

PAPER DETAILS

TITLE: DOGRU AKIM VE IP METOTLARI HAKKINDA TEORIK VE TATBIKI KISA BILGILER

AUTHORS: Ergün TEMİZ

PAGES: 36-66

ORIGINAL PDF URL: <https://dergipark.org.tr/tr/download/article-file/44403>

KURZE UND THEORETISCHE KENNTNISSE ÜBER DIE WIDERSTANDS- UND IP-AUFSCHLUSSMETHODEN DER GEOELEKTRIK

Ergun TEMİZ

Mineral Research and Exploration Institute of Turkey

THEORIE DER GEOELEKTRISCHEN AUFSCHLUSSMETHODEN

Das Erdinnere besteht aus verschiedenen Mineralien, welche physische und chemische Eigenschaften besitzen. Durch diese Eigenschaften des Erdinneren besteht eine sehr kleine Strombewegung in der Erde. Es ist meistens durch die Thermo- und wie oben gesagte physische und chemische Vorgänge. Steckt man in die Erde zwei Elektroden, zwischen deren ein hoch empfindlicher Ampere-meter liegt, und man misst, wird man sehen, dass ein sehr kleiner Strom (in mA) zwischen den Elektroden fließt. Die Bestimmung der spezifischen Widerstände, durch welche die Dicke der Schichten erhalten wird, von den Schichten genügt dieser sehr schwache Strom nicht. Daher muss man sich mit den künstlichen Stromquellen zufrieden geben. Es wird dafür die Batterien (Nickel-Eisen-Akkus) oder die Stromerzeuger, mit denen die sehr kleinen Frequenzen habenden Wechselströme durch die Regulatoren erhalten werden können. Durch die Elektroden werden diese künstlichen erzeugten Ströme in die Erde eingeführt und durch die Sonden die Differenz der Spannung zwischen beiden Sonden gemessen. Nach dem Ohmschen Gesetz wird g_s berechnet. Darüber wird in dem folgenden Kapitel berichtet.

Bei der Messung durch Wechselströme entsteht auf der Erdoberfläche der Skineffekt. Diesen Skineffekt kann man vernachlässigen, weil die von aussen eingeführten Wechselströme sehr niedrige Frequenzen haben und dadurch wirkt er nicht sehr viel auf die g_s -Messungen ein. Sonst hat man mit dem Skineffekt ein sehr grosses Problem. Mit der Ausnahme der induzierten Polarisation werden die Rückschlüsse nur auf die Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Untergrund gezogen. Dazu wird es, vorausgesetzt, dass der Untergrund homogen-Isotrop ist. Im homogen-Isotropen Untergrund arbeitet und rechnet man in der einfachen Weise. Hier wird es mit dem homogen-Isotropen Untergrund bearbeitet.

EIN KURZER EINBLICK IN DIE AUSGERECHNETEN FORMELN

I = Stromstärke

g_o = spezifischer Widerstand

\vec{E} = elek. Feldstärke

V = elek. Potential (elek. Spannung)

In Elektrodynamik lautet folgendes:

$$\vec{j} = \frac{1}{\rho_o} \vec{E} \text{ der elektrische Stromdichte} \dots\dots\dots (1)$$

$$\vec{E} = -\frac{1}{\rho_0} \text{grad } V \dots\dots\dots (2)$$

$$\vec{j} = -\frac{1}{\rho_0} \text{grad } V \dots\dots\dots (3)$$

In den karteischen Koordinaten X,Y,Z, Abb. 1 schreibt man δ° ausführlich.

