

R. WINTER, Göttingen

"Vergleichende Untersuchungen zur Erdmagnetischen Tiefensondierung an Grabenanomalien im Bundesgebiet"

Montag, den 11.03.1974

Der Leinegraben wurde seit 1961, der Oberrheingraben seit 1967 intensiv mit Methoden der Erdmagnetischen Tiefensondierung untersucht. Das Ergebnis war in beiden Fällen eine langgestreckte, elektrisch gut leitende Anomalie, deren Streichrichtung zwischen $N 5^{\circ} E$ bis $N 25^{\circ} E$ variiert. Ein erstes auffallendes, für beide Anomalien gemeinsames Merkmal, ist das Verhalten der geomagnetischen Induktionspfeile: Im Westen der Anomalie haben die Pfeile eine westliche, im Osten eine östliche Komponente. Zieht man die Beobachtungen von O.MEYER (1951) und SCHMUCKER (1959) an den südlichsten Stationen ihrer Profile zur Auswertung mit heran, so weisen sämtliche Induktionspfeilrichtungen auf eine nördliche Fortsetzung der Oberrheingrabenanomalie im Gebiet der Hessischen Senke und damit auf eine mögliche Verbindung beider Grabenanomalien hin (WINTER 1967, Fig.6).

Zur näheren Untersuchung wurden in den Sommermonaten 1968 erdmagnetische Variationen an insgesamt 6 Stationen auf einem Profil vom Rothaargebirge bis zur Rhön - also quer über das Gebiet der Hessischen Senke - gleichzeitig beobachtet (Fig.1). Die Länge der Stationskette betrug etwa 120 km, der mittlere Stationsabstand somit knapp 25 km. Ein Registrierbeispiel zeigt für diese sechs Stationen und die Station Göttingen das anomale Verhalten der drei Komponenten (Fig.2). Man erkennt in Z eine kontinuierliche Amplitudenabnahme von den Randstationen zur Profilmitte hin. Die Variationen der auf der vermuteten Streichrichtung ungefähr senkrecht stehenden D-Komponente zeigen die größten Amplituden in Grabenmitte. Bei der nahezu parallel zur Anomalie liegenden H-Komponente sind keine systematischen Differenzen von Station zu Station zu erkennen. Schon hiermit wäre ein gro-

