

H. FLATHE, Hannover

"Diskussionsbeitrag zum Vortrag von J. HOMILIUS"

Im Problem der Anisotropie unterscheidet MAILLET (1947) in seiner klassischen Arbeit zwischen einer Makro- und einer Mikroanisotropie. Er versteht dabei unter Makroanisotropie die Wurzel aus dem Quotienten der Widerstände in vertikaler und in horizontaler Richtung einer Folge von Schichten, die sich durch eine Oberflächenmessung noch aufgliedern läßt, unter Mikroanisotropie hingegen einen Faktor θ , welcher der Feingliederung einer im Meßergebnis als homogen und isotrop erscheinenden Schicht Rechnung trägt, sich in Messungen des äußeren Feldes jedoch nicht ausdrückt (Fig. 7).

In den von ihm eingeführten Dar Zarrowk-Parametern für die

$$\begin{aligned} \text{Längsleitfähigkeit } C(Z) &= \int_0^Z \theta(z)/\rho(z) dz \\ \text{Querwiderstand } R(Z) &= \int_0^Z \theta(z) \cdot \rho(z) dz \end{aligned}$$

findet man die Mikroanisotropie θ unter dem Integral (Fig.8). Dies bedeutet, daß θ in der Information der Sondierungskurve $\rho_s(r)$, die durch eine von MAILLET angegebene einfache Variablen-Transformation eindeutig der Dar Zarrowk-Kurve $C(R)$ verbunden ist, nicht enthalten sein kann.

Die Makroanisotropie ist als

$$\theta = \sqrt{RC}/Z$$

definiert: MAILLET nennt sie Pseudo-Anisotropie. Unter Makroanisotropie versteht er eine in Bohrlochmessungen auftretende Anisotropie einer Schichtfolge, die sich im Widerstandslog noch gliedern läßt.

Wo aber liegt die Grenze zwischen θ und θ ? Oder anders formuliert: Wann kann man eine Schichtfolge noch aufgliedern? Erinnerung sei an den ganz primitiven Fall eines nichterkennbaren Tonhorizontes