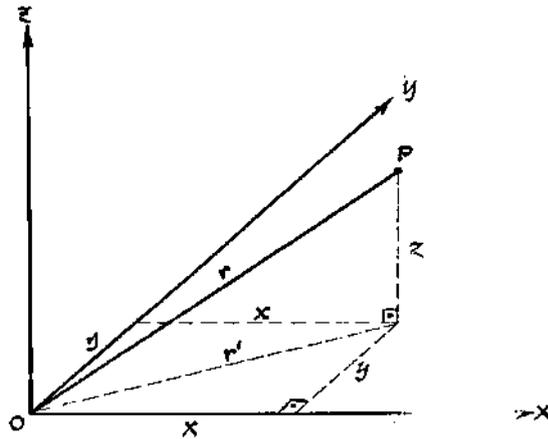


Abb. 1

$$\left. \begin{aligned} \vec{j}_x &= \frac{1}{\rho_0} \vec{E}_x = -\frac{1}{\rho_0} \cdot \frac{\partial v}{\partial x} \\ \vec{j}_y &= \frac{1}{\rho_0} \vec{E}_y = -\frac{1}{\rho_0} \cdot \frac{\partial v}{\partial y} \\ \vec{j}_z &= \frac{1}{\rho_0} \vec{E}_z = -\frac{1}{\rho_0} \cdot \frac{\partial v}{\partial z} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (4)$$

Man sieht ein, dass der Gleichstrom in einem beliebig begrenzten geologischen Körper ein- und austritt, dann schreibt man den obigen Ausdruck.

$$\text{div grad } V = \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = \Delta \cdot \nabla V = \nabla^2 V = \Delta V = 0 \dots\dots\dots (5)$$

$$\text{div grad } V = 0 = \nabla \cdot \nabla V = \nabla^2 V = \nabla V = 0 \dots\dots\dots (6)$$

$$\boxed{\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = 0} \dots\dots\dots (7)$$

(7) ist die laplacische Differentialgleichung und es folgt folgendes,

Es ist $\nabla =$ Nabla Operator und es ist ein Vektor

$$\nabla = i \frac{\partial}{\partial x} + j \frac{\partial}{\partial y} + k \frac{\partial}{\partial z} \dots\dots\dots (8)$$

i, j, k sind Einheitsvektoren

$$\nabla V = i \frac{\partial v}{\partial x} + j \frac{\partial v}{\partial y} + k \frac{\partial v}{\partial z} = \text{grad } V$$

$$\text{div grad } = V = 0$$

$$\text{div} = \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \dots\dots\dots (9)$$

$$\text{div grad } V = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right) = 0 \dots\dots\dots (10)$$

$$\nabla \cdot \nabla V = \nabla^2 V = \Delta V = 0 \dots\dots\dots (11)$$

Die allgemeine Formel lautet:

$\text{Div grad } V = \nabla \cdot \nabla V = \nabla^2 V = \Delta V = \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = 0 \dots\dots\dots (12)$

In folgenden Kapiteln werden die Formeln nicht mit Vektoranalysis gerechnet sondern mit dem Ohmschen Gesetz und Algebra.

DIE GEOELEKTRISCHEN MESSVERFAHREN

- a. Die Aquipotential-Verfahren
- b. Die Widerstandsverfahren
- c. Die Strata-Messung in Bohrung (die Messung von den unverrohrten Bohrlöchern)
- d. Die Methode der induzierten Polarization (IP-Methode)

BEI WIDERSTANDSVERFAHREN WIRD IN VIER VERSCHIEDENEN ARTEN GEFÜHRT

- 1. Die horizontal Translation die Elektroden und Sonden auf der Erdoberfläche in der Profilrichtung (Widerstandskartierung) (Abb. 2).
- 2. Vertikal Translation in einer Bohrung. Hier muss eine Elektrode ausserhalb der Bohrung auf der Erde sein (Abb. 3) (Bohrloch-Widerstandsmessung).
- 3. Der Mittelpunkt der Elektroden und Sonden wird festgehalten und die Elektroden und Sonden werden um diesen Mittelpunkt gedreht und die Messungen fortgeführt (Abb. 4) (Drehsondierung).
- 4. Der Mittelpunkt wird festgehalten und die Abstände vergrößert (expandiert) (Tiefensondierung-Eindringen in die Tiefe) (Abb. 5).