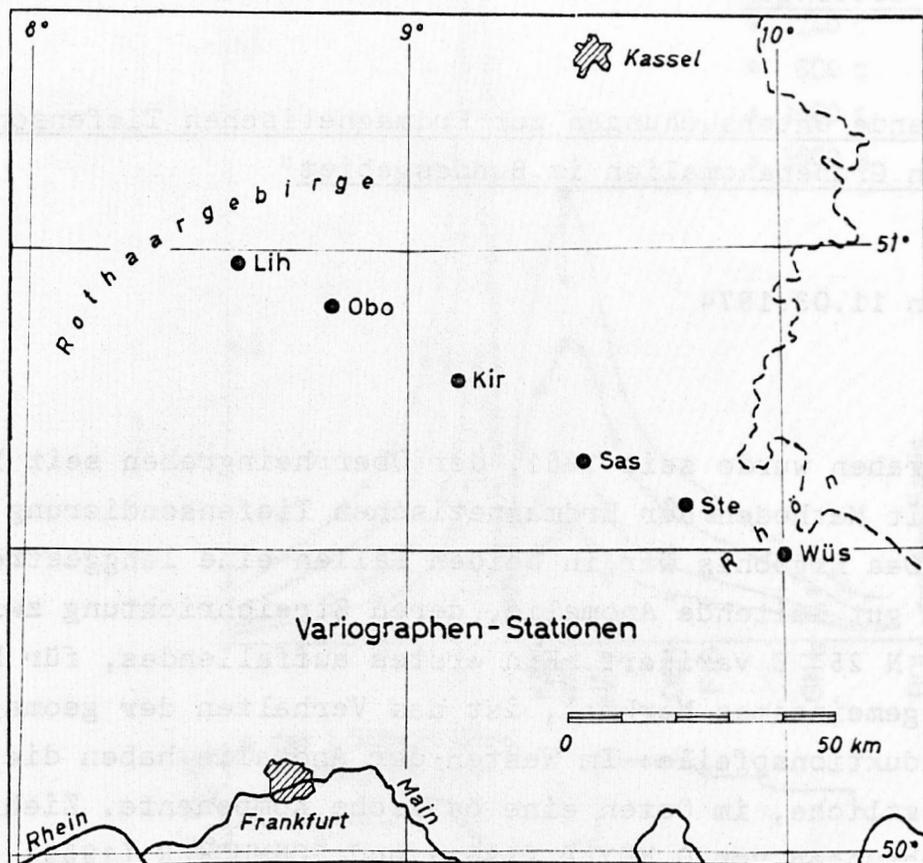


Fig.1: Lage der 6 Registrierstationen auf einem 120 km langen Profil vom Rothaargebirge bis in die Rhön.

ber Hinweis für das Vorhandensein einer etwa Nord-Süd streichenden Anomalie gegeben.

Der Übergang aus dem Zeitbereich in den Frequenzbereich wurde durch harmonische Analyse digitalisierter Effekte vollzogen. Der Schlüssel zu weiteren Informationen sind die im Frequenzbereich bestimmten Übertragungsfunktionen, die zwischen den anomal induzierten und den normalen Anteilen des Variationsfeldes bestehen. Für Frequenzen $f = \frac{\omega}{2\pi}$ zwischen 0,5 und 6,0 cph wurden zunächst für jeden Ort \underline{r} Übertragungsfunktionen bestimmt, die den Zusammenhang zwischen den beobachteten Vertikalfeld- und Horizontalfeldkomponenten herstellen:

$$Z(\omega, \underline{r}) = W_H'(\omega, \underline{r}) \cdot H(\omega, \underline{r}) + W_D'(\omega, \underline{r}) \cdot D(\omega, \underline{r}). \quad (1)$$

