

B. TEZKAN

Modellrechnungen zur Periodenabhängigkeit
magnetotellurischer Phasenkurven

1 Einleitung Zwischen den zeitlichen Variationen der Horizontalkomponenten des Magnetfeldes H und des elektrischen Feldes E existiert im Frequenzbereich an einem beliebigen Punkt der Erdoberfläche unter der Voraussetzung der Quasihomogenität des äußeren Feldes eine lineare Beziehung¹:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (1)$$

Der über einer eindimensionalen Leitfähigkeitsverteilung $\sigma(z)$ gemessene Impedanztensor hat die Form:

$$Z = \begin{pmatrix} 0 & Z \\ -Z & 0 \end{pmatrix} \quad (2)$$

Wenn die Leitfähigkeit außer mit der Tiefe noch in einer horizontalen Richtung variiert, kann stets ein Koordinatensystem (x', y', z) gefunden werden, in dem der Impedanztensor die Form

$$Z = \begin{pmatrix} 0 & Z_{x'y'} \\ Z_{y'x'} & 0 \end{pmatrix} \quad (3)$$

annimmt. Da die Phasen von $Z_{x'y'}$ und $Z_{y'x'}$ von lokalen oberflächennahen Effekten weitgehend frei sein sollten, wurde oft die Leitfähigkeitsstruktur von der Periodenabhängigkeit der Phase mit Hilfe von 1- und 2-dimensionalen Modellrechnungen abgeleitet. Für die Bestimmung der vertikalen Leitfähigkeitsstruktur, insbesondere bei den Kristallgebieten, spielen neben den MT-Phasen auch die Übertragungsfunktionen für die Vertikalkomponente des erdmagnetischen Feldes (Z) eine große Rolle. Neue Modellrechnungen zeigen, daß

¹ Vektoren und Tensoren sind fettgedruckt.

aus der Periodenabhängigkeit der Übertragungsfunktionen von Z sehr viel mehr Informationen über die Leitfähigkeitsverteilung gewonnen werden können. So kann man genauere Angaben über die Tiefe und integrierte Leitfähigkeit von Krustenleitern unter kristallinem Deckgestein erhalten.

Im folgenden wird die Interpretation der an den Kristallinstationen beobachteten Phasenkurven mit ein- und zweidimensionalen Modellen vorgestellt. Dabei werden die Beobachtungen im Odenwald detaillierter betrachtet, da sie sich von den anderen Kristallinstationen bezüglich der beobachteten Periodenabhängigkeit der B-Polarisationsphasen deutlich unterscheidet.

2 Periodenabhängigkeit magnetotellurischer Phasen an den Kristallinstationen

Sehr wesentlich für eine richtige Bestimmung der Leitfähigkeitsstruktur mit Hilfe der magnetotellurischen Phasen eines 2D-Modells ist die korrekte Bestimmung, welches Nebendiagonalelement in (3) der E-Polarisation und welches der B-Polarisation zuzuordnen ist.

In vielen Gebieten sind diese Polarisationsrichtungen durch die Geologie vorgegeben (z.B. Rheingraben, Hessische Senke); ansonsten kann das anomale Verhalten der magnetischen Z-Komponente eine wichtige Entscheidungshilfe liefern.

Die richtige Reihenfolge für eine zweidimensionale Auswertung beinhaltet zuerst die Berechnung eindimensionaler Modelle von den beobachteten Impedanzen der E-Polarisation, die dann als Startmodelle für die 2D-Modellierung dienen.

Im Sinne einer ρ^*z^* -Transformation (Schmucker, 1979) ist die Periodenabhängigkeit der E-Polarisationsphasen im Pulsationsbereich (10 s - 300 s) an den Kristallinstationen vorgegeben. Denn abgesehen von einer dünnen Deckschicht, die keine Wirkung auf das beobachtete tellurische Feld oberhalb einer Periode von 10 s haben sollte, ist die Erdkruste für die E-Polarisationsrichtung von der Erdoberfläche bis zu einer bestimmten Tiefe ein schlechter Leiter. Das entspricht einem h-Modell (Abb. 1), nach welchem die beobachteten Phasen

$$45^\circ < \phi < 90^\circ$$

sein sollten.

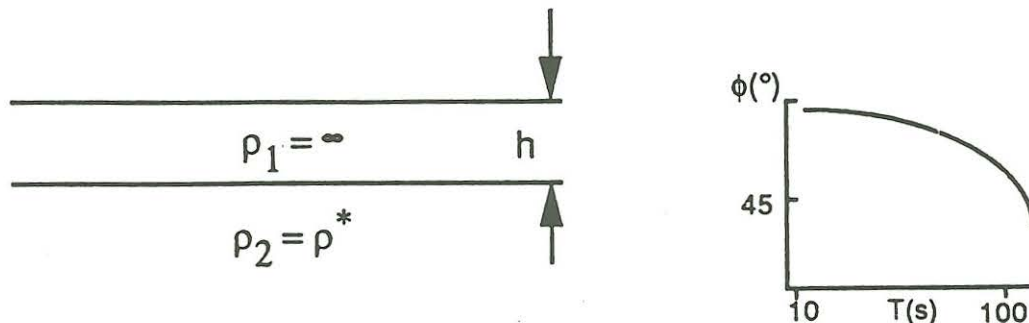


Abb. 1: Nichtleitende Deckschicht über einem leitenden Substratum.

Werden die Stationen aber auf den gutleitenden Sedimenten aufgebaut, dann sind erwarteten Phasenwerte in Abhängigkeit von der integrierten Leitfähigkeit der Sedimente für die E-Polarisation:

$$0^\circ < \phi < 45^\circ$$

Dies entspricht einem τ -Modell im Sinne einer ρ^* z^* -Transformation.

