicht.

Die Intensität der Anomalie (Differenz zwischen Zentrum und Normalniveau) ist im Modell geringer (0.2) als in der Realität (0.3). In den Messungen zeigt sich eine größere Ausdehnung nach Westen als im Modell. Am Rand der Anomalie zeigt sich ein Abfall unter das Normalniveau, der durch das Modell nicht erklärt werden kann. Welche Rolle lokale Effekte an den betroffenen Stationen HEDD und OHMG dabei spielen, bleibt ungeklärt.

4.2.2 $\rho^*(z^*)$ -Kurven

Der qualitative Verlauf der Kurve wird durch das Modell für beide Polarisierungen reproduziert. Der richtungsabhängige Static-Shift-Effekt kann durch das Modell erzeugt werden.

Das Auseinanderdriften durch Anisotropie findet, bedingt durch die dünne anisotrope Schicht, in den Modelldaten sehr plötzlich statt. Die absoluten Widerstände können zwischen Messung und Modell um eine halbe Größenordnung abweichen.

5 Geologische Implikationen

Die Qualität einer geophysikalischen Untersuchung zeigt sich am deutlichsten in der Möglichkeit, die Ergebnisse mit den geologischen Eigenschaften des Meßgebiets in Zusammenhang stellen zu können.

In diesem Abschnitt sollen daher die Zusammenhänge zwischen Leitfähigkeit und Tektonik dargelegt werden. Ausgehend von den gefundenen Richtungen der Anisotropie soll der erdzeitliche Ablauf der großräumigen tektonischen Ereignisse mit der Entstehung der D-Anomalie in Verbindung gebracht werden.

5.1 Leitfähigkeit und Tektonik

Die Leitfähigkeit von kristallinem Gestein ist, wie Winter (1994 [16]) für die KTB feststellen kann, unabhängig von der Lithologie. Die Leitfähigkeit der Erde basiert vielmehr auf drei möglichen leitfähigen Phasen in einer ansonsten sehr gering leitfähigen Gesteinsmatrix:

- Graphit (elektronischer Leiter)
- Fluide (elektrolytischer Leiter)
- partielle Schmelzen

Dabei spielen in der Erdkruste Graphite und Fluide die Hauptrolle, während partielle Schmelzen eher im Mantel zu vermuten sind. Der Kontrast zwischen Matrix und leitfähiger Phase ist sehr groß, besonders beim Graphit. Daher reicht ein sehr geringer Anteil der Phase, um hohe Leitfähigkeiten zu erzeugen. Voraussetzung ist allerdings eine ausreichende Konnektivität¹ der leitfähigen Phase, d.h. die leitfähigen Bestandteile dürfen nicht in einzelnen Poren abgeschlossen sein. Nur eine Verbindung über weite Strecken kann zu einem leitfähigen System führen, das mit den Mitteln der Elektromagnetik detektiert werden kann. Diese Verbindungen werden durch Risse im Gestein gebildet, in die sich das bewegliche leitfähige Material hineinsetzen kann. Fluide können wegen ihrer großen Beweglichkeit leicht in die Risse migrieren². Angetrieben werden sie durch hydrostatische Kräfte, da in den Rissen ein geringerer Druck herrscht. Nicht nur für die Bildung, sondern auch für die Migration des Graphits sind mehrere Zustandsgrößen wie Druck und Temperatur von Bedeutung, da sie die Beweglichkeit von Graphit beeinflussen. Nur unter bestimmten Voraussetzungen kann der Graphit durch tektonische Ereignisse in den Rissen angereichert werden. Dies kann daran erkannt werden, daß vielerorts ein Leiter in der mittleren Kruste zu finden ist, dessen Bildung offenbar an die in der entsprechenden Tiefe vorhandenen Bedingungen gebunden ist.

5.2 Anisotropie und tektonische Vorzugsrichtungen

Eine Erklärung für die Entstehung einer Anisotropie ist das Vorhandensein einer tektonischen Vorzugsrichtung für die Gesteinsrisse. Die erhöhte Leitfähigkeit entwickelt sich in der Richtung, wo Graphit oder Fluide besser verbunden sind. Die Richtung der anisotrop verteilten Leiterbahnen in Modellrechnungen sollte also eine Vorzugsrichtung in den geologischen Strukturen anzeigen.