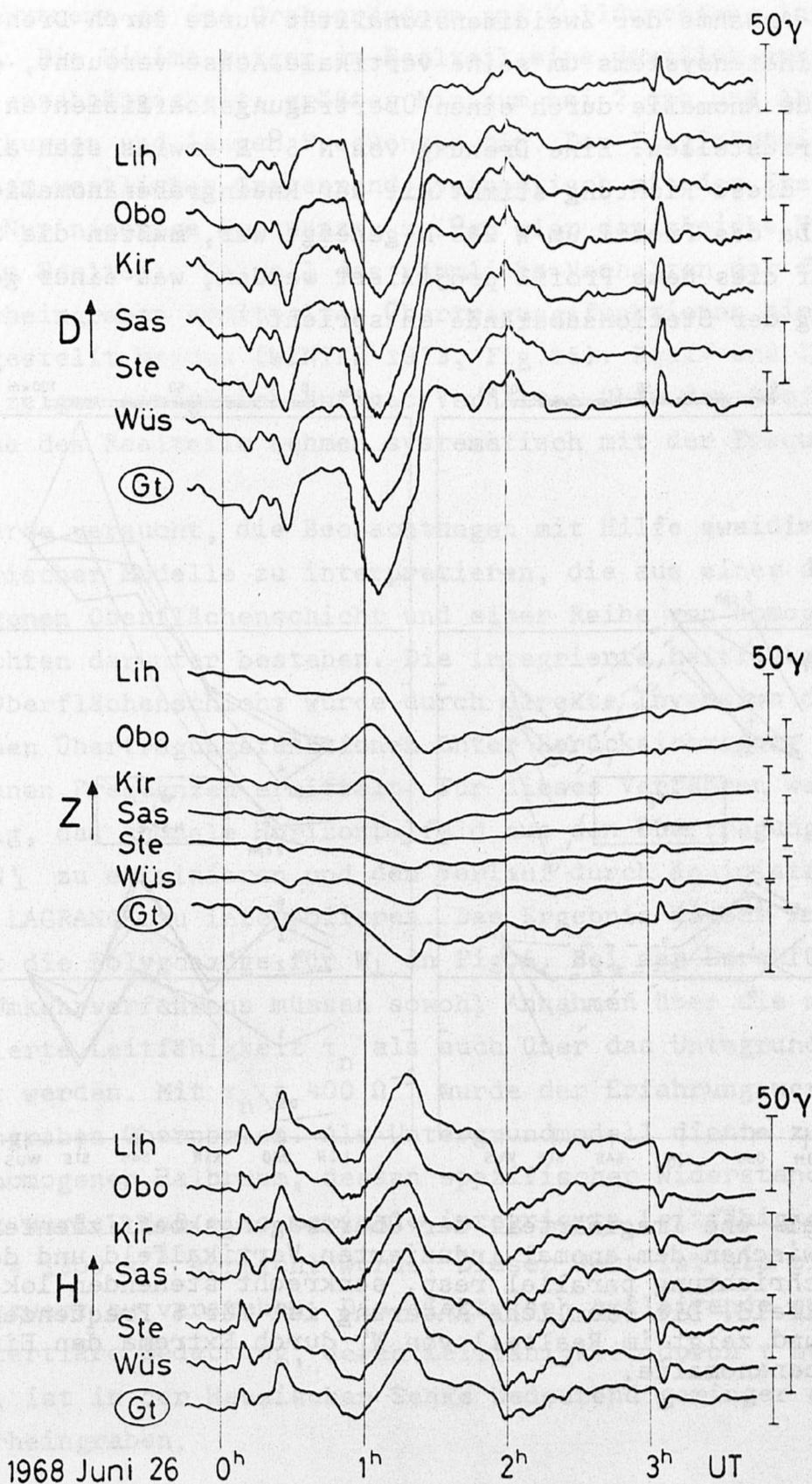


Fig.2; Registrierbeispiel, gleichzeitig aufgezeichnet an 6 Stationen des Meßprofils und der Station Göttingen. Unterschiede besonders in den D- und Z-Variationen entsprechen dem ortsabhängigen anomalen inneren Anteil der Störung.

Unter der Annahme der Zweidimensionalität wurde durch Drehung des Koordinatensystems um seine vertikale Achse versucht, die vorliegende Anomalie durch einen Übertragungskoeffizienten allein darzustellen. Eine Drehung von $N 5^{\circ} E$ erwies sich als geeignet; diese Richtung stimmt mit der Rheingrabenanomalie überein. Da das Profil um $W 28^{\circ} N$ geneigt war, mußten die Stationen auf dies neue Profil projiziert werden, was einer geringen Verkürzung der Stationsabstände entspricht.

