

B. TEZKAN

Die Ergebnisse der EM-Sondierungen im Hochschwarzwald

Im Sommer und Herbst 1984 wurden an 9 Stationen im Hochschwarzwald Pulsationen des erdelektrischen und erdmagnetischen Feldes registriert, wobei maximal 4 Stationen gleichzeitig liefen. An 2 Stationen (NEU, TRI) wurden zusätzlich Variationen aufgezeichnet. Die Stationen standen vorzugsweise auf den Gneisen des Hochschwarzwaldes, zwei Stationen (SNH und TRI) sind auf dem Granit von Triberg aufgebaut, um die Richtungsabhängigkeit des tellurischen Feldes zu überprüfen. Die Lage aller Stationen ist der Abbildung 1 zu entnehmen. Für die Stationen HTZ, ENZ und TIE lagen Übertragungsfunktionen vor (Richards et al., 1981), die vor der eigenen Meßkampagne behandelt wurden. Die von diesen Stationen gewonnenen Erkenntnisse waren grundlegend für die Planung des neuen Meßprogramms. Die Station Hinterzarten wurde nur mit einem Induktionsmagnetometer besetzt. Sie sollte sowohl eine Normalstation für die Berechnung der Übertragungsfunktionen zwischen den Stationen als auch eine Anschlußstation zu den alten MT-Messungen im Schwarzwald sein.

Abb. 2 zeigt für die Frequenzanalyse trendbereinigte gleichzeitige Registrierungen von der ersten Schwarzwaldkampagne. Für diese Darstellung sind die Resonanzkurven der Geräte nicht berücksichtigt. Sie werden erst nach der harmonischen Analyse in die Auswertung eingebracht. Man sieht, daß kaum Unterschiede zwischen den Horizontalkomponenten des Magnetfeldes von Station zu Station existieren. Das bedeutet, daß die Schätzung der Übertragungsfunktionen keine signifikante Anomalie des Horizontalfeldes ergeben wird. Hingegen kann man in der Z-Komponente kleine Unterschiede von Station zu Station erkennen. Die größten Z-Variationen wurden wie erwartet bei der Randstation LAN beobachtet. Die Amplituden dieser Variationen nehmen nach Osten hin ab. Man erwartet also nach der Spektralanalyse eine charakteristische Periodenabhängigkeit für Z, deren Ursache auf die Rheingrabensedimente zurückzuführen ist. Trotz der örtlichen Unterschiede in den Amplituden sind die E-Felder der Gneisstationen (BRE, NEU...) korrelierbar,

wobei die Stationen SNH und TRI auf dem Triberger Granit sich durch ihre großen Amplituden von den anderen Stationen unterscheiden (Tezkan, 1986). Die Interpretation der gewonnenen Übertragungsfunktionen durch Modelle wird sich auf Anomalien der Z-Pulsationen und auf die tellurischen Komponenten EN und EO stützen müssen (Schmucker und Tezkan, 1985), da wie oben erwähnt, Anomalien des Horizontalfeldes im Schwarzwald kaum nachweisbar sind.

Die Vorbehandlung der Daten und die anschließende Frequenzanalyse ist nach einem Verfahren von Schmucker (1978) durchgeführt worden. Die Bestimmung der Übertragungsfunktionen geschieht nach dem bivariaten Ansatz (1):

$$\begin{aligned} \tilde{Z} &= Z_H \cdot \tilde{H} + Z_D \cdot \tilde{D} + \delta Z \\ \tilde{E}N &= Z_{xx} \tilde{H} + Z_{xy} \tilde{D} + \delta \tilde{E}N \\ \tilde{E}O &= Z_{yx} \tilde{H} + Z_{yy} \tilde{D} + \delta \tilde{E}O \end{aligned} \quad (1)$$

Als optimale Schätzwerte der Übertragungsfunktionen sollen diejenigen gelten, die die mittlere Summe der Fehlerquadrate minimieren.

#### Die Ergebnisse der Magnetotellurik

Eine Möglichkeit, alle Elemente des mit

$$\underline{Z} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \quad (2)$$

definierten Impedanztensors in komprimierter Form darzustellen, besteht darin, sie bei vorgegebenem B-Feld mit tellurischen Vektoren zu konstruieren. Sie geben Stärke und Richtung der tellurischen Ströme an und sind definiert durch:

$$\begin{aligned} \underline{e}_x &= Z_{xx} \cdot \underline{\hat{x}} + Z_{yx} \cdot \underline{\hat{y}} \\ \underline{e}_y &= Z_{xy} \cdot \underline{\hat{x}} + Z_{yy} \cdot \underline{\hat{y}} \end{aligned} \quad (3)$$

wobei  $\underline{\hat{x}}$  und  $\underline{\hat{y}}$  Einheitsvektoren in Achsenrichtung bezeichnen. Zunächst beziehen sich alle Elemente des Impedanztensors auf ein nach dem örtlichen Magnetfeld orientiertes Koordinatensystem, also x magnetisch Nord y magnetisch Ost. Es ist aber bei den MT-Messungen auf Kristallinstrukturen oft der Fall, daß der Impedanz-

---

(1) Tilde bedeutet komplexe Fourieramplitude

tensor mit allen Elementen besetzt ist. In solchen Fällen ist es üblich, die in einem  $x, y, z$  Koordinatensystem gemessenen Feldgrößen durch eine Drehung um den Winkel  $\alpha$  in das System  $x', y', z$  zu transformieren. Das Ziel ist, quasi zweidimensionale Strukturen hervorzuheben. Die Berechnung des Drehwinkels geschieht nach dem Swift-Kriterium. Es hat sich herausgestellt, daß der Drehwinkel für die Gneisstationen ziemlich einheitlich ist und im Mittel über alle Frequenzen  $43 \pm 7$  Grad beträgt. Ausnahmen sind die Stationen auf dem Triberger Granit TRI und SNH sowie die Randstation LAN.