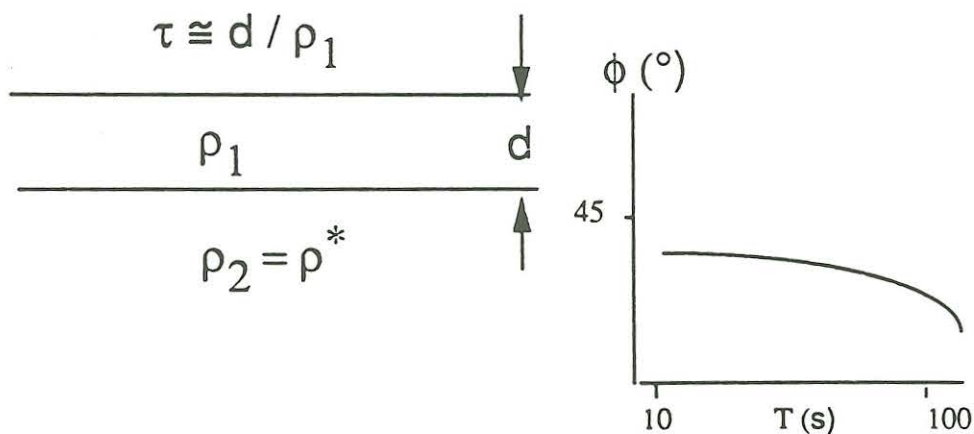


Abb. 2: Gutleitende dünne Deckschicht über einem schlechtleitenden Substratum

Die Kombination eines gutleitenden Grabens mit einem daneben- und darunterliegenden Kristallingestein stellt eine 2-dimensionale Leitfähigkeitsverteilung dar, die sich von h - und τ -Modellen deutlich unterscheiden. Häufig wird in solchen Fällen B-

Polarisationsphasenkurven auf dem Kristallin beobachtet, die unter 45° verlaufen. Ihre Periodenabhängigkeit wird dann durch den Effekt eines Grabens interpretiert.

3 Beobachtungen typischer Phasenkurven auf dem Kristallin und ihre Interpretation

Überall wo auf dem Kristallin im Westen Deutschlands magnetotellurische Messungen durchgeführt wurden, hat man nach der Koordinatentransformation immer wieder denselben Phasenverlauf der Nebendiagonalelemente $Z_{x'y'}$ und $Z_{y'x'}$ des Impedanztensors als Funktion der Periode. Diese Koordinatentransformation ist oft notwendig: Zeigt die x-Achse des Bezugssystems nach Norden, die y-Achse nach Osten, sind im allgemeinen alle Elemente des Impedanztensors von vergleichbarer Größe. In diesem Fall müßten neben den Nebendiagonalelementen Z_{xy} und Z_{yx} die gleichgroßen Elemente Z_{xx} und Z_{yy} betrachtet werden. Dies läßt sich vermeiden, wenn man das Koordinatensystem im Uhrzeigersinn um den Winkel α nach dem Swift-Kriterium rotiert.

In diesem rotierten Koordinatensystem zeigen die Phasen der E-Polarisation im Pulsationsbereich von etwa 10 s bis 100 s Phasenwerte, die über 45° liegen, wobei die B-Polarisationsphasenwerte desselben Periodenbereiches unter 45° verlaufen. Beispiele dafür sind die Beobachtungen im Schwarzwald (Tezkan, 1988a; Schmucker und Tezkan, 1989), in der Hessische Senke (Tezkan, 1988b) und auf dem Profil DEKORP 2-Nord (Volbers, 1991).

Als typisches Beispiel dafür sind die Phasenkurven der E- und B-Polarisationen als Funktion der Periode von der Station Breitnau (BRE) im Schwarzwald in Abb. 3 dargestellt.

Man sieht die bekannte Aufspaltung in E- und B-Polarisation, die bei der B-Polarisation vom Grabeneffekt herrührt. Die Phasenkurve der E-Polarisation pendelt sich, von Werten zwischen 70° und 80° bei 10 s kommend, auf ein Niveau um etwa 50° bei 60 s ein. Dieser Phasenabfall läßt sich eindeutig einem steilen Leitfähigkeitsgradienten in einer gewissen Tiefe h unter dem Kristallin zuordnen. Über diese Tiefe läßt sich aus den Phasen zunächst nichts aussagen. Nimmt man jedoch die Grabenanomalie der magnetischen Vertikalkomponente hinzu, so ergibt

sich ein Wert von $h = 12$ km. (Schmucker und Tezkan, 1989). Wie modelltheoretisch zu erwarten, laufen die E- und B-Polarisationsphasen, die bei den Pulsationen getrennt sind, bei den Variationen zusammen. Sie tendieren aber nicht auf einen gemeinsamen Wert von 45° , sondern auf einen deutlich größeren Wert zwischen 50° und 55° . Dies bedeutet, daß die tiefere Leitfähigkeitsstruktur nicht als homogen erscheint, sondern als schlechtleitend über einem gutleitenden Halbraum in größerer Tiefe.