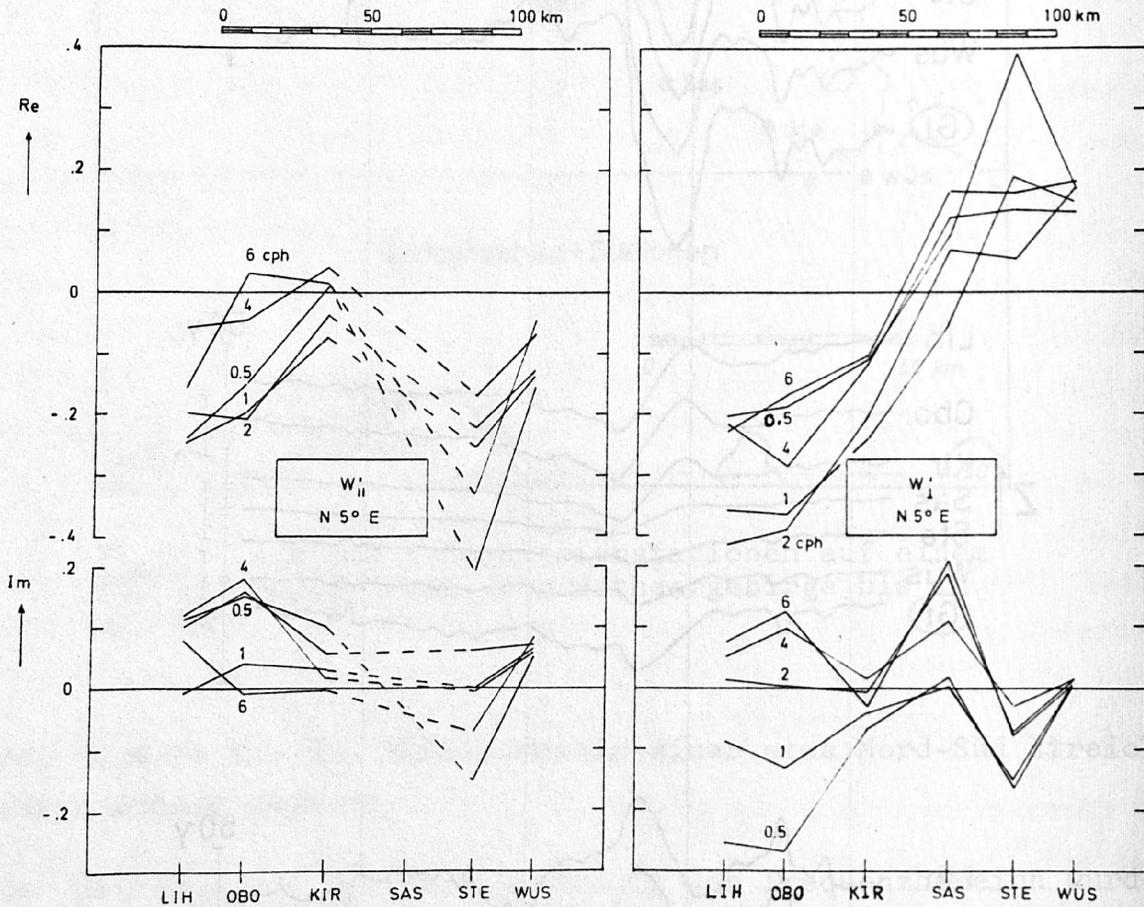


Fig. 3: Real- und Imaginärteil der Übertragungskoeffizienten $W_{||}$ und W_{\perp} zwischen dem anomal induzierten Vertikalfeld und dem zur Streichrichtung parallel resp. senkrecht stehenden lokalen Horizontalfeld. Die räumliche Änderung ist für 5 Frequenzen dargestellt und zeigt im Realteil von W_{\perp} durch Extrema den Einfluß einer Grabenanomalie.

In Fig. 3 erkennt man die so ermittelten Übertragungsfunktionen $W_{||}$ und W_{\perp} , aufgetragen über dem Profil. $W_{||}$ zeigt kein einheitliches und systematisches Verhalten. W_{\perp} dagegen zeigt - vor allem im Realteil - das für eine Grabenanomalie typische Verhal-

ten: Extrema an den Grabenrändern und Nulldurchgang in Grabenmitte. Die Minima zeigen im Realteil eine deutlich erkennbare Frequenzabhängigkeit: größtes Minimum bei 2 cph und Abnahme nach kurzen und langen Frequenzen hin. Der Imaginärteil spaltet sich am westlichen Grabenrand systematisch mit der Frequenz auf. Nur niedrige Frequenzen zeigen hier das gleiche Verhalten wie im Realteil. Es soll das räumliche Verhalten der für den Oberrheingraben ermittelten Übertragungsfunktionen hier gegenübergestellt werden (WINTER 1973, Fig.15): Real- und Imaginärteil zeigen ein gleichläufiges Verhalten über dem Profil. Die Minima des Realteils nehmen systematisch mit der Frequenz zu.