average resistivity

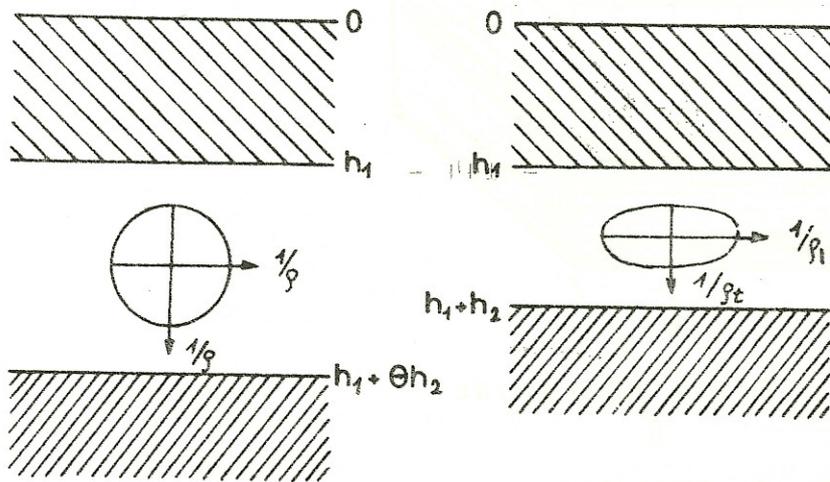
$$\rho = \sqrt{\rho_l \rho_t}$$

longitudinal res. $\rho_l = \frac{\rho}{\theta}$

transversal res. $\rho_t = \theta \cdot \rho$

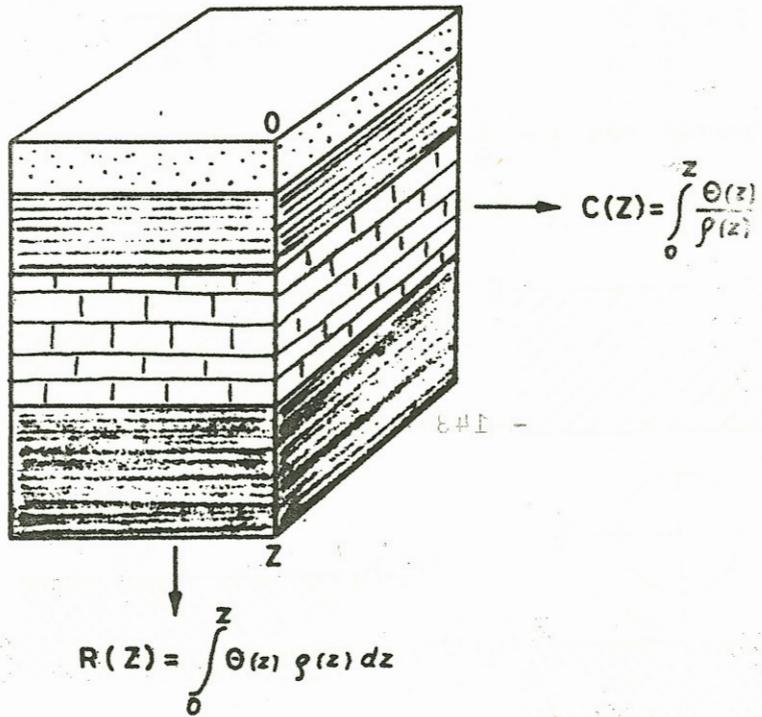
micro-anisotropy

$$\theta = \sqrt{\frac{\rho_t}{\rho_l}} (>1)$$



Two spaces anisotropically equivalent

Fig. 7



Pseudo - parameters:

Pseudo - depth $\Theta Z = \sqrt{CR}$

Pseudo - resistivity $\bar{\rho} = \sqrt{\frac{R}{C}}$

Fig. 8

(FLATHE 1958), in welchem die Äquivalenz von einem Vier- und einem Zweischichtfall demonstriert wird (Fig. 9). Beide lassen sich innerhalb der Meßgenauigkeit nicht unterscheiden. Die drei Schichten im Sediment erscheinen als eine Schicht. Hat man ein geologisches Konzept, d.h., weiß man aus Nachbarsondierungen oder Bohrungen, daß an der Basis des Sediments ein Ton erwartet werden muß, liegt Makroanisotropie vor. Hat man dies Konzept nicht, erscheint im Kurvenbild eine homogene isotrope Schicht von nahezu doppelter Mächtigkeit. Dies liegt daran, daß in der Messung an der Erdoberfläche eine anisotrope Schicht mit einem Längswiderstand von rd. 60 Ωm sich als eine homogene isotrope Schicht mit einem Querschnittswiderstand von 100 Ωm abbildet. Die Kurve enthält diese Information nicht. Sie ist eine echte Zweischichtkurve.

Ein ähnliches Bild zeigt Fig. 10. Hier täuschen 6 Schichten einen Zweischichtfall vor. Übereinanderkopiert ergibt sich Fig. 11: Offenbar ein Zweischichtfall, der als solcher interpretiert eine deutliche Schichtgrenze in 3000 m Tiefe anzeigt (Sediment über Kristallin). Die äquivalenten Interpretationen liefern hingegen Schichtgrenzen zum Kristallin in 2000 m und 1600 m Tiefe. Man sieht, daß es gar nicht auf die Schichtanzahl im Sediment ankommt: Der Vierschichtfall bringt eine größere Anisotropie als der Sechschichtfall.

Offenbar ist in diesem Beispiel mittels Makro- bzw. Pseudoanisotropie eine Mikroanisotropie "simuliert". Wie verhält es sich nun mit dem Auflösungsvermögen und absoluten Tiefenangaben im Hinblick auf den Gewinn geologischer Fakten? Die Sedimentation ist in jedem Falle linear. Gemeint ist damit, daß eine Folge geologischer Horizonte in ihrem Aufbau unabhängig von ihrer Tiefenlage ist. Dieser Tatsache werden geophysikalische Bohrlochmessungen, aber auch seismische Messungen gerecht. Beiden Verfahren sind Grenzen gesetzt (Bohrtiefe bzw. Energiezufuhr in größeren Tiefen durch seismische Impulse). Der Geoelektrik sind diese Grenzen nicht gesetzt. Sie "sieht" z.B. durch das Zechsteinsalz "hindurch", das seismisch als ein markanter Reflektor schwer zu "durchdringen" ist. Hingegen ist die Auflösung logarithmisch, sie nimmt mit zunehmender Tiefe ab. Diesen gravierenden Nachteil im Sedimentbereich macht Fig. 12 deutlich.