Abb. 3 zeigt den Realteil der mit (3) definierten tellurischen Vektoren von allen Schwarzwaldstationen für eine Periode von 100s. Der Abbildung ist eine große und für alle Stationen einheitliche Richtungsabhängigkeit des tellurischen Feldes zu entnehmen. Die weiträumig induzierten Ströme durchfließen den Schwarzwald in nordwestlicher Richtung (H-Pol) und das dazugehörige tellurische Feld ist fünf bis zehnfach stärker als in nordöstlicher Richtung (E-Pol). Im E-Feld existieren gewisse örtliche Unterschiede und die Anisotropie ist sehr groß und recht einheitlich. Die Richtungsabhängigkeit des tellurischen Feldes ist aber nicht durch den Verlauf des Rheingrabens bestimmt.

Transformiert man die mit (2) gegebenen Nebendiagonalelemente des Impedanztensors in scheinbare Widerstände ( $\rho_a(ij) = \mu_0 / \omega \cdot |Z_{ij}|^2$ ), so erkennt man - wie auch von der Abb. 3 zu erwarten ist - große Unterschiede zwischen den beiden Polarisierungen einzelner Stationen (Tezkan, 1986, Abb. 5.8). Gewisse Unterschiede in scheinbarem Widerstand für die gleichen Polarisationsrichtungen zwischen den Stationen sind auch nicht zu übersehen. Man kann also aus den  $\rho_a$ -Kurven keine Absolutwerte der Leitfähigkeit bestimmen, ihre relative Änderung mit der Tiefe läßt sich aber angeben.

Man sieht also, daß es nicht möglich sein wird, die örtliche Variabilität des tellurischen Feldes durch Modelle mit isotroper Leitfähigkeitsverteilung zu erklären. Ganz anders ist das Verhalten der in Abb. 4 dargestellten Phasenkurven für alle Schwarzwaldstationen. In dieser Abbildung ist jede Station mit einem anderen

Kennzeichen symbolisiert und individuell gedreht. Man sieht, daß die Phasenkurven viel konsistenter sind, daß sie für jede Station dieselbe Periodenabhängigkeit haben. Die Phasenwerte zwischen den Stationen liegen ziemlich dicht aneinander, so daß es nahe liegt, eine mittlere Phasenkurve (gestrichelte Kurve in der Abb.) der E- und H-Polarisation für den ganzen Hochschwarzwald auszurechnen. Die Phasenkurven zeigen deutliche Unterschiede für beide Polarisationsrichtungen. Ihr charakteristischer Verlauf ist mit einem 2-D-Modell zu erklären, das die Wirkung der Rheingrabensedimente berücksichtigt (Abb. 6). Der Abfall der Phasenkurven in E-Polarisation von  $70^\circ$  zu  $45^\circ$  zwischen 15 und 100s läßt sich durch eine untere Begrenzung des schlechtleitenden Kristallins durch eine gutleitende Zwischenschicht interpretieren und diese Zwischenschicht läßt die Phase der H-Polarisation unter  $45^\circ$  sinken. Die Tiefe dieser Zwischenschicht kann von den Phasenkurven nicht bestimmt werden. Man muß zusätzlich die Grabenrandanomalie in Z berücksichtigen, um eine Skalierung dieser Tiefe zu gewinnen.

Ähnliche Aussagen kann man auch von den  $\rho^*(z^*)$  von den einzelnen Stationen gewinnen. Transformiert man die Nebendiagonalelemente des Impedanztensors nach der Drehung des Koordinatensystems in solche Kurven, so erhält man weit auseinander liegende Tiefenabschnitte für E und H-Polarisation, wobei die ganze Information für die Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund in E-Polarisation (entspricht dem kleinen tellurischen Vektor in der Abb. 3) steckt. In dieser Darstellung ist der Einfluß der dünnen leitfähigen Schicht auf die  $z^*$ -Werte deutlich sichtbar. Es ergeben sich im Periodenbereich von 10s bis 75s dicht zusammenliegende Eindringtiefen von ca. 20 km mit scheinbaren Widerständen unter  $10 \Omega_m$  (Schmucker und Tezkan 1985, Abb. 4).