Es wurde versucht, die Beobachtungen mit Hilfe zweidimensionaler numerischer Modelle zu interpretieren, die aus einer dünnen inhomogenen Oberflächenschicht und einer Reihe von homogenen Schichten darunter bestehen. Die integrierte Leitfähigkeit τ der Oberflächenschicht wurde durch direkte Inversion der empirischen Übertragungsfunktionen unter Berücksichtigung aller vorhandenen Frequenzen ermittelt. Für dieses Verfahren war es notwendig, das anomale Horizontalfeld aus den Übertragungsfunktionen W_1 zu eliminieren und den Verlauf durch äquidistante Punkte nach LAGRANGE zu interpolieren. Das Ergebnis dieser Prozedur zeigt die Polygonzüge für W_1 in Fig.5. Bei der Durchführung dieses Umkehrverfahrens müssen sowohl Annahmen über die normale integrierte Leitfähigkeit τ_n als auch über das Untergrundmodell gemacht werden. Mit $\tau_n = 400 \Omega^{-1}$ wurde der Erfahrungswert vom Oberrheingraben übernommen. Als Untergrundmodell diente zunächst ein homogener Halbraum, dessen spezifischer Widerstand so gewählt wurde, daß eine maximale integrierte Leitfähigkeit von $\tau_{\max} = 1300 \Omega^{-1}$ erreicht wurde. Dieser Wert ist als plausibler Schätzwert zu verstehen. Die elektrisch gutleitende quartäre und tertiäre Bedeckung, deren Leitfähigkeit durch τ beschrieben wird, ist in der Hessischen Senke bedeutend geringer als beim Oberrheingraben.

Interessant sind in diesem Zusammenhang die von RITZKOWSKI (1974) durchgeführten Untersuchungen von Bohrlochmessungen im Gebiet der Hessischen Senke. Fig.4 zeigt bei Kassel Sprunghöhen des unteren Buntsandsteins von über 1000 m auf der geringen Distanz