DAS OHMSCHE GESETZ

$$V = I \cdot R \dots\dots\dots (13)$$

V = Potential (Spannung) = Vm

I = Stromstärke = Am

R = der Ohmsche Widerstand = Ω m

$$R = \rho \frac{l}{q} \dots\dots\dots (14)$$

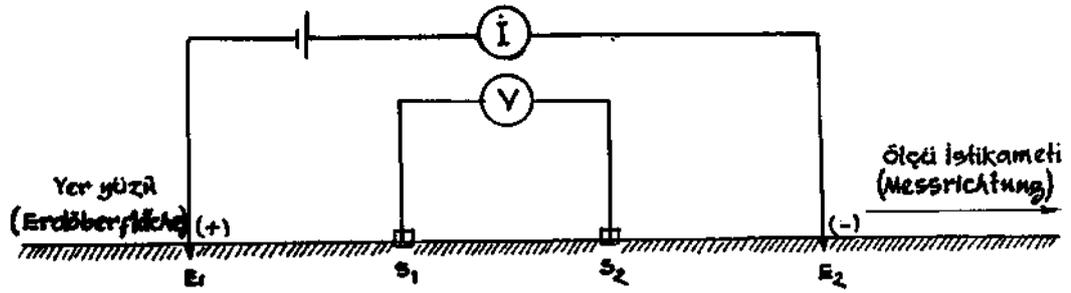


Abb. 2 - Translation der Elektroden und Sonden.

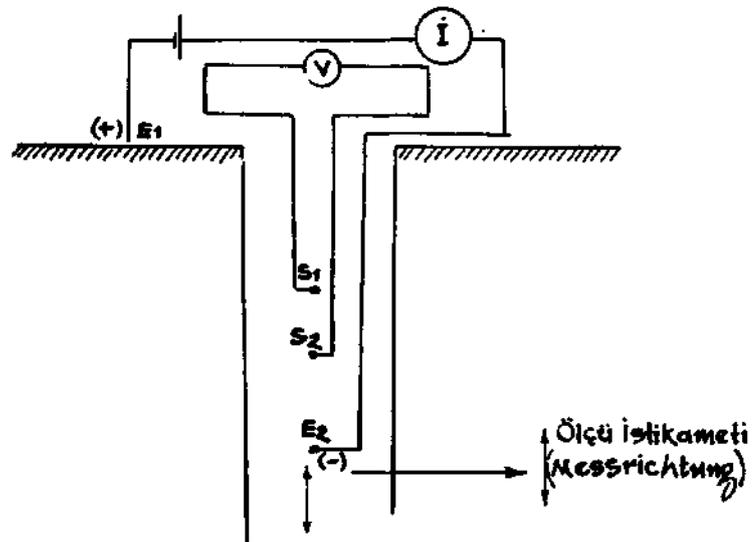


Abb. 3 - Bohrlochwiderstandsmessung.

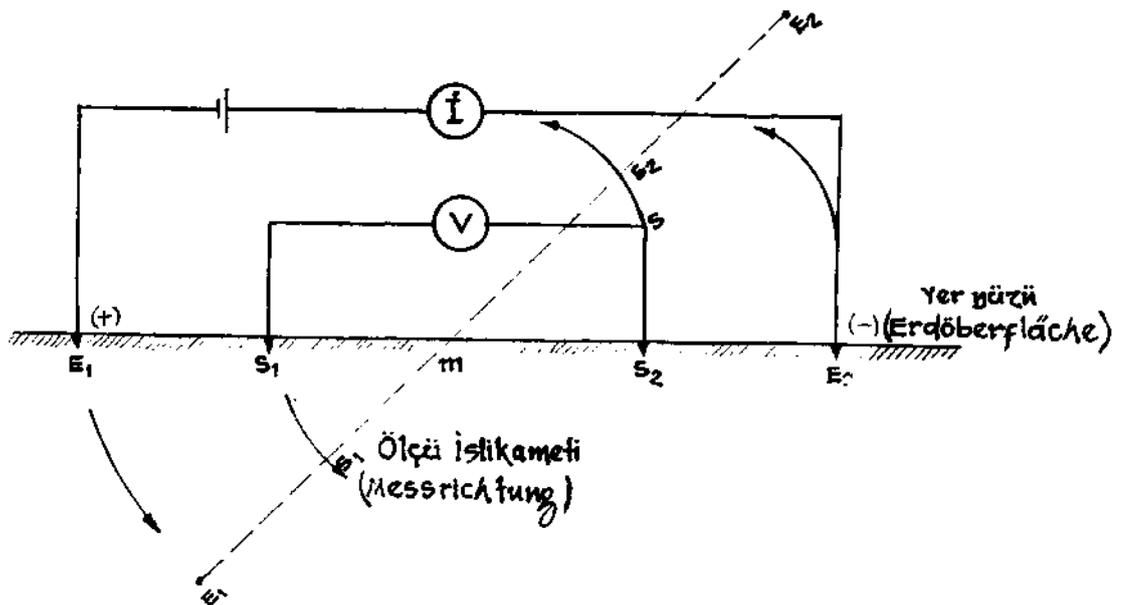


Abb. 4 - Drehsondierung.