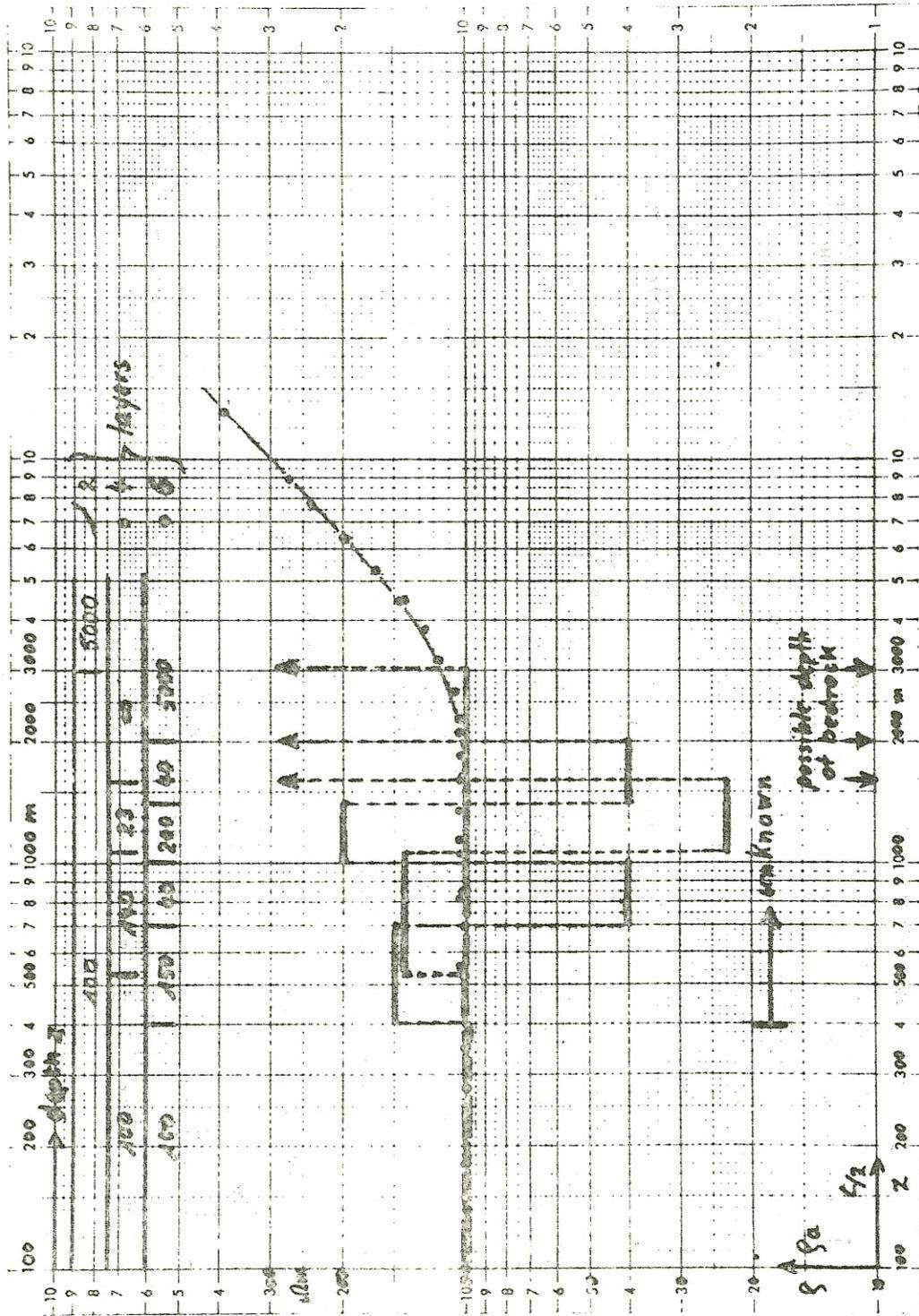


Fig. 11

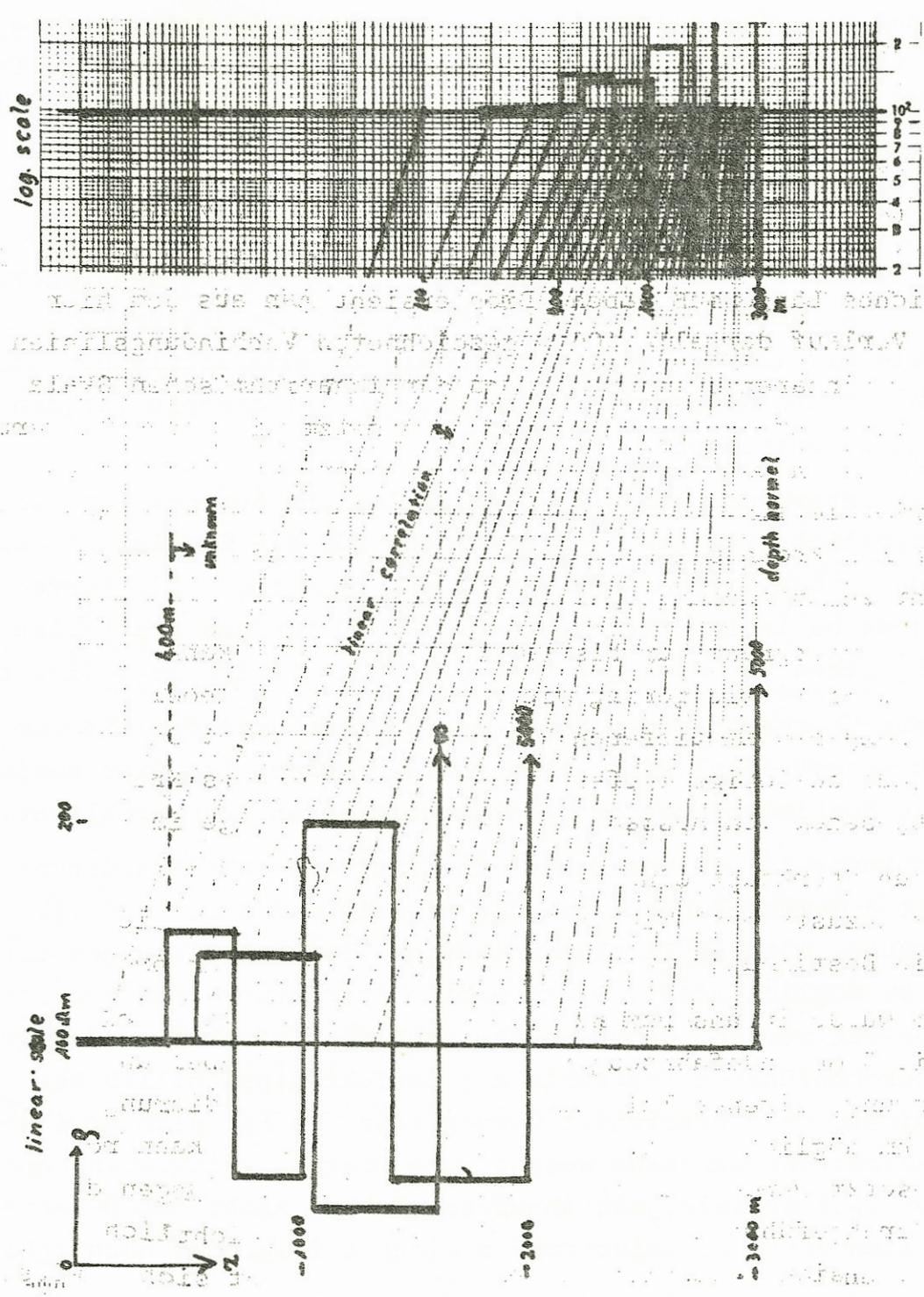


Fig. 12

Die den Sondierungskurven in Fig. 11 zugrundeliegenden Schichtprofile sind links in linearem Maßstab dargestellt. Auf der rechten Seite befindet sich eine logarithmische Tiefenskala. Sie ist so normiert, daß sie einerseits mit der linearen Skala in der Endteufe von 3000 m (die bei einer Interpretation als reiner Zweischichtfall herauskommt) übereinstimmt, andererseits in 400 - 500 m Tiefe beide Skalen gleiches Längenmaß haben. Dies ersieht man aus dem hier parallelen Verlauf der alle 100 m gezeichneten Verbindungslinien zwischen der linearen Skala links und der logarithmischen Skala rechts. In der Tiefe von 400 m bzw. 500 m setzt die Wechsellagerung ein, welche die Anisotropie erzeugt. Man sieht aus dieser Darstellung, wie die lineare Makroanisotropie im logarithmischen Maßstab zu einer Mikroanisotropie entartet. Die Anisotropie ist den Kurven nicht zu entnehmen.