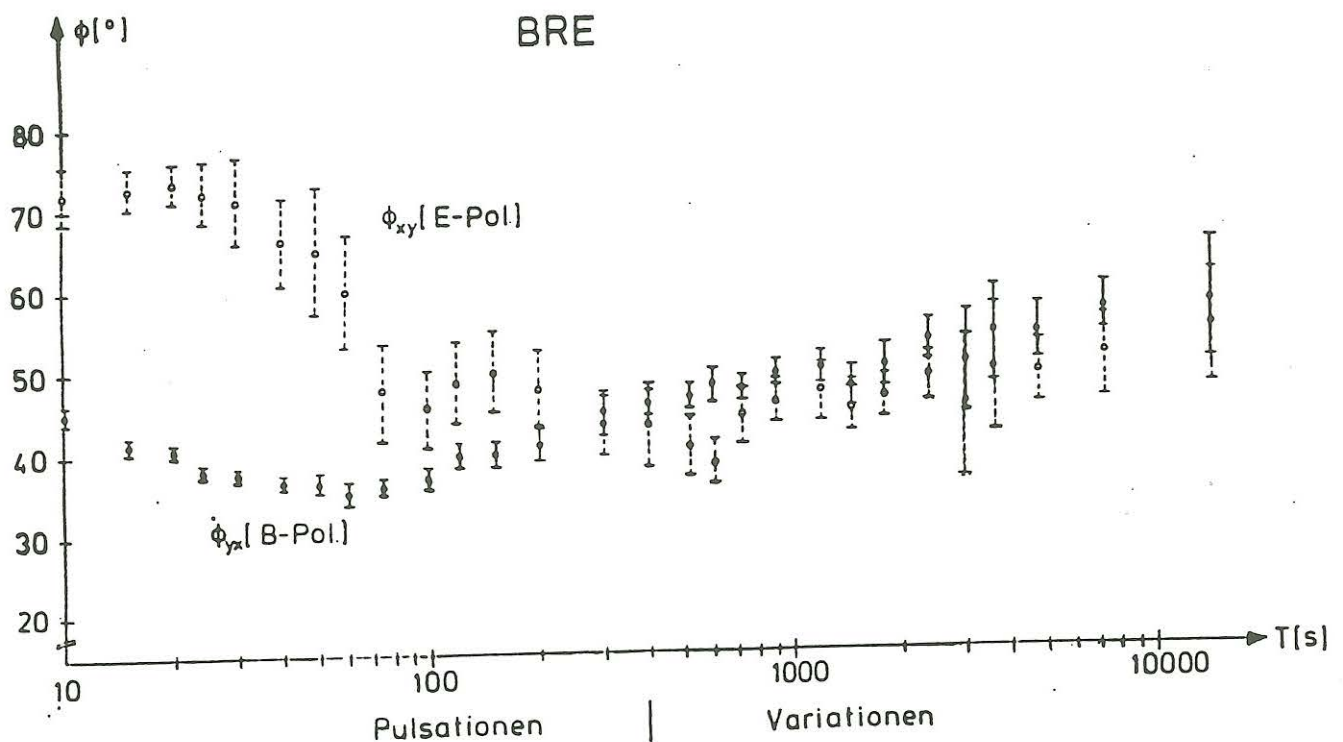


Abb. 3 Phasenkurven für die Station BRE

Für die Interpretation der B-Polarisationsphasen, die im Periodenbereich von 10 s bis 100 s unter 45° liegen, und für die Interpretation der beobachteten magnetotellurischen Anisotropie bieten die 2D-"dyke"-Modelle eine Lösung (Schmucker, 1986; Schmucker und Tezkan 1988, Tezkan 1988b, Volbers, 1991; Eisel 1992; Tezkan 1992). Dabei wird der Krustenleiter in eine Folge von schmalen gutleitenden "dykes" in einer sonst hochohmigen unteren Erdkruste aufgelöst. Die erzielte Anpassung für die E-Polarisation bleibt erhalten, wenn die

induzierten Ströme in Richtung der "dykes" fließen. Senkrecht dazu verhält sich die Erdkruste hochohmig und erzeugt die beobachtete MT-Anisotropie.

Eine Ausnahme bezüglich der B-Polarisationsphasen als Funktion der Periode stellt die Station Grasellenbach (GRA) im Odenwald (Spitzer, 1988) dar, wo kein Effekt des Grabens auf die Phasen beobachtet wurde. Im folgenden wird versucht, die Beobachtungen der magnetotellurischen Phasen im Odenwald und im benachbarten Rheingraben mit Modellrechnungen zu interpretieren.

4 Beobachtungen der magnetotellurischen Phasenkurven im Odenwald und im Rheingraben

Spitzer (1988) hatte mit zwei Stationen im Odenwald (Station GRA) und im Rheingraben (Station HAS) versucht, die zeitlichen Veränderungen der magnetotellurischen Impedanz auf einen Bezug zu seismischen Aktivitäten hin zu untersuchen, ohne Modellrechnungen zur Bestimmung der Leitfähigkeitsstruktur unter dem Odenwald und unter dem Rheingraben vorzunehmen. Im folgenden werden mit den sehr gut bestimmten Übertragungsfunktionen von den Stationen GRA und HAS ein- und zweidimensionale Modellrechnungen durchgeführt, um die beobachteten Phasenkurven, die sich von den typischen Kristallinstationen deutlich unterscheiden, zu interpretieren und ein Leitfähigkeitsmodell für das Meßgebiet abzuleiten.

Zunächst ist die Lage der Stationen auf einer geologischen Karte abgebildet (Abb. 4). Die Station HAS steht auf den quartären und tertiären Sedimenten und die Station GRA auf der Schwelle Buntsandstein/Granit. Die Entfernung von GRA zu dem östlichen Grabenrand beträgt ungefähr 13 km; nah genug, um den Grabeneffekt auf die tellurischen Phasen von GRA beobachten zu können.

Die Analyse der beobachteten elektrischen und magnetischen Übertragungsfunktionen sind ausführlich in Spitzer (1988) beschrieben, Schmucker und Tezkan (1989) haben dann die Beobachtungen an GRA zum Variationsbereich erweitert. Im Gegensatz zu den benachbarten Stationen auf dem Schwarzwaldkristallin ist für die Station GRA keine Koordinatentransformation im gesamten beobachteten Periodenbereich von den Pulsationen und von den Variationen nötig. Abb. 5 zeigt die E-

und B-Polarisationsphasenkurven für die Station GRA in den Bezugskordinaten x und y.