#### Die Ergebnisse der Erdmagnetischen Tiefensondierung

Wie es bei der Betrachtung der Abb. 2 angedeutet und nach der Frequenzanalyse klar wurde, lassen sich keine Anomalien in den Horizontalkomponenten des Magnetfeldes im Schwarzwald feststellen. Dazu fehlte eine gleichzeitig laufende Station im Rheingraben. Die Betrachtung sollte sich daher auf die Anomalien der Vertikalkompo-

nente beschränken. In Abb. 5 sind die Übertragungsfunktionen für das lokale Z in Form von Induktionspfeilen für eine Periode von 100s dargestellt worden. Bekannterweise sind diese Pfeile unabhängig von dem Koordinatensystem und stehen senkrecht zum Streichen einer zweidimensionalen Anomalie. Man sieht, daß alle Pfeile an allen Stationen vom Rheingraben wegzeigen, also vom guten Leiter zum schlechten Leiter hin. Die größten Z-Variationen wurden an der Randstation LAN beobachtet. Sie haben ihre größte Amplitude bei den kürzesten analysierten Perioden ( $T = 10s$ ) und mit zunehmender Periode werden sie kleiner. Wie auch der Abbildung zu entnehmen ist, werden die Amplituden der Induktionspfeile mit zunehmender Entfernung vom Rheingraben nach Osten kleiner. Sie stellen mit großer Wahrscheinlichkeit den Grabenrandeffekt dar. Innerhalb des Schwarzwaldes treten im analysierten Periodenbereich keine wesentlichen Leitfähigkeitsänderungen auf (Schmucker und Tezkan, 1985).

Modellrechnungen zur Erklärung der dargestellten Übertragungsfunktionen:

Um zuerst für den Hochschwarzwald eine Vorstellung für die Leitfähigkeitsverteilung zu gewinnen, wurden 1-D-Modelle für die einzelnen Stationen ausgerechnet. Sie sollten als Startmodelle für die zweidimensionale Modellrechnung benutzt werden. Nach diesen Modellen kann man zunächst keine Skalierung der Tiefe feststellen, insbesondere die Tiefe des guten dünnen Leiters, der mit Phasen und  $\rho^*(z^*)$  Kurven mehrmals angedeutet wurde, bleibt zunächst unbestimmt. Benutzt man aber die zusätzliche Grabenrandanomalie in Z, so kann man über ihre Tiefe eine Aussage machen (Abb. 6).

Es soll eine grundsätzliche Schwierigkeit für die bevorstehende zweidimensionale Modellrechnung betont werden und zwar, daß die gefundenen magnetischen und tellurischen Übertragungsfunktionen nicht zusammenpassen. Man muß eine unbegründbare Drehung des Impedanztensors aus der Rheingrabenrichtung um ca. 25 Grad auf die tellurische Hauptachsenrichtung im Schwarzwald vornehmen (siehe Tezkan, 1986 S. 48). Eine Stromrichtung zum Streichen des Rheingrabens würde sicherlich noch verständlicher sein.

Abb. 6 faßt die bisher gewonnenen Erkenntnisse zusammen. Dargestellt ist ein Vergleich der in Rheingrabenrichtung projizierten magnetischen Übertragungsfunktionen mit den Modellübertragungsfunktionen. Das Modell betrifft im wesentlichen einen Ost-West-Schnitt durch den Schwarzwald (vergleiche Abb. 1) und kann so die im Schwarzwald beobachtete anders gerichtete Anisotropie nicht erklären (Schmucker und Tezkan, 1985). Nach vielen Versuchen hat sich herausgestellt, daß der Abfall der  $z'_D$  Kurve von der Station LAN bis zur Station TRI durch eine andere Induktionsanomalie, nämlich durch den Rheingraben erklärt werden kann. Für die Modellrechnung sind zwei Viertelräume mit unterschiedlichem Leitfähigkeitskontrast benutzt worden. Der eine Viertelraum sollte dem Rheingraben entsprechen. Er war als gegeben betrachtet, dafür wurden Modelle von Winter (1973) und Reitmayr (1974) unverändert übernommen. Für die Schwarzwaldseite sind die von der 1-D-Modellrechnung gewonnenen Kenntnisse benutzt.

Es gelingt durch dieses Modell, auch den konträren Phasenverlauf der beiden Polarisierungen zu erklären (siehe Tezkan, 1986, Abb. 6.7), und zwar durch die Anisotropie bestimmte Richtungen N 43°O und O 47°S im Schwarzwald. Für den konträren Phasenverlauf ist zwar der Rheingraben mitbestimmend, man kann aber daraus die Leitfähigkeitsverteilung unter dem Schwarzwald ableiten.

Es wurden auch numerische Modellversuche zur Untersuchung der dünnen leitfähigen Schicht unter dem Schwarzwald und deren integrierte Leitfähigkeit durchgeführt. Aus diesen Modellversuchen und aus der zweidimensionalen Modellrechnung gewonnenen Kenntnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

a) Das in Abb. 6 dargestellte 2-D-Modell für den Hochschwarzwald kann die Übertragungsfunktionen des lokalen magnetischen Vertikalfeldes  $z'_D$  und die Phasen der Impedanz für beide Polarisierungen mit einer unbegründbaren Drehung des Koordinatensystems aus der Rheingrabenrichtung erklären.

b) Nicht erklärt bleibt die große Anisotropie und der von Station zu Station sehr variable scheinbare Widerstand, hauptsächlich in H-Polarisation.

c) Die 2-D-Modellrechnung kann den spez. Widerstand des Schwarzwaldkristallins nicht auflösen, bestätigt aber die dünne leitfähige Schicht unter dem Kristallin. Nach den Modellrechnungen ist die Tiefe dieser Schicht mindestens 12 km und höchstens 18 km. Ihre integrierte Leitfähigkeit ist ca. 650 S.

d) Würde der gute Leiter unter dem Schwarzwald sich auch unter dem Rheingraben fortsetzen, so sind die Modellphasen für die H-Polarisation zwischen 10s und 100s deutlich über  $45^\circ$  und nicht wie beobachtet unter  $45^\circ$ .