Falls der Untergrund nur bis 400 m geologisch bekannt ist, so wird hier deutlich, wie gering die Chancen für die Geoelektrik sind, wahre Tiefenangaben im tieferen Untergrund zu machen. Die Kurve läßt z.B. jede beliebige Tiefenaussage < 3000 für das Kristallin zu, ganz abgesehen von Aussagen über die Schichtfolge im Sediment.

Hat es nun überhaupt einen Sinn, große Eindringtiefen mit der Geoelektrik anzustreben? Wie soeben gezeigt wurde, ist dies zumindest für die Bestimmung von Sedimentmächtigkeiten sehr problematisch.

Trotzdem wurde in unserem Hause eine instrumentale Ausrüstung erstellt mit 5 Geländefahrzeugen, die mit eigenem Kabel und eigener Stromversorgung, eigener Telekommunikation Tiefensondierungen mit $AB_{\max} = 40$ km möglich macht. Diese mobile Ausrüstung kann routinemäßig eingesetzt werden, da sie heute nach den Erfahrungen der von 1965 - 69 durchgeführten Testserie als perfekt hinsichtlich der genannten Dimensionen bezeichnet werden kann. Es hat sich erwiesen, daß diese Ausrüstung durchaus wesentliche Fragen beantworten kann. Hierfür gibt es Beispiele, die in diesem Rahmen nicht zur Debatte stehen, nämlich dort, wo anisotrope Sedimente in großer Mächtigkeit fehlen.

Überträgt man die hier skizzierten Überlegungen zur Anisotropie auf das Rheingraben-Modell von HOMILIUS, so sollten folgende ergänzende Gesichtspunkte herausgestellt werden:

Der Autor hat sein elliptisches Modell geprüft an geologischen Tatsachen; genauer gesagt an von Geologen unseres Hauses gefertigten Vertikalschnitten durch den Rheingraben im Bereich der mit $AB_{\max} = 150$ km durchgeführten ultratiefen geoelektrischen Sondierung. Der direkte Vergleich der bekannten Geologie mit der durch E.K. Blohm 1967 im Rheingraben registrierten Meßdaten für den "scheinbaren" Widerstand $\rho_s \left(\frac{L}{2}\right)$ führte zu dem Schluß, daß die Sedimentfolge eine Anisotropie von 4,5 haben müßte.

Davon unabhängig wurden Meßdaten aus Erdölbohrungen, ausgewertet von O. RÜLKE (1963, 1967) und für den Rheingraben zusammengefaßt vom Autor (FLATHE 1967), hinsichtlich der Anisotropie mit der BLOHM'schen Sondierungskurve (BLOHM und FLATHE 1970) verglichen. In Fig. 13 ist der Versuch gemacht, die Daten von O. RÜLKE mit dieser Sondierungskurve zu koordinieren.

Bohrloch-Widerstände sind Längswiderstände ρ_1 gemäß dem Anisotropieparadoxon, das MAILLET und DOLL bereits 1932 erwähnt haben. Sie betragen für das Tertiär ca. 2 Ωm , für das Mesozoikum ca. 8 Ωm . Die Sondierungskurve im Rheingraben -- sie hat den Vorzug, daß die wahren Widerstände der glatt verlaufenden Kurve quantitativ entnommen werden können: 10 Ωm für das Tertiär und 40 Ωm für das Mesozoikum -- führt zu dem Schluß, daß der Anisotropiefaktor den Wert 5 für das gesamte Sediment erreicht. Dieser Wert ist sehr hoch. Man braucht dazu nur die in linearem Maßstab eingezeichneten Vertikalprofile zu vergleichen: Rechts die Interpretation der Sondierungskurve ohne Berücksichtigung der Anisotropie (10 Ωm bis 1600 m, 40 Ωm bis 8600 m Tiefe) und links die aus Bohrlochmessungen mit Anisotropie ermittelten Werte (2 Ωm bis 400 m, 8 Ωm bis 1800 m Tiefe), um den Einfluß des Anisotropiefaktors im linearen Maß vor Augen zu haben.