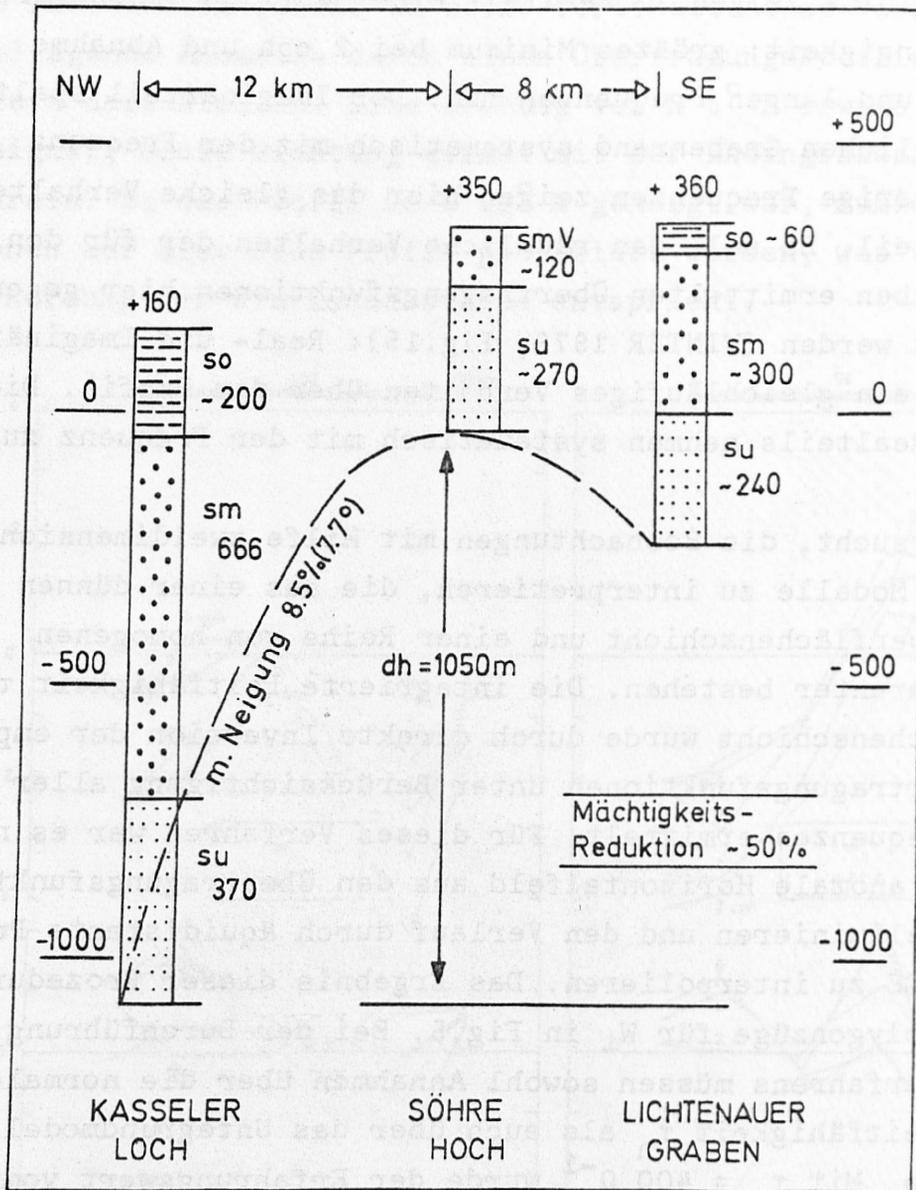


Fig.4; Mächtigkeit des Buntsandsteins ermittelt aus Bohrlochmessungen im Gebiet östlich von Kassel. Auf eine Distanz von 12 km erhält man Sprunghöhen des unteren Buntsandsteins von 1050 m (nach RITZKOWSKI).

von etwa 12 km. Es bleibt zu klären, in wieweit solche Mächtigkeitsunterschiede Leitfähigkeitsanomalien beeinflussen. Mit den von RITZKOWSKI geplanten weiteren Auswertungen von Bohrlochmessungen im Gebiet der Hessischen Senke und mit der Zuordnung spezifischer Widerstände soll versucht werden, die Verteilung der integrierten Leitfähigkeit der Deckschicht möglichst gut zu approximieren.