Es ist zur Zeit angestrebt, mit zwei gleichzeitig laufenden Stationen im Rheingraben und Schwarzwald die Grabenanomalie für die Horizontalkomponente zu untersuchen, um das in Abb. 6 dargestellte Modell möglicherweise zu verbessern. Es werden auch Langzeitregistrierungen vorgenommen, um die magnetotellurische Impedanz zu entzerren und eine an der Grabenrandanomalie unabhängige Leitfähigkeitsverteilung für den Schwarzwald zu gewinnen.

#### Literaturverzeichnis

Reitmayr, G.: Elektromagnetische Induktion im Erdinnern, studiert am Rheingraben. Diss. Fak. f. Geowissenschaften der Ludwig-Maximilian Universität München, 1974

Richards, M.L., U. Schmucker, E. Steveling und J. Watermann: Erdmagnetische und magnetotellurische Sondierungen im Gebiet des mitteleuropäischen Driftsystems. Forschungsbericht T81-111. Bundesministerium für Forschung und Technologie, Bonn, 1981

Schmucker, U.: Auswertungsverfahren Göttingen. Protokoll Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung. Neustadt/Weinstraße 163-188, 1978

Schmucker, U. und B. Tezkan: Erdmagnetische und tellurische Untersuchungen im Schwarzwald. Bericht zum Unterantrag der Univ. Karlsruhe zum BMFT Förderungsvorhaben RG 83146, Inst. f. Geophysik, Univ. Göttingen, 1985

Tezkan, B.: Erdmagnetische und magnetotellurische Untersuchungen auf den hochohmigen Kristallinstrukturen des Hochschwarzwaldes und des Bayerischen Waldes bei Passau. Diss. Math.-Nat. Fachb. Univ. Göttingen, 1986

Wimmenauer, W.: The mineral deposits of the Schwarzwald (Black Forest). Erzmetall, 33, 150-152, 1980

Winter, R.: Der Oberrheingraben als Anomalie der elektrischen Leitfähigkeit, untersucht mit Methoden der erdmagnetischen Tiefensondierung. Diss. Math.-Nat. Fachb. Univ. Göttingen, 1973