Das Ergebnis bedarf keines Kommentars. Zwei Punkte sollten jedoch nicht unerwähnt bleiben:

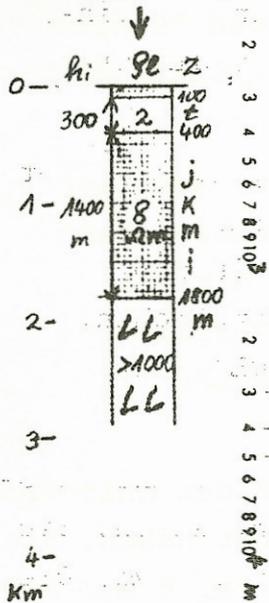
- 1.) Der Vergleich von geologischer Kenntnis mit der elektrischen Sondierung liefert eine Anisotropie von 4,5; derjenige auf rein geophysikalischer Basis zwischen Bohrlochmessungen und elektrischer Sondierung eine Anisotropie von 5. Beide Ergebnisse sind unabhängig voneinander gewonnen.

Anisotropy in the Rhinegraben

micro-anisotropy $\theta = \rho/\rho_e$

$\rho_e = 2, \rho = 10$
 $\rho_e = 8, \rho = 40$ } $\theta = 5$

longitudinal resistivity ρ_e
 (from borehole measurements)



average resistivity ρ
 (from sounding graph $\rho_a(\rho_e)$)

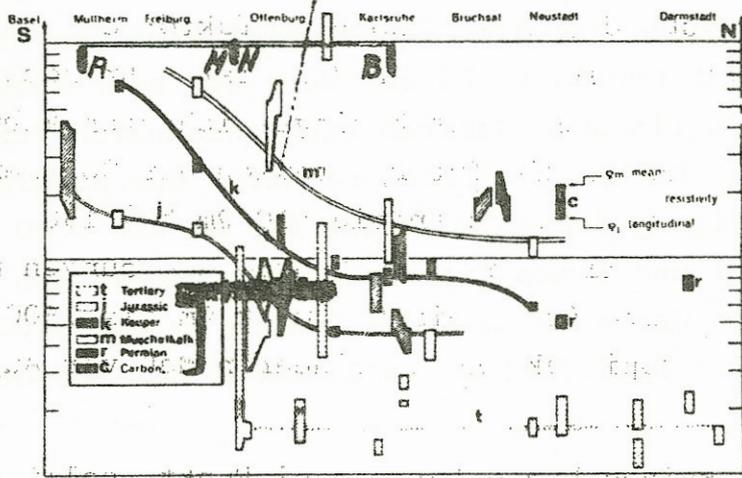
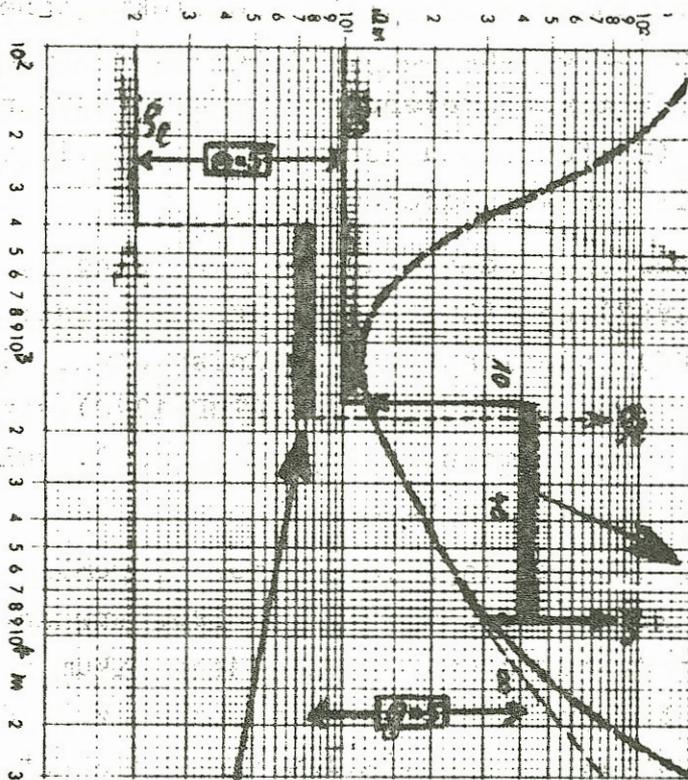
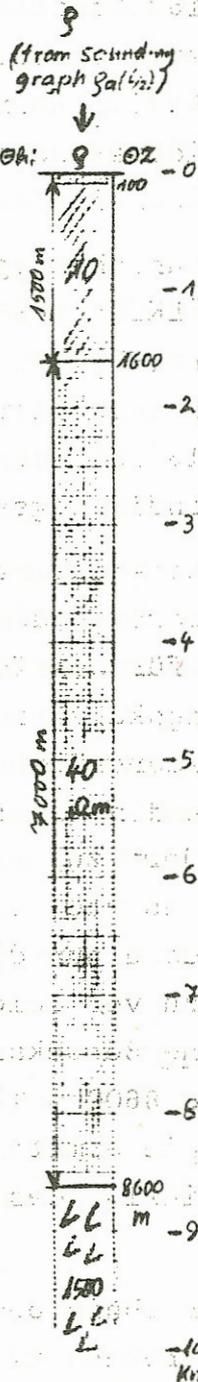