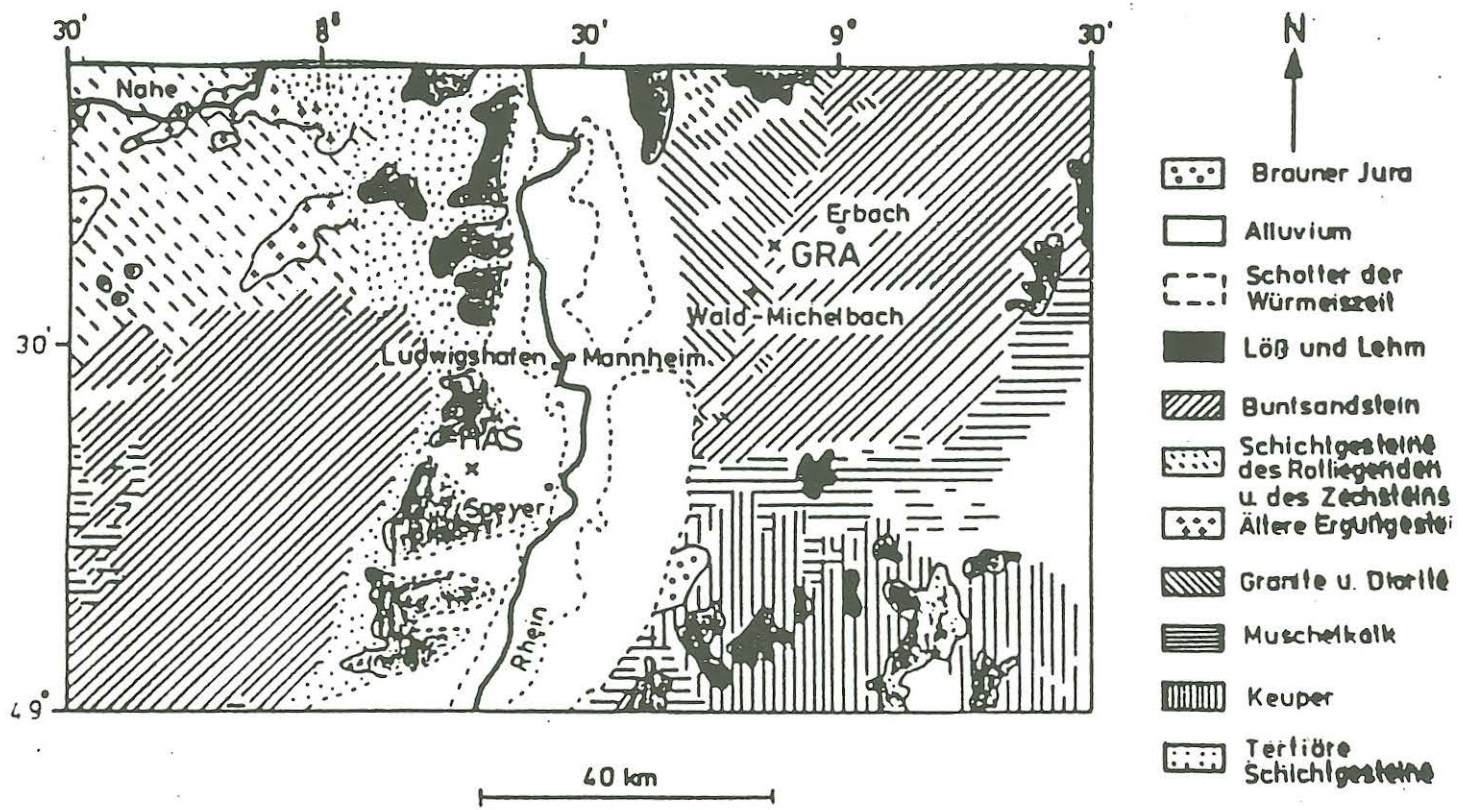


Abb. 4: Die Lage der Meßstationen innerhalb der geologischen Strukturen (Spitzer, 1988)

Gegen alle Erwartungen verhalten sich bei kürzeren Perioden die tellurischen Phasen im Schwarzwald und Odenwald anders. Im Odenwald wurden die gleichen Phasen für beide Polarisierungen betrachtet, als ob es hier keinen Grabeneffekt gäbe. Es ist zwar zu bedenken, daß die Station GRA auf Buntsandstein steht, also nicht unmittelbar auf anstehendem Kristallin wie BRE, doch die Bedeckung des Odenwaldkristallins ist sehr dünn und sollte auf die tellurischen Phasen keinen Einfluß haben.

Bemerkenswert sind die großen Phasen zwischen 60° und 65° bei kürzeren Perioden und ihre gleichförmige Reduzierung auf ein Zwischenminimum von knapp 40° bei 1000 s. Die Odenwaldstruktur ist

deutlich gegliedert in eine hochohmige Deckschicht, eine gutleitende Zwischenschicht in der unteren Kruste, einen anschließend wieder hochohmigen oberen Mantel mit einem zweiten guten Leiter in noch größerer Tiefe (Schmucker und Tezkan, 1989). Es gibt kaum eine zweite Sondierung, in der der Krustenleiter so klar hervortritt wie unter dem Odenwald.