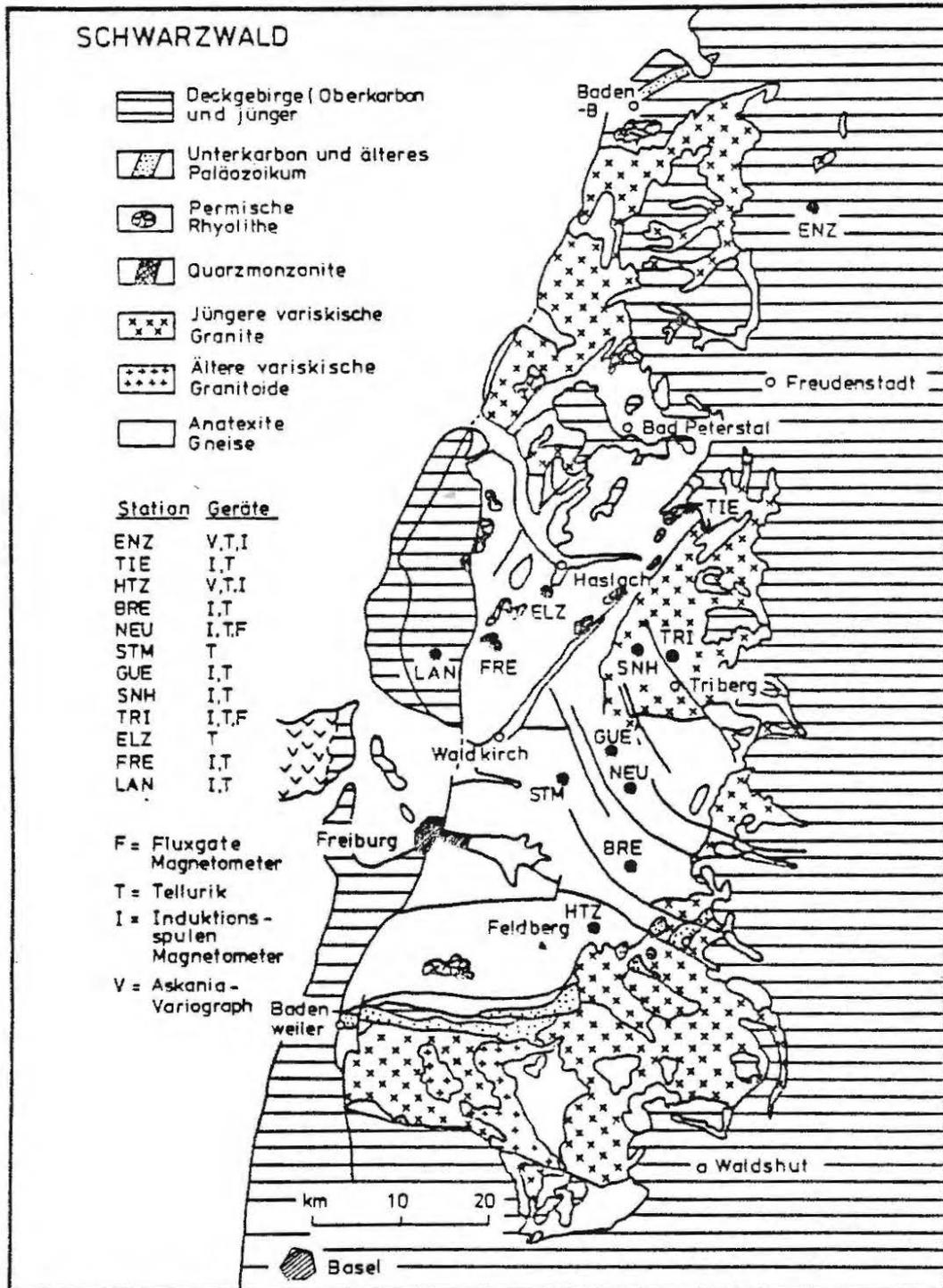


Abb. 1: Geologische Karte des Schwarzwaldes mit Angabe der Magnetotellurikstationen (Wimmenauer, 1980)

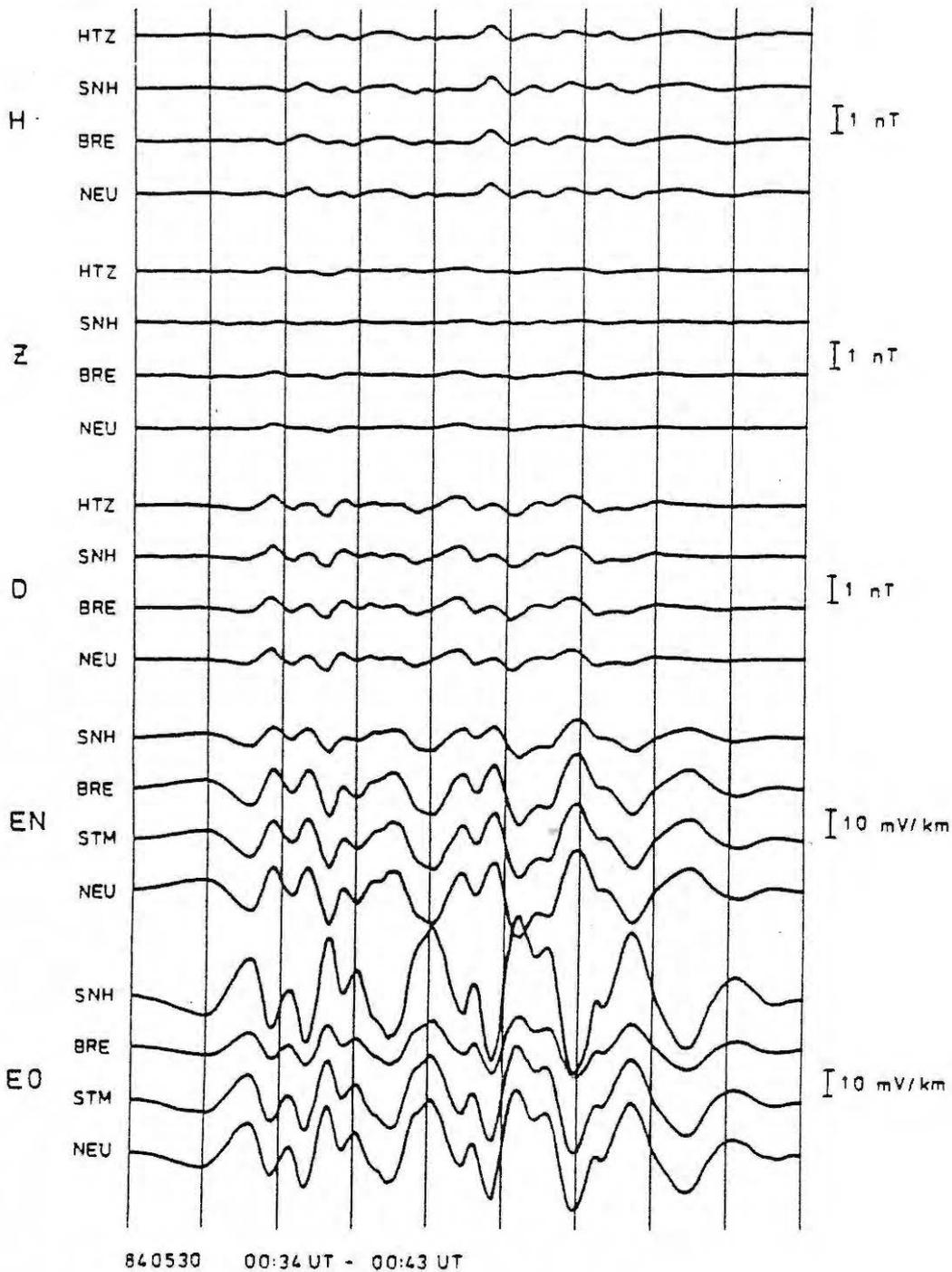


Abb. 2: Gleichzeitige Registrierungen von magnetischen und tellurischen Pulsationen an den 4 Schwarzwaldstationen. Abstand zwischen den Zeitmarken ist 1 min.