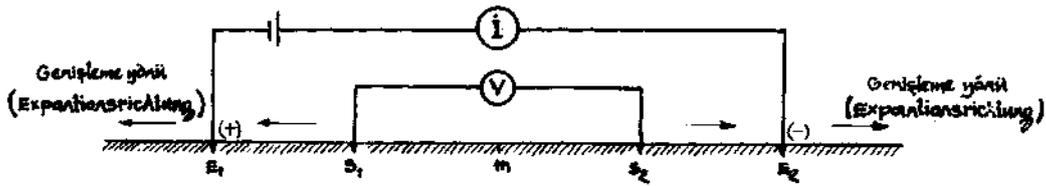


Abb. 5 - Tiefensondierung (eindringen in die Tiefe).

ρ = spez. Widerstand

l = Die Länge der Leiter

q = der querschnitt der Leiter

$$V = I \cdot \rho \frac{l}{q} \dots \dots \dots (15)$$

DIE POTENTIALDIFFERENZ ZWISCHEN DEN SONDEN S_1 UND S_2

$$-dv = I \cdot \rho \cdot \frac{l}{q} = I \cdot \rho \frac{l}{2\pi r^2} \cdot dr \dots \dots \dots (16)$$

r, dr , sind die Entfernungen von E_1 und E_2 von Äquipotentiallinien (Abb. 6).
 dV ist die Änderung des Potential von Punkt zu Punkt. Das Gesamtpotential ist,

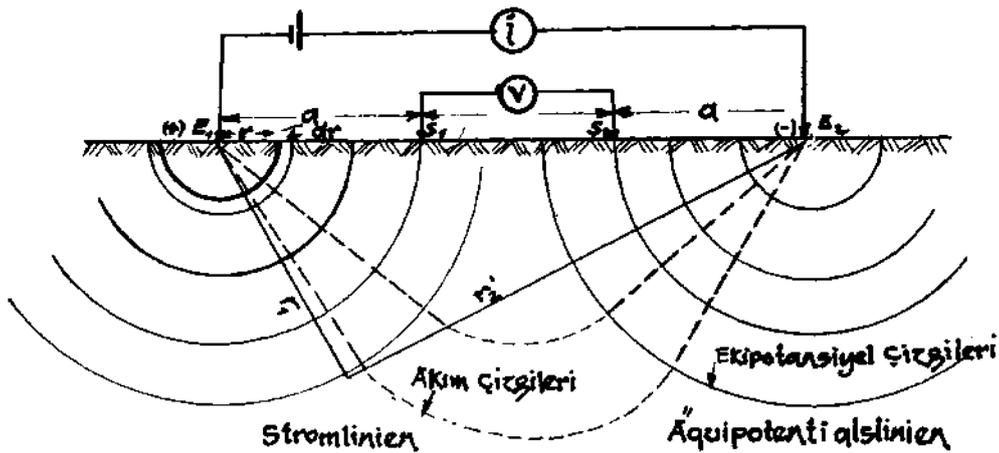


Abb. 6

$$\int_0^V -dv = I \rho \int_0^r \frac{dr}{2\pi r^2} \dots \dots \dots (17)$$

$$\left| -V \right|_0^V = \frac{I \cdot \rho}{2\pi} \left| -\frac{1}{r} \right|_0^r$$