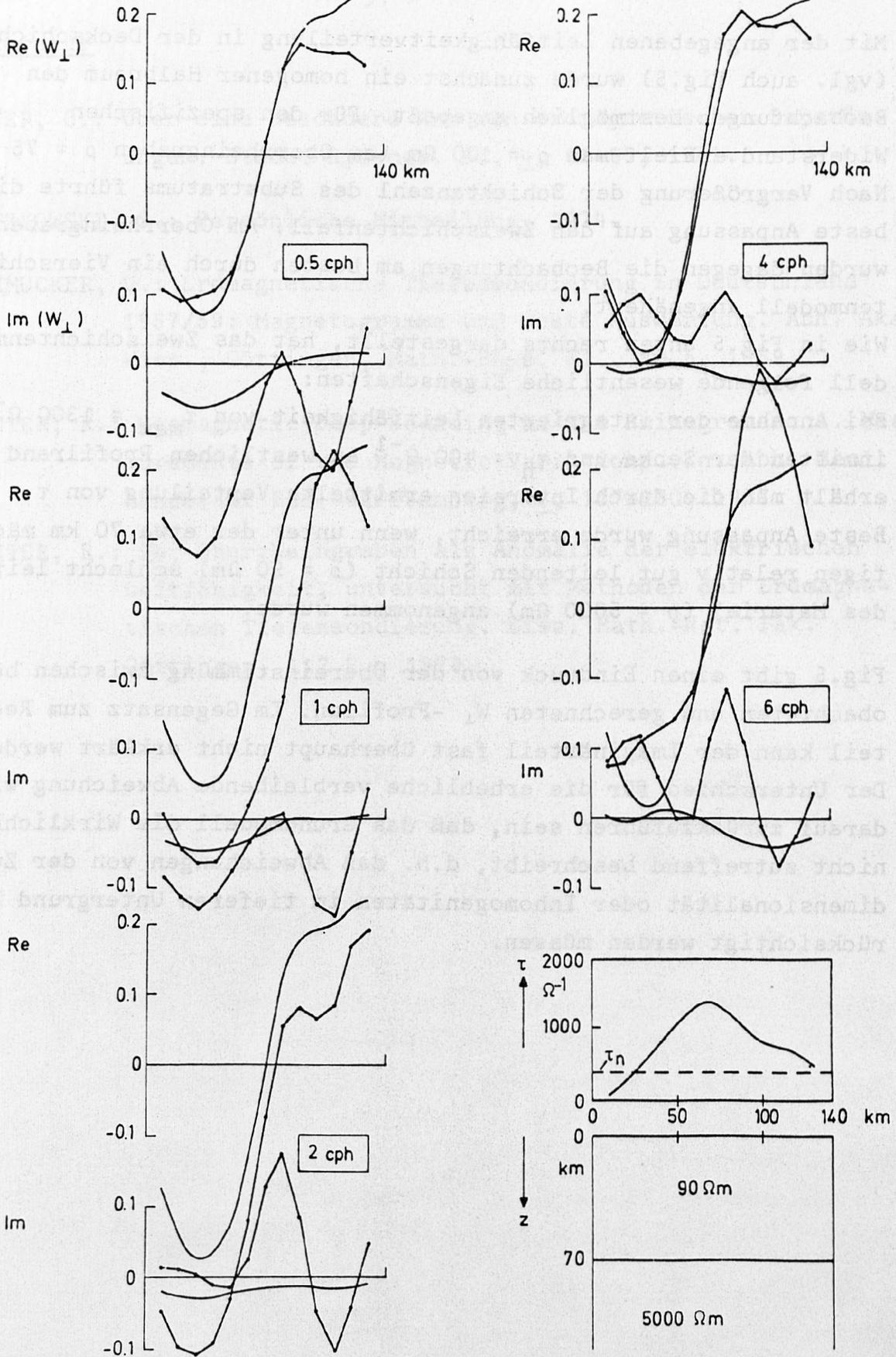


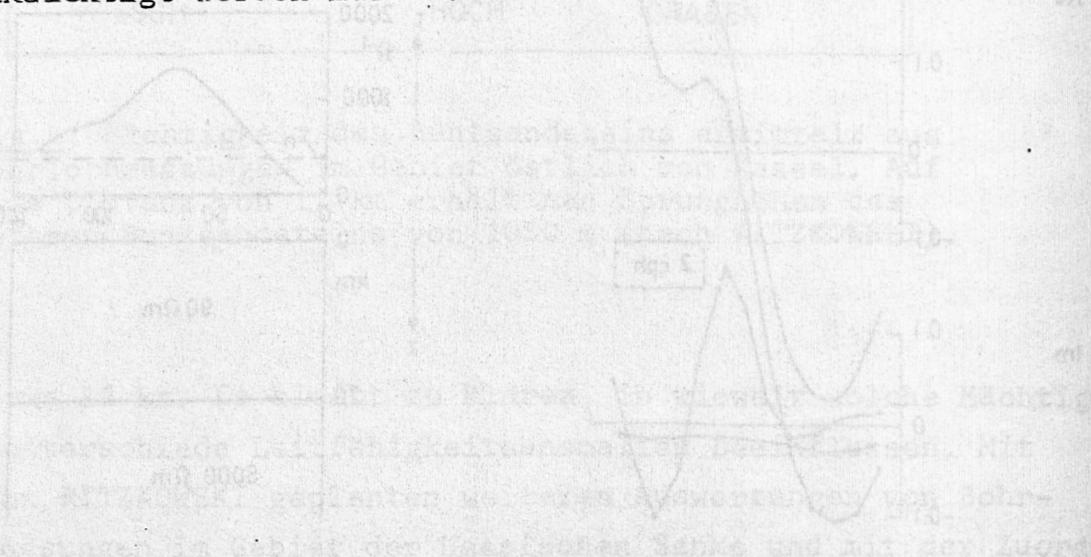
Fig.5; Vergleich der empirischen Übertragungsfunktionen (Polygonzug) mit den Modellkurven des Zweischichtenmodells für den phasengleichen und phasenverschobenen Anteil und 5 Frequenzen. Das Untergrundmodell und die zugehörige Leitfähigkeitsverteilung $\tau = \tau(y)$ in der Deckschicht ist unten rechts dargestellt.