$T=100s$   
—  $Re(e_x')$   
---  $Re(e_y')$

10km

3mV/km·nT

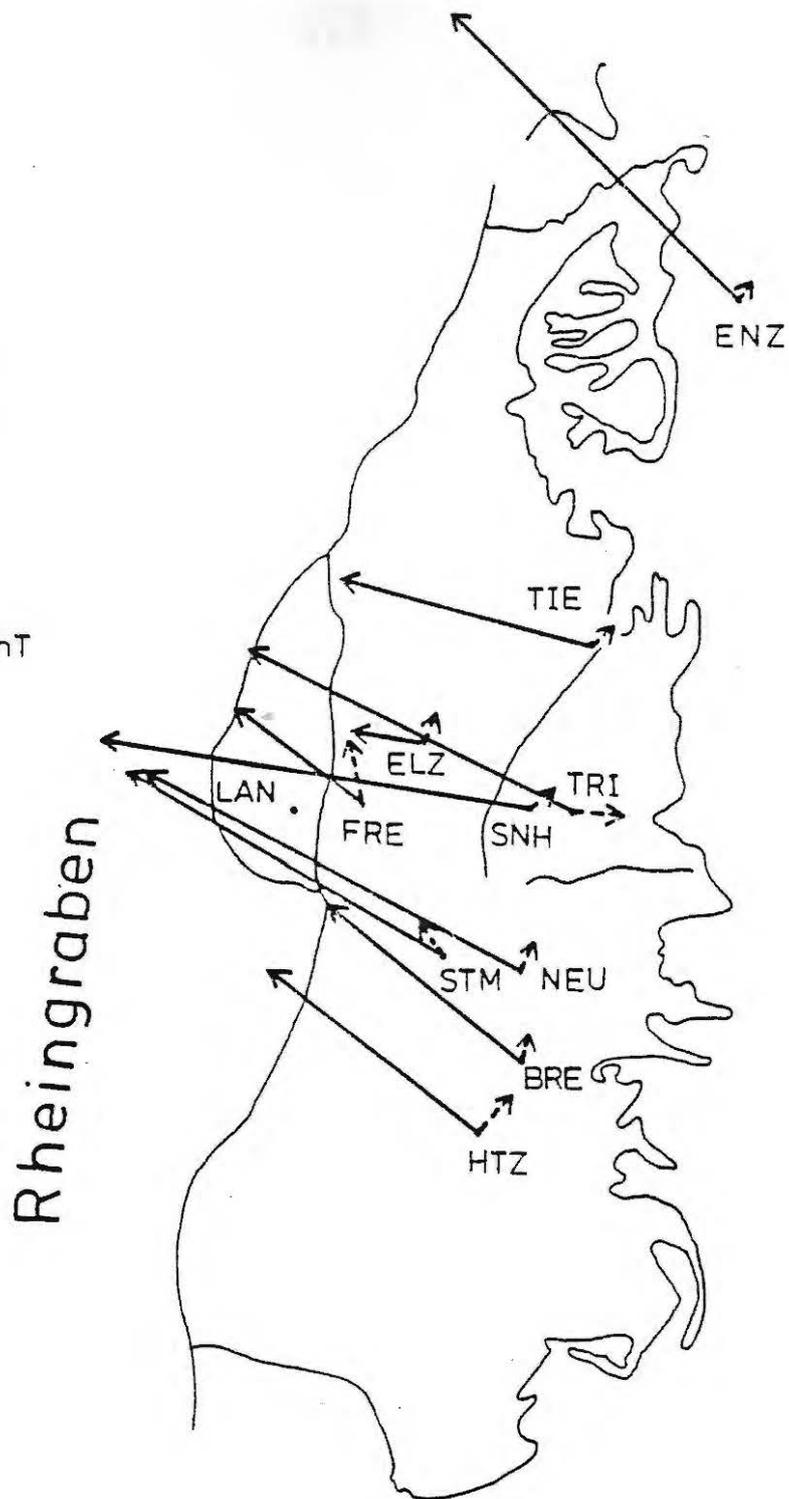


Abb. 3: Realteil von  $e_x'$  und  $e_y'$  für alle Schwarzwaldstationen für  $T = 100s$ . Das Koordinatensystem ist mit einem durchschnittlichen Drehwinkel von  $43^\circ$  N über O gedreht.