Für den westlichen Teil des Profils stimmt die Richtung der Anisotropie mit der variszischen Richtung überein. Es kann also im Rheinischen Schiefergebirge davon ausgegangen werden, daß sich bei der variszischen Gebirgsbildung senkrecht zur Richtung des stärksten Druckes Risse gebildet haben, die sich mit leitfähigem Material gefüllt haben. In diesem Fall stimmt die Richtung der oberflächennahen geologischen Verwerfungen mit der Vorzugsrichtung der elektrischen Leitfähigkeit in der mittleren Erdkruste überein.

Der Ostteil des Profils zeigt eine Anisotropie parallel zum Leinetalgraben und damit senkrecht zur herzynischen Richtung. Offenbar unterscheiden sich die Verhältnisse in der Erdkruste von denen an der Oberfläche, wo Verwerfungen parallel zum Harz-Südrand bzw. zum Thüringer Wald überwiegen. Hier wurden die Vorzugsrichtungen der variszischen Orogenese durch jüngere stärkere Einflüsse überdeckt. Deswegen wird im kommenden Abschnitt die alpidische Phase als Erklärung für die Vorzugsrichtung in Thüringen herangezogen.

¹Konnektivität=Maß für die Vernetzung oder Verbindung einer bestimmten Phase

²Migration=Wanderung eines bestimmten Stoffes durch das Gestein

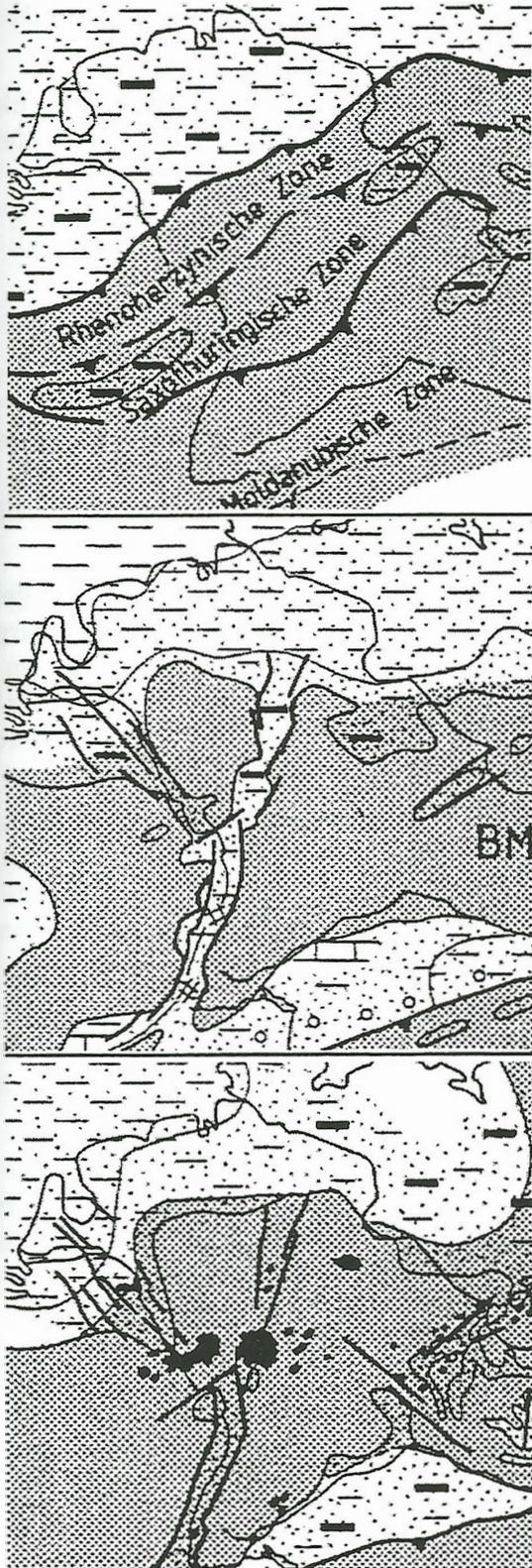


Abbildung 6: Mitteleuropa zur Zeit des Westfal (oben), Oligozän (mitte) und Miozän (unten) nach Walter [14]