Fig. 1: Specific electrical resistivities of sediments in the Rhinegraben

Fig. 13

2.) Ohne ein geologisches quantitatives Bild oder ohne hinreichend tief vermessene Bohrungen verhindert ein unbekannter Anisotropiekoeffizient absolute Tiefenangaben für das Kristallin, also ist die Mächtigkeit der Grabenfüllung mittels einer geoelektrischen Sondierung nicht zu ermitteln.

Dessen ungeachtet leistet jedoch die geoelektrische Sondierung den quantitativen Beitrag zur Interpretation erdmagnetischer Tiefensondierung, der von ihr erwartet worden ist, denn die Gesamtleitfähigkeit der Grabenfüllung ist von der Anisotropie unabhängig.

Der Quotient

Mächtigkeit

Widerstand

enthält die Anisotropie sowohl im Zähler als auch im Nenner. Man kann das an Hand von Fig. 13 leicht nachrechnen.

Literatur

- BLOHM, E.K. und FLATHE, H.; Geoelectrical deep sounding in the Rhinegraben. Graben Problems. Intern. Upper Mantle Project, Scient. Rep. 27, 239 - 242, 1970.
- BOIGK, H. und SCHÖNEICH, H.: Die Tiefenlage der Permbasis im nördlichen Teil des Oberrheingrabens, Intern. Upper Mantle Proj., Scien. Rep. 27, 45 - 55. E. Schweizerbart, Stuttgart 1970.
- DOEBL, F.: The tertiary and pleistocene sediments of the northern and central part of the upper Rhinegraben. Intern. Upper Mantle Proj., Scien. Rep. 13, 48 - 54, 1967.
- DOEBL, F.: Die tertiären und quartären Sedimente des südlichen Rheingrabens. Intern. Upper Mantle Proj. Scien. Rep. 27, 56 - 66. E. Schweizerbart, Stuttgart 1970.

FLATHE, H.: Geoelectrical investigation on clay deposits in western Germany. Geophys. surveys in mining hydrological and engineering projects, 170 - 185, EAEG. The Hague 1958.

FLATHE, E. und RÜLKE, O.: Übersicht über Werte der Horizontalleitfähigkeit, berechnet aus Bohrlochmessungen in Niedersachsen. Protokoll Symp. "Erdmagnetische Tiefensondierung" (Salzgitter-Lebenstedt), 109 - 119 Braunschweig 1963.

FLATHE, H.: The determination of the electrical resistivity of the crust within the region of the Rhinegraben. Intern. Upper Mantle Proj., Scien. Rep. 13, 96 - 98, Freiburg 1967.

HUBER, A.: Geoelektrische Tiefenmessungen in Tälern. Arch. f. Met. Geophys. u. Bioklimat. A. III, 464 - 469, 1951.

MAILLET, R. und DOLL, H.G.: Sur un theoreme relatif aux milieux electriquement anisotropes et ses applications a la prospection electrique en courant continu. Ergänzungs-Hefte f. angew. Geophysik III, 1, 109 - 124, 1932.

MAILLET, R.: The fundamental equations of electrical prospecting. Geophysics 12, 529 - 556, 1947.

MUNDRY, E.: The boundary value problem of geoelectrical exploration for an elliptic cylinder, Z. angew. Math. Mech. 51, 60 - 62, 1971.

MUNDRY, E. und HOMILIUS, J.: Resistivity measurements in valleys with elliptic cross-section. (Vortrag auf der EAEG-Tagung, Hannover, 1971, zum Druck eingereicht in Geophys. Prosp.)

RÜLKE, O.: Specific Resistivity of the Graben Fill, Intern. Upper Mantle Proj., Scien. Rep. 13, 66 - 67, 1967.

SCHÖNREICH, H.: Ein geologischer Schnitt durch den Rheingraben bei Lahr. Persönl. Mitt., 1970.