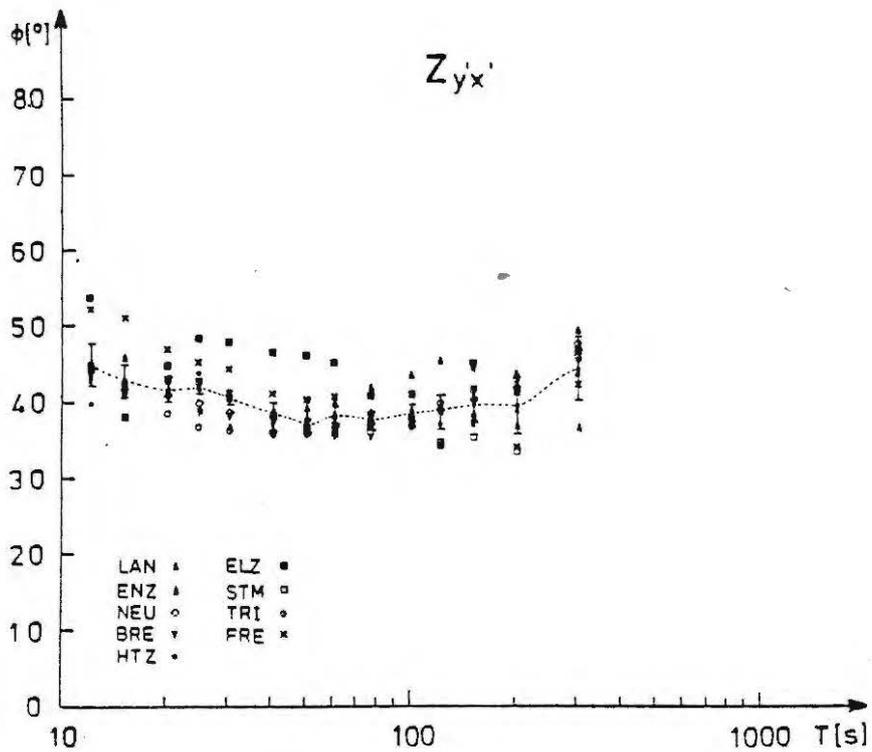
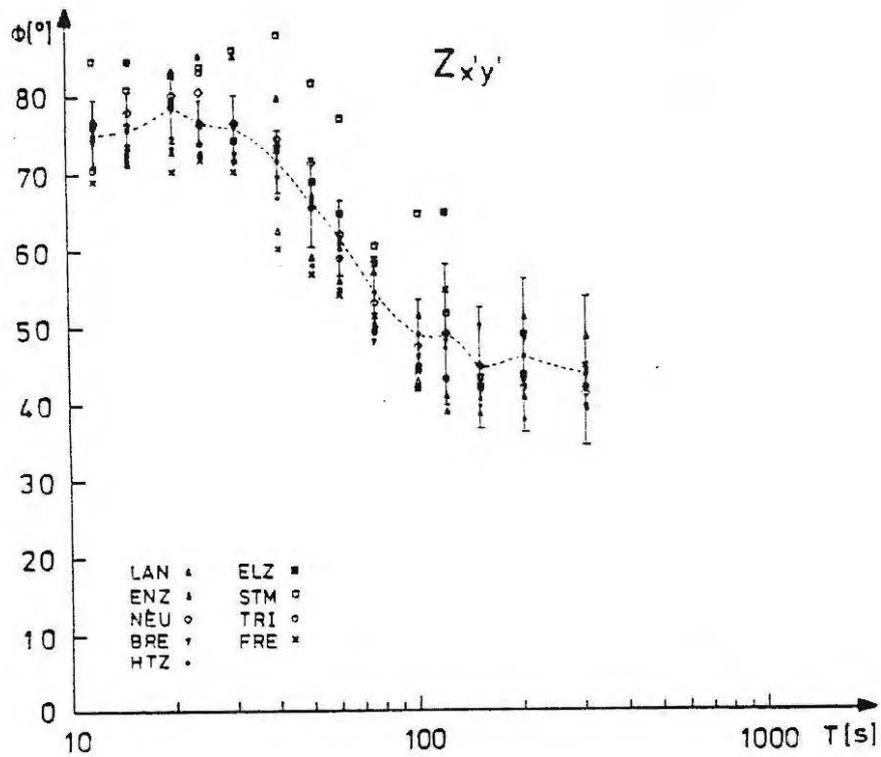


Abb. 4: Phasenkurven für alle Schwarzwaldstationen in gedrehten Koordinaten für E- und H-Polarisation. Der Drehwinkel ist für jede Station anders und optimal