5.3 Paläotektonik

Die Abbildung 6 zeigt die wesentlichen Ereignisse der Erdgeschichte für die Ausbildung der Göttinger D-Anomalie mit den Vorzugsrichtungen der elektrischen Leitfähigkeit. Die Variszische Orogenese war im Westfal so gut wie abgeschlossen, das Rheinische Schiefergebirge bildete bereits einen festen Block mit gefestigten Vorzugsrichtungen. Im Mesozoikum gab es keine großräumigen tektonische Ereignisse, die an den Gegebenheiten etwas hätten ändern können. Der Leinetalgraben entstand während des Oligozäns als Verlängerung des Rheingrabens. Ursache hierfür ist der Start der alpinen Orogenese. Das Adriatikum hat durch sein Zusammenstoßen mit dem europäischen Block einen so großen Druck ausgeübt, daß sich diese langgezogene Grabenstruktur ausgebildet hat. Vermutlich hat dieser Riß durch den Kontinent den Verlauf genommen, der die größte Druckentlastung ermöglicht. Das Rheinischen Schiefergebirge bildete einen festen Block, der für eine Grabenbildung in Nord-Süd-Richtung wohl kaum geeignet war. So bahnte sich das Grabensystem seinen Weg östlich vom Rheinischen Schiefergebirge. Diese Entwicklung hatte offenbar größten Einfluß auf die Leitfähigkeitsverteilung in der Erdkruste unter Thüringen. Die zentrale Erhöhung der Leitfähigkeit als Ursache der D-Anomalie ist darauf zurückzuführen, daß in dem Bereich, wo sich die Vorzugsrichtungen ändern, eine besonders gute Vernetzung der Kluftsysteme vorhanden ist. Schon an den Strukturen der Oberfläche läßt sich zeigen, daß hier Verwerfungen in verschiedenen Richtungen einander kreuzen. In der mittleren Kruste sind ähnliche Verbundsysteme zu erwarten. Im Miozän wurde die Geologie durch Vulkanismus geprägt. Da auch im Zentrum der Göttinger Anomalie der Vulkanismus bedeutende Spuren hinterlassen hat, bleibt zu klären, inwiefern der Vulkanismus eine zusätzliche Bedeutung für die Ausbildung der Anomalie gehabt hat. Grundsätzlich besteht kein zwingender Zusammenhang zwischen Vulkanismus und Leitfähigkeitsanomalien. Dennoch ist es denkbar, daß in einem Bereich, wo viele Störungen in verschiedenen Richtungen aufeinander treffen, die Verbundenheit dieser Klüfte verbessert wird. Insofern sollte diese Möglichkeit für die Göttinger D-Anomalie in Betracht gezogen werden.

6 Zusammenfassung und Ausblick

Im Mittelpunkt dieses Artikels stand die Beurteilung der elektromagnetischen Übertragungsfunktionen und ihre Modellierung. Als wichtigste Eigenschaften des Meßgebiets lassen sich aus den Meßdaten folgende Punkte herleiten:

- Die Anisotropie in der mittleren Kruste
- Die erhöhte Leitfähigkeit des unteren Erdmantels
- Die zentrale Leitfähigkeitserhöhung, die die Anomalie in d_D verursacht

Es wurde ein Modell erarbeitet, daß alle drei Eigenschaften qualitativ erklären kann. Dabei wurden die Möglichkeiten des Dünne-Schicht-Algorithmus voll ausgeschöpft. Einige Aspekte blieben wegen notwendiger Einschränkungen des Algorithmus ungeklärt, beispielsweise eine mögliche Aufwölbung des Erdmantels als zusätzliche Ursache für die D-Anomalie.

Die Ergebnisse konnten mit den geologischen Gegebenheiten des Gebiets in Zusammenhang gebracht werden. Die Vorzugsrichtung erhöhter Leitfähigkeiten stimmte im Rheinischen Schiefergebirge mit der variszischen Vorzugsrichtung der tektonischen Verwerfungen überein. Im Thüringer Becken zeigte sich überraschenderweise eine höhere Leitfähigkeit parallel zum Leinetalgraben, obwohl an der Oberfläche Verwerfungen senkrecht zu dieser Richtung überwiegen. Dies zeigt, daß die Elektromagnetische Tiefenforschung wertvolle neue Erkenntnisse über geologische Strukturen eines Gebietes liefern kann.

Die Göttinger D-Anomalie ist ein dankbares Meßgebiet für die Elektromagnetische Tiefenforschung. Immer wieder haben neue Untersuchungen neue Erkenntnisse über den Aufbau der Erdkruste ans Tageslicht gebracht. Auch mit dieser Arbeit wird kein endgültiges Bild dieser Struktur geschaffen. Mit Sicherheit könnten neue Modellierungsverfahren für dreidimensionale Strukturen weitere Erkenntnisse bringen.