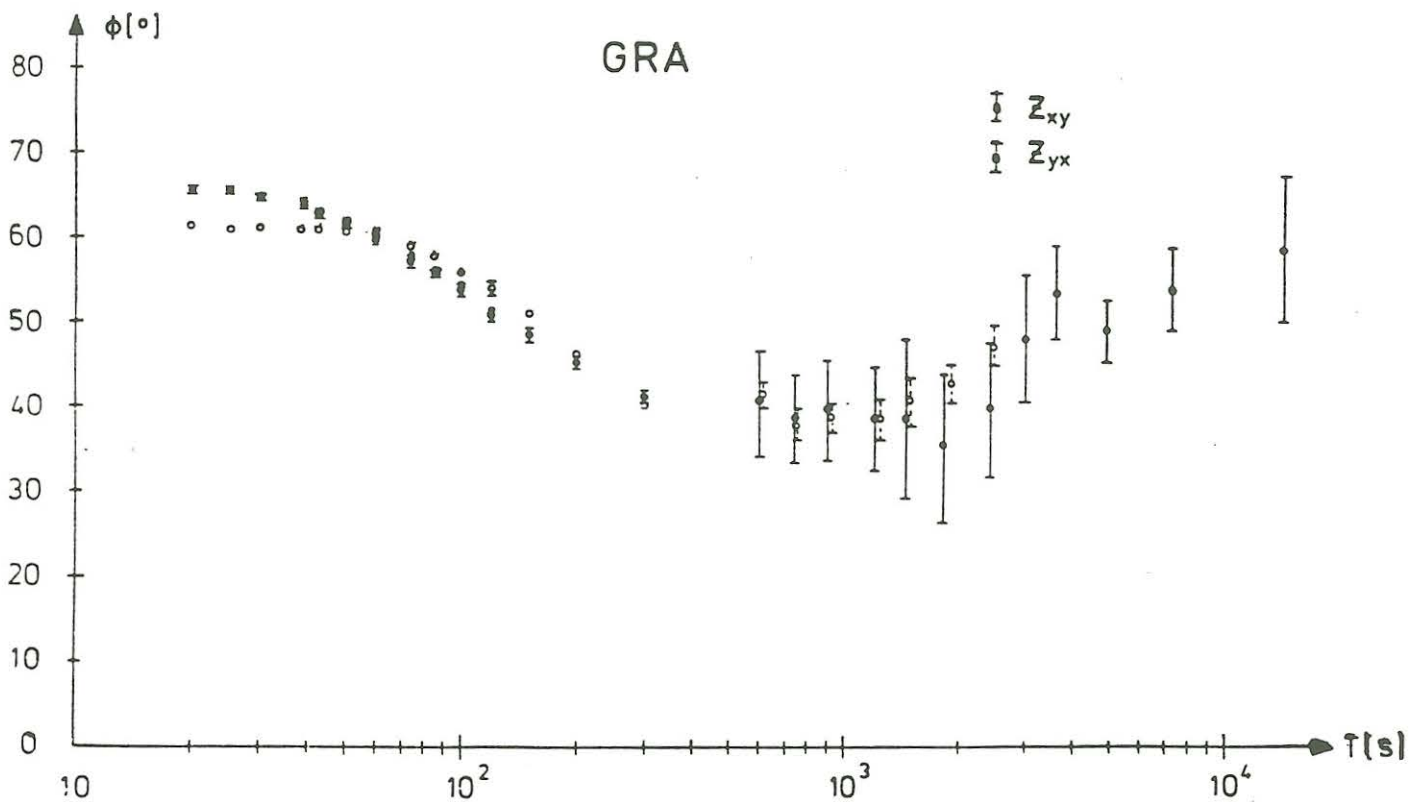


Abb. 5: Phasenkurve von der Station GRA

5 Interpretation der beobachteten Phasenkurven im Odenwald und im Rheingraben mit ein- und zweidimensionalen Modellen

Zunächst werden von den beobachteten Impedanzen der E-Polarisation 1D-Modelle mit dem ψ -Algorithmus (Schmucker, 1974) für die Stationen GRA und HAS abgeleitet. Sie sollen eine erste Vorstellung über die Leitfähigkeitsverteilung unter dem Meßgebiet liefern. Abb. 6 zeigt

die errechneten Modelle für GRA und HAS zusammen mit der jeweils erreichten Anpassung in der Phase (linke Skala).

Wie vom Verlauf der E-Polarisationsphasen zu erwarten, tritt die gutleitende Schicht unter dem Odenwaldkristallin klar hervor. Sie liegt in 20 km Tiefe und hat eine integrierte Leitfähigkeit von ungefähr 400 S. Wie bei den anderen Stationen im Rheingraben (Schmucker und Tezkan, 1989) gibt es bei der 1D-Modellrechnung für HAS kein Anzeichen für eine gutleitende Schicht in der Kruste. Die Kruste erscheint hier ab 2 km als homogenes hochohmiges Substratum.

Abb. 7 zeigt das 2D-Modell, welches die beobachteten Phasenkurven an den Stationen HAS und GRA erklären soll. Leider wurde bei der Analyse von den Beobachtungen die Vertikalkomponente Z des erdmagnetischen Feldes nicht berücksichtigt, so daß die Modellanpassung auf die magnetotellurischen Impedanzen beschränkt werden mußte.

Zunächst wurde die Rheingrabenstation HAS auf die Höhe von GRA projiziert. Für die Rheingrabenseite wurde das Modell von Tezkan et al. (1992) übernommen, wobei jedoch in der Tiefe zwischen 30 und 50 km ein zweiter guter Leiter eingebaut wurde, um den Anstieg der beobachteten E-Polarisationsphasen ab 100 s zu den längeren Perioden zu erklären. Ohne diesen guten Leiter wäre der Anstieg in den beobachteten E-Polarisationsphasen von HAS ab 100 s nicht zu erreichen. Stattdessen würden die Modellphasen dann mit zunehmenden Perioden ab 100 s kontinuierlich kleiner. Dieses Ergebnis steht im Einklang mit dem aus der erdmagnetischen Z-Anomalie des Grabens abgeleiteten Modell von Winter (1974). Er begründete seine Annahme dieses guten Leiters damit, daß die Periodenabhängigkeit der Z-Anomalie nur dann erklärt werden kann, wenn eine gutleitende Mantelzone die Grabenanomalie bei längeren Perioden abschwächt.

Für die Odenwaldseite wurde – wie zu erwarten – die von der 1D-Interpretation gewonnene Abfolge (schlechter Leiter – guter Leiter – schlechter Leiter) auch von der 2D-Modellrechnung bestätigt. Der gute Leiter unter dem Odenwaldkristallin liegt nach diesem 2D Modell wie unter dem Schwarzwald in 12 km Tiefe. Allerdings ist der Krustenleiter ohne "dyke"-Struktur modelliert worden, um die E- und B-Polarisationsphasen von der Station GRA, die beide oberhalb von 45° verlaufen (Abb. 5), zu erklären.