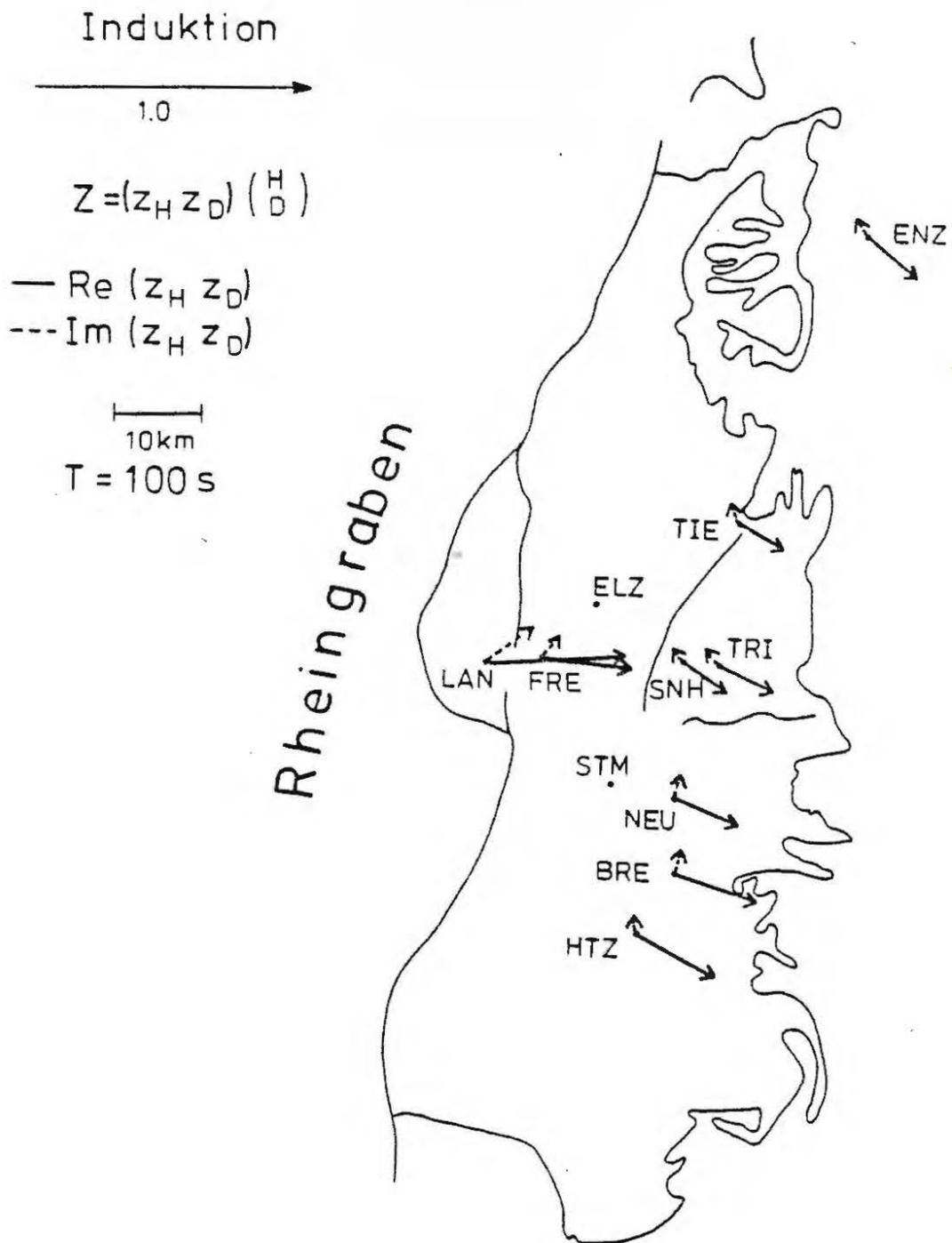


Abb. 5: Induktionspfeile für T = 100s von allen Schwarzwaldstationen

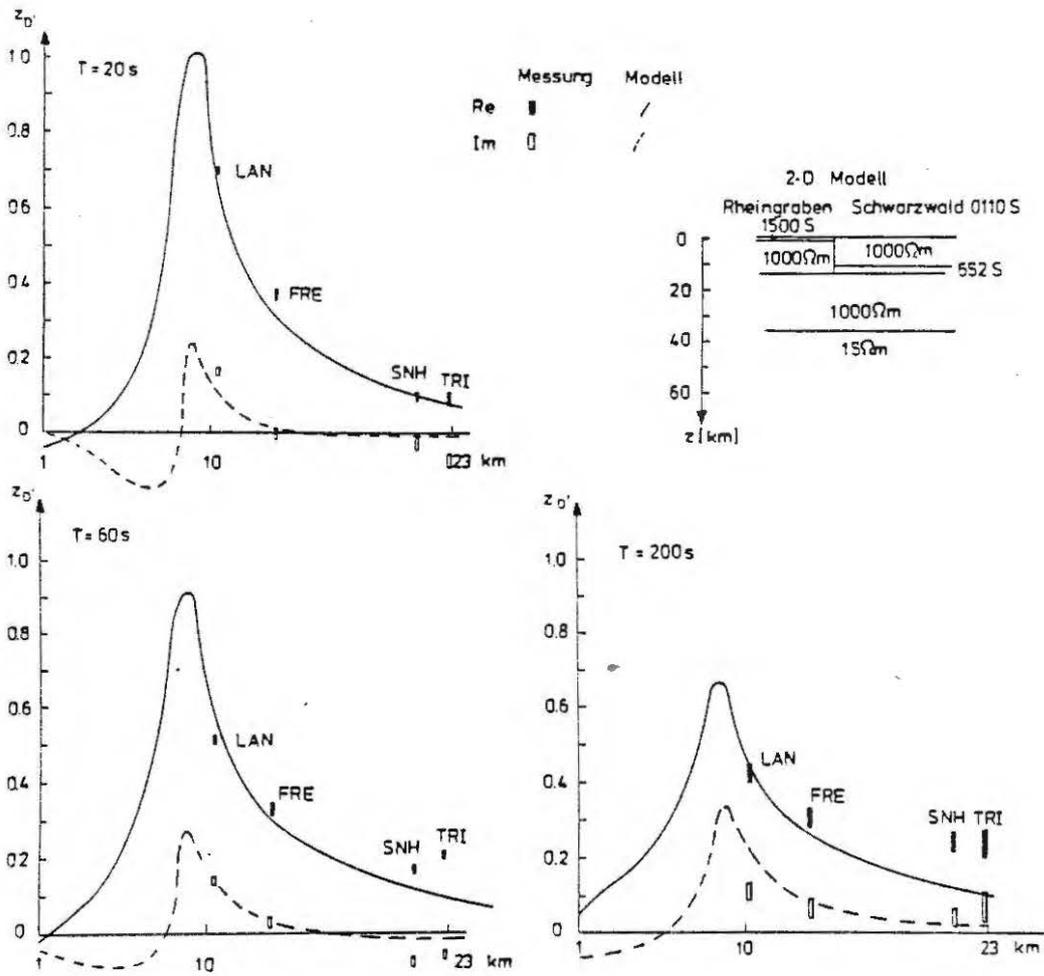


Abb. 6: Zweidimensionales Leitfähigkeitsmodell für den Hochschwarzwald. Die Profillage kann der Abb. 1 entnommen werden.