$$V = \frac{I \cdot \rho}{2\pi} \cdot \frac{1}{r} \dots \dots \dots (18)$$

DIE SPANNUNG ZWISCHEN ZWEI POLEN, d.h. SPANNUNGSDIFFERENZ

$$\begin{aligned}
 -dv &= I \frac{\rho}{4\pi} dr \\
 -\int_{v_1}^{v_2} dv &= \frac{I \cdot \rho}{4\pi} \int_{r_1}^{r_2} \frac{dr}{r^2} \\
 \left| -V \right|_{v_1}^{v_2} &= \left| \frac{I \cdot \rho}{2\pi} \right| \left| -\frac{1}{r} \right|_{r_1}^{r_2} \\
 -V_1 + V_2 &= \frac{I \cdot \rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_1} \right) \\
 V_2 - V_1 = \Delta V &= \frac{I \cdot \rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_1} \right) \\
 \Delta V &= \frac{I \cdot \rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_1} \right) \dots\dots\dots (19)
 \end{aligned}$$

In Abbildung 7 sieht man, wie man es rechnet.

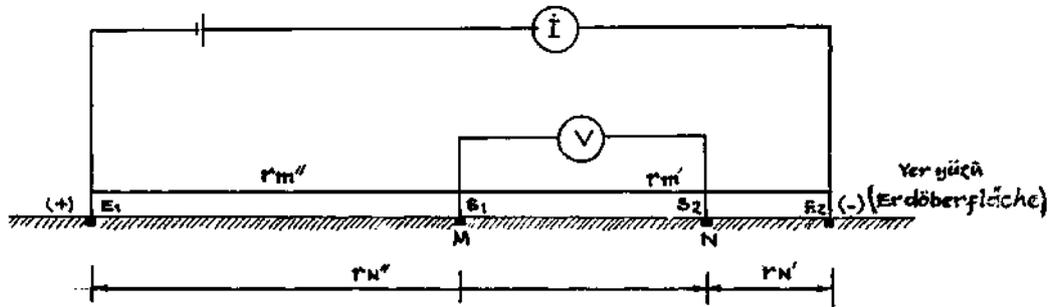


Abb. 7

Im M (bei Sonde S₁) ist das Potential,

$$V_M = \frac{I}{2\pi} \rho \left(\frac{1}{r_{m''}} - \frac{1}{r_{m'}} \right) \dots\dots\dots (20)$$

Im N (bei Sonde S₂) ist das Potential,

$$V_N = \frac{I}{2\pi} \rho \left(\frac{1}{r_{n''}} - \frac{1}{r_{n'}} \right) \text{ dir.} \dots\dots\dots (21)$$

Von (20) und (21) ist die Potentialdifferenz.

$$V_M - V_N = \Delta V = \frac{I}{2\pi} \rho \left(\frac{1}{r_{m''}} - \frac{1}{r_{m'}} - \frac{1}{r_{n''}} + \frac{1}{r_{n'}} \right) \dots\dots\dots (22)$$

DIE ANORDNUNG DER ELEKTRODEN UND SONDEN

Bei Zufuhr der Ströme in die Erde entstehen Äquipotentiallinien, welche senkrecht zur Stromlinie stehen. Durch diese Äquipotentiallinien erhält man das Potential. Abb. 8 und 9 zeigen die Strom- und Äquipotentiallinien, welche aufeinander senkrecht sind.

Für die Aufschlussmethoden der Widerstandsmessung gibt es verschiedene Anordnungen der Elektroden und Sonden. Die meistgebrauchten Messanordnungen sind Wenner- und Schlumberger-Anordnungen.