Mit der angegebenen Leitfähigkeitverteilung in der Deckschicht (vgl. auch Fig.5) wurde zunächst ein homogener Halbraum den Beobachtungen bestmöglich angepaßt. Für den spezifischen Widerstand erhielt man $\rho = 100 \Omega\text{m}$ (am Oberrheingraben $\rho = 75 \Omega\text{m}$). Nach Vergrößerung der Schichtanzahl des Substratums führte die beste Anpassung auf den Zweischichtenfall. Am Oberrheingraben wurden dagegen die Beobachtungen am besten durch ein Vierschichtenmodell angenähert.

Wie in Fig.5 unten rechts dargestellt, hat das Zweischichtenmodell folgende wesentliche Eigenschaften:

Bei Annahme der integrierten Leitfähigkeit von $\tau_{\text{max}} = 1300 \Omega^{-1}$ inmitten der Senke und $\tau_{\text{n}} = 400 \Omega^{-1}$ am westlichen Profilrand erhält man die durch Inversion ermittelte Verteilung von τ . Beste Anpassung wurde erreicht, wenn unter der etwa 70 km mächtigen relativ gut leitenden Schicht ($\rho = 90 \Omega\text{m}$) schlecht leitendes Material ($\rho = 5000 \Omega\text{m}$) angenommen wurde.

Fig.5 gibt einen Eindruck von der Übereinstimmung zwischen beobachteten und gerechneten W_{\perp} -Profilen. Im Gegensatz zum Realteil kann der Imaginärteil fast überhaupt nicht erklärt werden. Der Unterschied für die erhebliche verbleibende Abweichung wird darauf zurückzuführen sein, daß das Grundmodell die Wirklichkeit nicht zutreffend beschreibt, d.h. daß Abweichungen von der Zweidimensionalität oder Inhomogenitäten im tieferen Untergrund berücksichtigt werden müssen.



Literatur

- MEYER, O.: Über eine besondere Art von erdmagnetischen Baystörungen. Dtsch. Hydrogr. Z., 4, 61-65, 1951.
- RITZKOWSKI, S.: Persönliche Mitteilung, 1974.
- SCHMUCKER, U.: Erdmagnetische Tiefensondierung in Deutschland 1957/59: Magnetogramme und erste Auswertung. Abh. Akad. Wiss., Göttingen, Math.-Phys. Kl., Nr.5, 1959.
- WINTER, R.: Geomagnetic Deep-Sounding at the Rhinegraben: 1. Measurements of the Magnetic Variations. In: Abh. Geol. Landesamt Bad.-Württemberg, 6, 127-130, 1957.
- WINTER, R.: Der Oberrheingraben als Anomalie der elektrischen Leitfähigkeit, untersucht mit Methoden der Erdmagnetischen Tiefensondierung. Diss. Math.-Nat. Fak. Göttingen, 117 S., 1973.