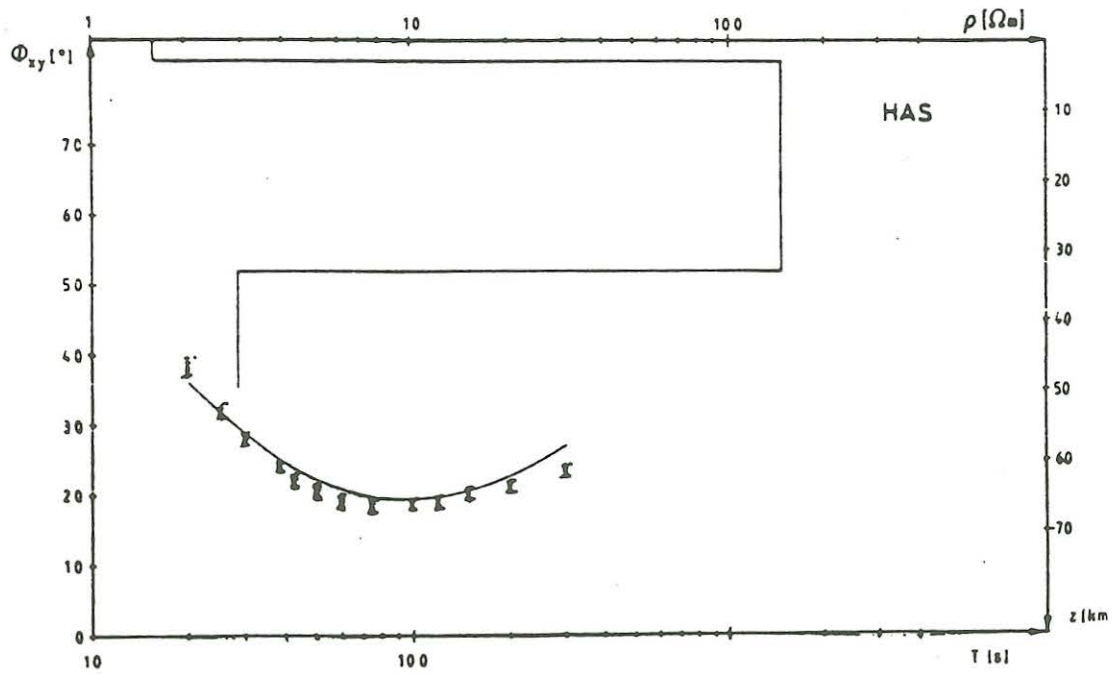
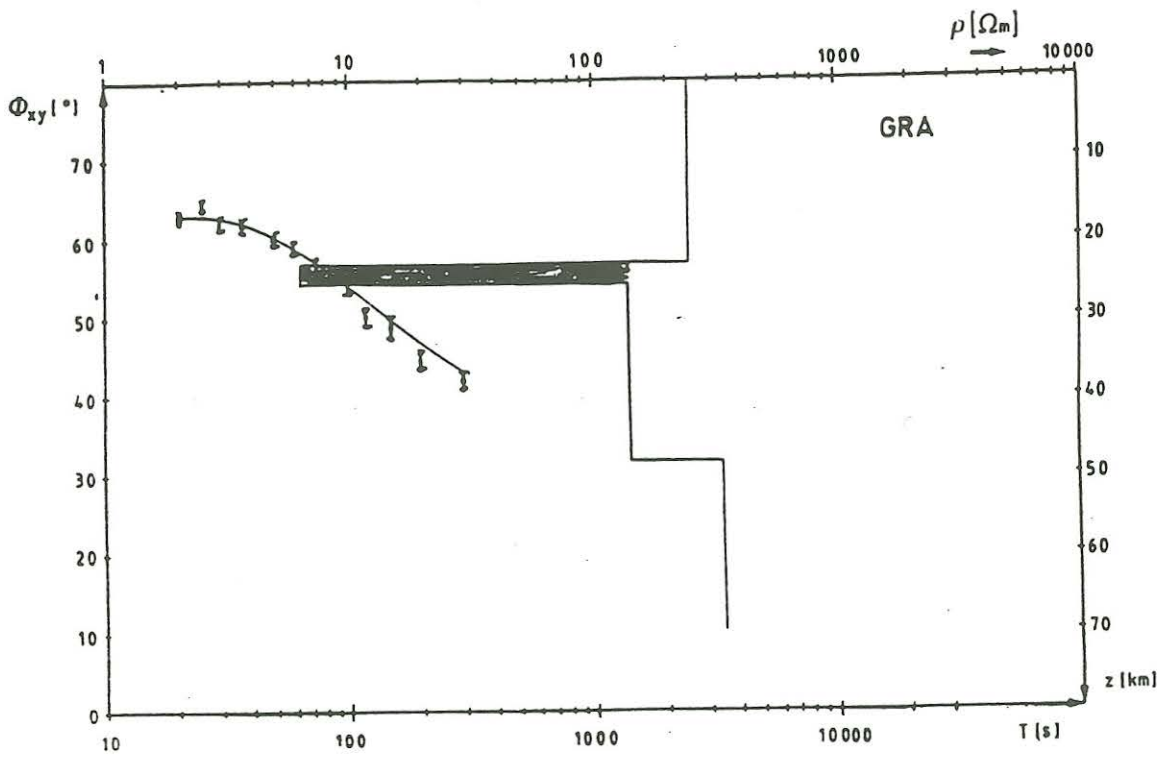