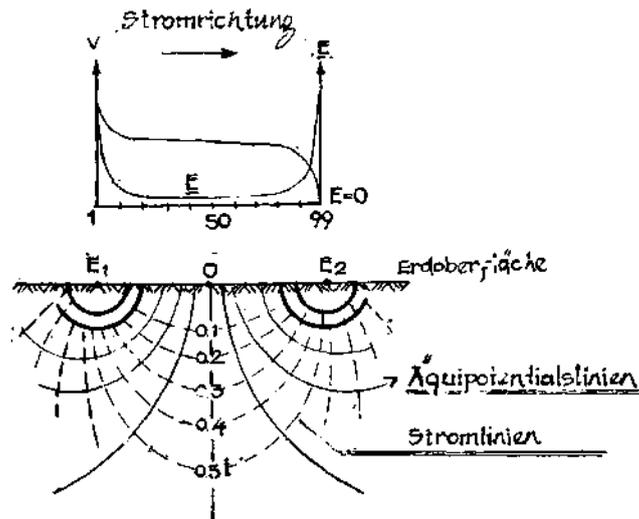


Abb. 8

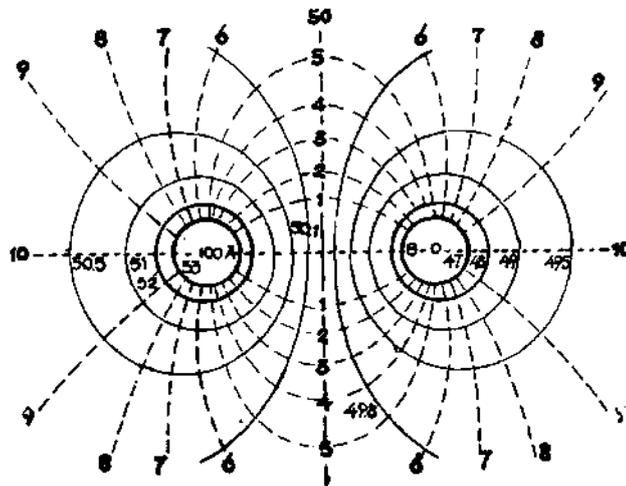


Abb. 9

1. Wenner-Methode

Bei der Wenner-Methode sind die Abstände der Elektroden und Sonden gleich.

Elektrode E_1 = Sonde = Elektrode $E_2 = a$

jetzt,

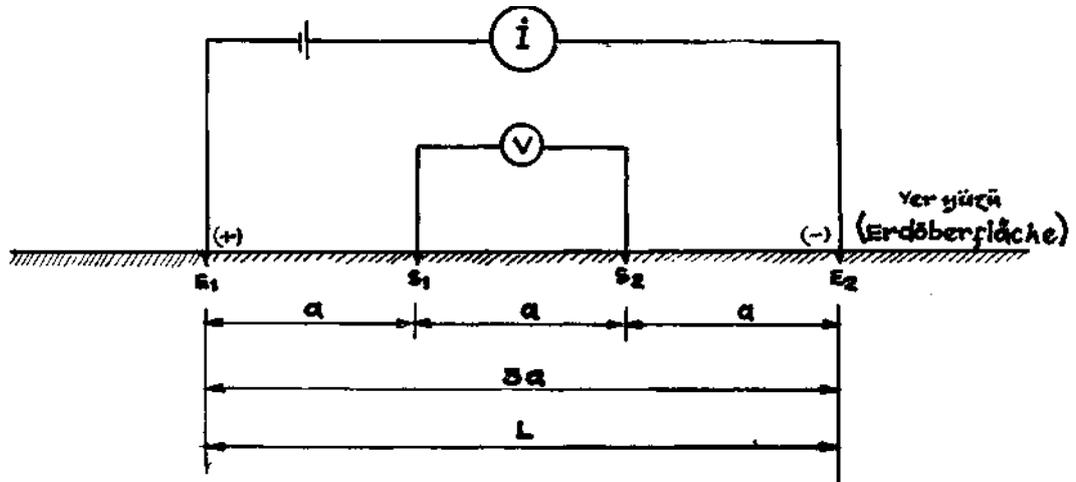


Abb. 10

$$V_1 - V_2 = \Delta V = \frac{I}{2\pi} \rho_s \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{2a} + \frac{1}{a} \right) = \frac{I}{2\pi} \rho_s \frac{1}{a} \quad (23)$$

ρ_s = Scheinbarer spez. Widerstand

$$\rho_s = \frac{\Delta V}{I} 2\pi a = \text{Wenner Formel} \dots\dots\dots (24)$$

2. Einpol-Methode

In den Tälern wird die zweite Elektrode E_2 in grossen Abständen gesetzt. Dann lautet die Formel (22):