Über die tieferen Strukturen der Anomalie konnte mit dieser Untersuchung nur wenig herausgefunden werden. Die mittlere Erdkruste kann zwar als wesentliche Ursache der D-Anomalie erkannt werden, dennoch bleibt Erklärungsbedarf für die Ausdehnung dieser Strukturen in die Tiefe. Hier könnten weitere Untersuchungen ansetzen.

Von den dargestellten Eigenschaften elektromagnetischer Daten scheint besonders die Anisotropie geeignet zu sein, geologische Strukturen deutlicher zu erkennen. Deswegen kann auf die tellurischen Felder nicht verzichtet werden. Zwar wirken sich künstliche Störungen immer vorwiegend auf die elektrischen Messungen aus, aber wenn das natürliche Signal erst einmal herausfiltriert worden ist, lassen sich viele Eigenschaften der leitfähigen Erde klarer erkennen.

Literatur

- [1] K. Bahr: Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion, J. Geophys., 62, 119-127, 1988
- [2] K. Bahr: Zur Zusammenlegung der Zerlegungen, in V. Haak und J. Homilius (Hrsg.): Protokoll 13. Kolloquium „Elektromagnetische Tiefenforschung“, Hornburg 1990, 87-106
- [3] K. Bahr, P. Bruton: Processing of Magnetotelluric Data and their Interpretation, Geomagnetism and Earths Interior 4th Training School, Varanasi 1994

- [4] M. Bantin: Die Leitfähigkeit der oberen Erdkruste zwischen Weserbergland und Rheinischem Schiefergebirge, in K. Bahr und A. Junge (Hrsg.): Protokoll 16. Kolloquium „Elektromagnetische Tiefenforschung“, Burg Ludwigstein 1996, 15-27
- [5] P. Bruton: Testing Vasseur and Weidelt's Thin-Sheet Algorithm, in K. Bahr und A. Junge (Hrsg.): Protokoll 15. Kolloquium „Elektromagnetische Tiefenforschung“, Höchst 1994, 54-59
- [6] S. Cyplik: Magnetotellurik und erdmagnetische Tiefensondierung an drei Stationen in Nordthüringen, Diplomarbeit, Institut für Geophysik Göttingen 1996
- [7] S. Cyplik: Magnetotellurische und erdmagnetische Tiefensondierung auf einem Profil in Nordthüringen, in K. Bahr und A. Junge (Hrsg.): Protokoll 16. Kolloquium „Elektromagnetische Tiefenforschung“, Burg Ludwigstein 1996
- [8] C. Peters: Elektrische Leitfähigkeitsmodelle der Erdkruste in Südhannover, Nordhessen und im westlichen Thüringen, abgeleitet aus der elektromagnetischen Induktion durch natürliche Felder, Dissertation, Institut für Geophysik Göttingen 1994
- [9] A. Rauen, M. Lastovickova: Investigation of Electrical Anisotropy in the deep Borehole KTB, Surveys in Geophysics Vol. 16, No. 1, Jan 1995, 37-46
- [10] E. Schneider: Dreidimensionale Modellrechnungen für elektromagnetische Daten eines Profils über die Göttinger D-Anomalie, Diplomarbeit, Institut für Geophysik Göttingen 1998
- [11] U. Schmucker: An introduction to induction anomalies, Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, Vol. 22, No. 1-2, 1970 .
- [12] C.M. Swift: A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the south western United States, Ph. D. thesis, M.I.T., Cambridge, Mass. 1967
- [13] J.R. Wait: Propagation of radio waves over a stratified ground, Geophysics 18, 416-422, 1953
- [14] R. Walter: Geologie von Mitteleuropa, 1997
- [15] G. Vasseur, P. Weidelt: Bimodal electromagnetic induction in non-uniform thin sheets with an application to the northern Pyrenean induction anomaly, Geophys. J. R. astr. Soc. 51,669-690, 1977
- [16] H. Winter: Elektrische Leitfähigkeit in der Kontinentalen Tiefbohrung- Vergleich von Labor- und Bohrlochmessungen, in K. Bahr und A. Junge (Hrsg.): Protokoll 15. Kolloquium „Elektromagnetische Tiefenforschung“, Höchst 1994, 346-353