Abb. 6 1-D Modelle für GRA und HAS

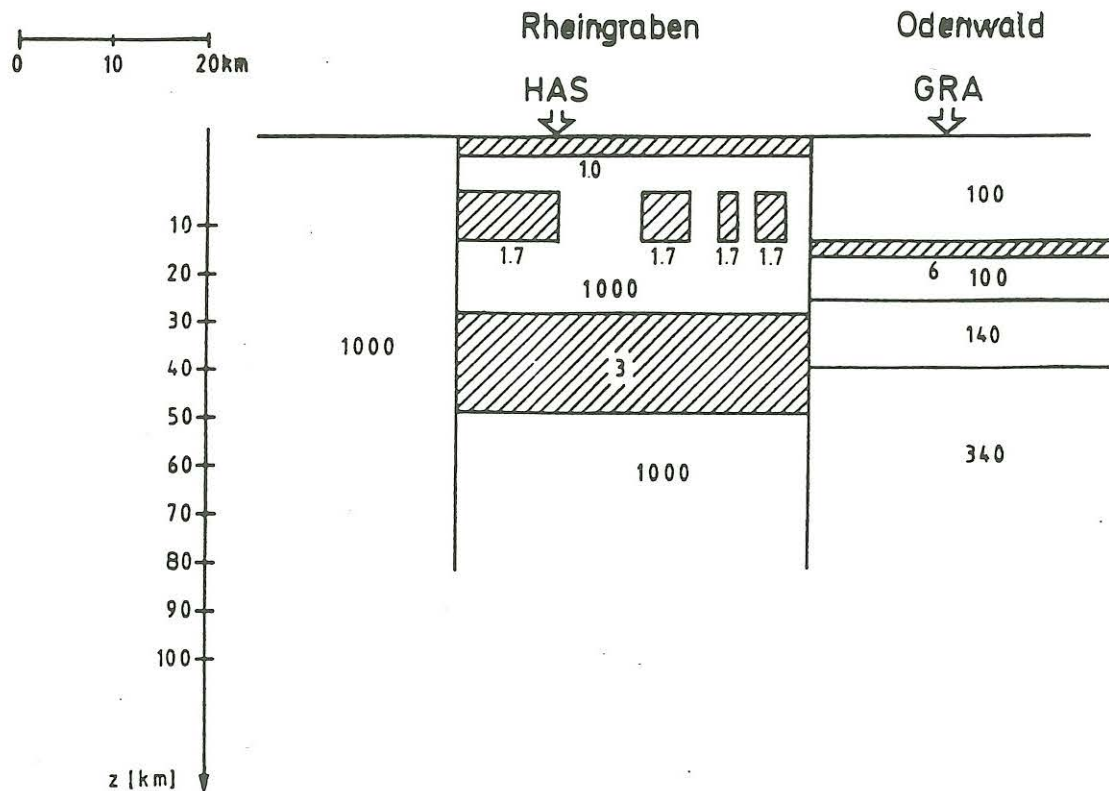


Abb. 7: 2D-Modell für Odenwald und Rheingraben

Abb. 8 zeigt, daß das 2D-Modell von der Abb. 7 die beobachteten Phasen der E- und B-Polarisationen von GRA sehr gut erklären kann. In der Abbildung ist zusätzlich auch der Vergleich der beobachteten E-Polarisationsphasen von HAS mit den berechneten Modellphasen dargestellt.

Da die Übertragungsfunktionen für die Z-Komponente des erdmagnetischen Feldes nicht zur Verfügung standen, ist das dargestellte 2D-Modell als vorläufig zu betrachten. Insbesondere die Tiefe und die integrierte Leitfähigkeit des Krustenleiters unter dem Odenwald sollte in späteren Untersuchungen mit Hilfe der Z-Komponente überprüft werden. Auch ohne Kenntnis über dem Verlauf der Übertragungsfunktion von Z konnte ein 2D-Modell gefunden werden, das die beobachteten Phasenverläufe wiedergibt.

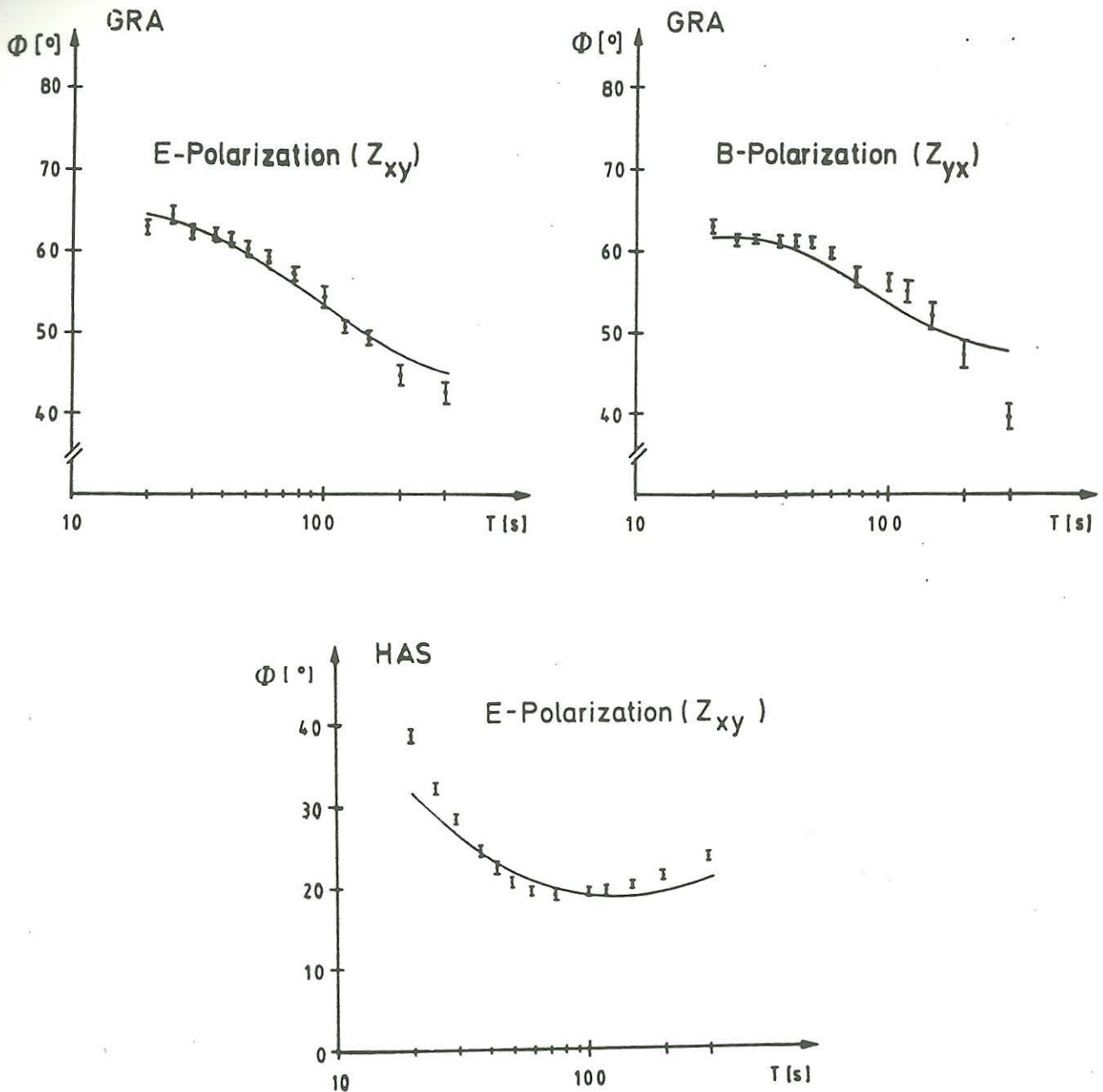


Abb. 8: Vergleich der beobachteten und berechneten Phasen an den Stationen GRA und HAS