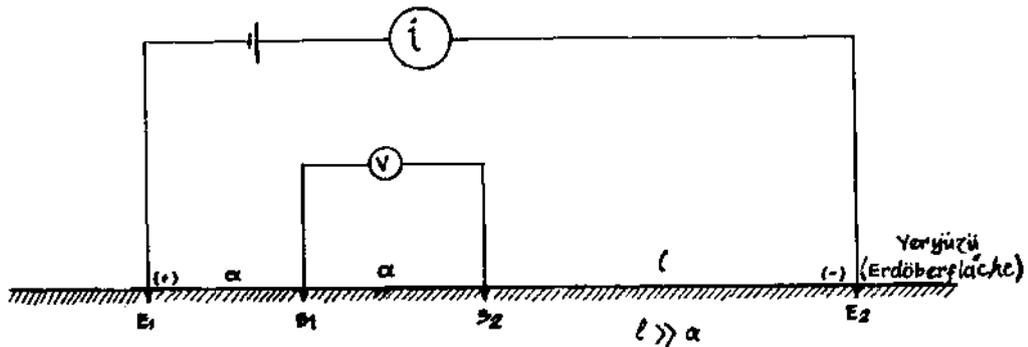


Abb. 11

Die Entfernung von E_2 ist sehr gross.

$$V_1 = \frac{I}{2\pi} \rho_s \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{l-a} \right) \dots\dots\dots (26)$$

$$V_2 = \frac{I}{2\pi} \rho_s \left(\frac{1}{2a} - \frac{1}{l-2a} \right) \dots\dots\dots (27)$$

$$V_1 - V_2 = \frac{1}{2\pi} \rho_s \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{l-a} - \frac{1}{2a} + \frac{1}{l-2a} \right) \dots\dots\dots (28)$$

$(l-a) \approx (l-2a)$, weil l gegenüber a sehr gross ist,

$$\Delta V = \frac{I}{2\pi} \rho_s \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{l-a} - \frac{1}{2a} + \frac{1}{l-a} \right) \dots\dots\dots (29)$$

$$\Delta V = \frac{1}{2\pi} \rho_s \left(\frac{1}{2a} \right) \dots\dots\dots (30)$$

$$\boxed{\rho_s = \frac{\Delta V}{I} 4 \pi \cdot a} \dots\dots\dots (31)$$

Diese Methode wird Einpol-Messung genannt

3. Schlumberger-Methode

Bei der Schlumberger-Methode sind die Abstände zwischen Elektroden und Sonden sehr gross und der Abstand zwischen Sonden gegenüber Elektroden-Sonden sehr klein, wie in Abb. 12 gezeigt ist.

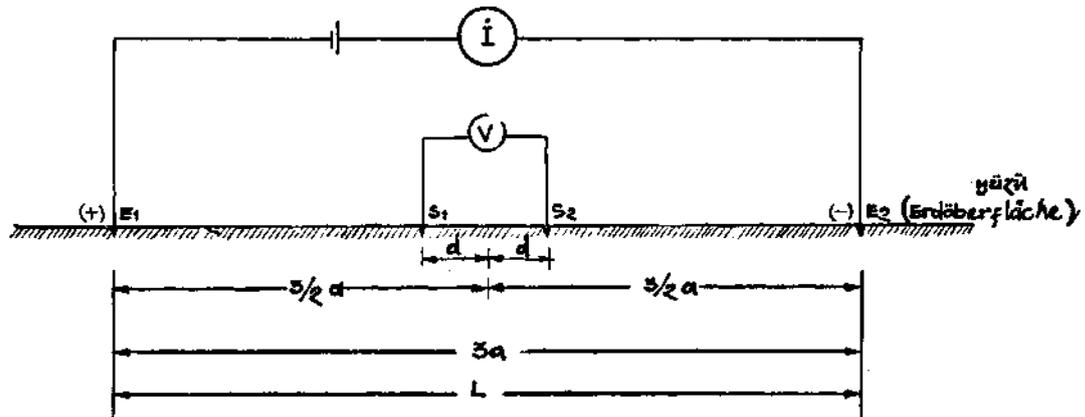


Abb. 12

Dafür sind die Ableitungen der Messformel folgende:

Man erinnert sich an Formel (22)

$$r''_m = 3/2 a - d$$

$$r''_N = 3/2 a + d$$

$$r'_m = 3/2 a + d$$

$$r'_N = 3/2 a - d$$

Diese Argumente setzt man in (22)

$$V_M - V_N = V_1 - V_2 = \Delta V = \frac{I}{2\pi} \rho_s \left(\frac{1}{3/2 a - d} - \frac{1}{3/2 a + d} - \frac{1}{3/2 a + d} + \frac{1}{3/2 a - d} \right) \dots\dots\dots (32)$$

$$\Delta V = \frac{I}{2\pi} \left(\rho_s \frac{16d}{9a^2 - 4d^2} \right) \dots\dots\dots (33)$$