Die Aufspaltung der E- und B-Polarisationsphasen bei einer Kristallstation wird allein vom benachbarten Graben verursacht. Dies ist deutlich zu erkennen, wenn man die Krustenleiter im 2D-Modell (Abb. 7) unter dem Rheingraben und unter dem Odenwald nicht

berücksichtigt. Die auf diese Weise berechneten Modellphasen für die E- und B-Polarisation bei GRA zeigt Abb. 9. Man erreicht also durch ein einfaches 2D-Modell die Aufspaltung der beiden Phasen.

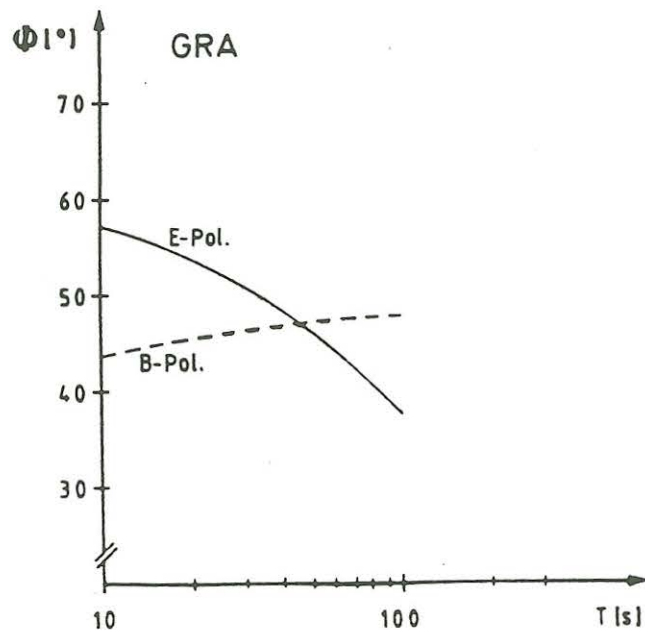


Abb. 9: Modellphasen für die E- und B-Polarisationen bei GRA, die aus dem 2D-Modell in Abb. 7 abgeleitet wurden, jedoch ohne Berücksichtigung des Krustenleiters.

Aufgrund der Periodenabhängigkeit der E-Polarisationsphasen als auch der Periodenabhängigkeit der Z-Komponente des erdmagnetischen Feldes muß man zusätzlich einen Krustenleiter unter dem Kristallin annehmen. Da die Periodenabhängigkeit der B-Polarisationsphasen für den Odenwald und für die anderen Kristallgebiete voneinander verschieden sind, muß man folgende zwei Fälle unterscheiden:

Fall 1: Odenwald:

Phasen der E-Pol. $> 45^\circ$
 Phasen der B-Pol. $> 45^\circ$

Eine Erklärungsmöglichkeit für die beobachteten Phasen ist das in Abb. 7 gezeigte 2D-Modell, ohne "dyke"-Struktur des Krustenleiters unter dem Odenwaldkristallin.

Fall 2: Schwarzwald, Hess. Senke, DEKORP 2-N:

Phasen der E-Pol. $> 45^\circ$

Phasen der B-Pol $< 45^\circ$

Hier sollte aufgrund der Quasianisotropie des Krustenleiters unter dem Kristallin das Modell eine "dyke"- Struktur beinhalten.

Literatur

Eisel, M., 1992. Effekte lateral-anisotroper Leitfähigkeitsstrukturen in der MT. Protokoll Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung, Borkheide

Schmucker, U., 1974. Erdmagnetische Tiefensondierung mit langperiodischen Variationen. Protokoll Kolloquium Erdmagnetische Tiefensondierung, Grafrath, 313-342

Schmucker, U., 1979. Erdmagnetische Variationen und die elektrische Leitfähigkeit in tieferen Schichten der Erde. Sitzungsberichte und Mitteilungen der Braunschweigischen Wissenschaftlichen Gesellschaft. Sonderheft 4, Goltze Verlag, Göttingen, 45-102

Schmucker, U., 1986. A regional quasi-anisotropy in West Germany. 8th workshop on electromagnetic induction in the earth and moon, Neuchatel

Schmucker, U., Tezkan, B., 1988. Regionally stable telluric directions, 9th workshop on electromagnetic induction in the earth and moon, Sotchi/UdSSR

Schmucker, U., Tezkan, B., 1989. Die elektrische Leitfähigkeit der unteren Kruste im Schwarzwald. Abschließender Arbeitsbericht zum

Vorhaben Schm 101/14-3 im DFG-Schwerpunkt "Untere Kruste",
Institut für Geophysik der Univ. Göttingen

Spitzer; K., 1988. Zeitabhängigkeit der magnetotellurischen Impedanz;
Weitergehende Untersuchungen. Protokoll Kolloquium
Elektromagnetische Tiefenforschung, Königstein, 137-153

Swift, C., M., 1967. A magnetotelluric investigation of an electrical
conductivity anomaly in South Western United States. Ph. D. Thesis, M.
I. T., Cambridge, Mass., 1967

Tezkan, B., 1988. Electromagnetic sounding experiments in the
Schwarzwald central gneiss massif. J. Geophys., 62: 109-118

Tezkan, B., Cerv, V., Pek, J., 1992. Resolving Anisotropic and
shielded high conductive layers using 2D electromagnetic modelling in
the Rhine-Graben and in the Black Forest. Physics of the Earth and
Planetary Interiors, im Druck

Volbers, R., 1991. Magnetotellurische und erdmagnetische
Tiefensondierung entlang des reflexionsseismischen Profils DEKORP 2-
Nord. Diss. Math.-Nat. Fak. Univ. Münster