Da $2d \ll 3a$ ist.

$$\Delta V = \frac{I}{2\pi} \rho_s \frac{16d}{9a^2} \dots\dots\dots (34)$$

$\rho_s = \frac{\Delta V}{I} \pi \cdot \frac{9}{8} \cdot \frac{a^2}{d} \text{ Schlumberger-Formel} \dots\dots\dots (34a)$

DIE LÖSUNG DES PROBLEMS VON DEN ZWEI HORIZONTALEN SCHICHTEN

Es seien zwei horizontale Schichten, deren spez. Widerstände d_1 und d_2 sind. Die Mächtigkeit der oberen Schicht sei h_1 und mit Wasser gesatigtem sandigem Material. Die hangende Schicht sei aus dem felsigen Material und soll sich unendlich nach unten ausdehnen. Dann lautet die Formel nach Wenner:

$$V_A - V_B = \frac{I \rho_1}{2\pi q} \left[1 + 4 \sum_{n=1}^{\infty} K^n \left(\frac{1}{\sqrt{1 + \left(2n \frac{h}{a}\right)^2}} - \frac{1}{\sqrt{4 + \left(2n \frac{h}{a}\right)^2}} \right) \right] (35)$$

$$K = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \dots\dots\dots (36)$$

K kann zwischen (1) und (-1) alle Werte haben.
 Falls der Boden homogen ist, dann ist $K=0$ oder wo $K=0$ ist, ist der Boden homogen, es sei denn, dass es keine zweischichten Probleme gebe. Dann ist die Formel von (35) zutreffend.

$$V_A - V_B = \Delta V = \frac{I \cdot \rho_1}{2\pi a} \left[1 + 4 \sum_{n=1}^{\infty} O(\dots\dots\dots) \right]$$

$$\rho_s = \frac{\Delta V}{I} \cdot 2\pi a \dots\dots\dots (37)$$

(37) ist nicht anders als die scheinbare spez. Widerstandsbestimmung nach Wenner.

VERGLEICHSMETHODEN DER KURVEN

Die in vorherigen Kapiteln ausgerechneten Formeln dienen für die Ausrechnung der theoretischen Grunddiagramme, d.h. es wird durch die Hilfe der Formeln die theoretischen Grunddiagramme für die verschiedenen Werte von d_1 , d_2 und $L/2$ ($L = 3a$) ausgerechnet. Im Jahre 1930 hat Stefanescu mit der Hilfe einer Formel von Weber und die Anwendung des Hankelschen Integrals diese Grunddiagramme gelöst. Es wird für jede Messmethode ein Grunddiagramm gerechnet, weil die Abstände der Elektroden und Sonden für jede Messmethode verschieden sind. Man nimmt

zuerst ein doppel logarithmisches Papier und tragt auf seine Ordinatenlog d_1 und Abszissenlog a

Werte auf. Dann hat man auf dem doppellogarithmischen Papier die $m=d_1$ Grundkurven welche die Grunddiagramme hervorbringt. Die Kurven auf den Grunddiagrammen müssen die d_s Kurven, die auf dem Gelände durch die Messungen erhalten, ungefähr zusammenpassen. Denn kann man durch diese Zusammenpassung die Werte von d_1, d_2 und h erhalten. Das kann man durch die folgenden Formeln bestimmen.

$$\mu = \frac{\rho_2}{\rho_1} \quad \mu_1 = \frac{\rho_3}{\rho_1}, v = n\ddot{u} \frac{m_2}{m_1} \dots \dots \dots (38)$$

- d_1 = spez. Widerstand der ersten Schicht
- d_2 = spez. Widerstand der zweiten Schicht
- d_3 = spez. Widerstand der dritten Schicht
- m_1 = die Mächtigkeit der ersten Schicht
- m_2 = die Mächtigkeit der zweiten Schicht

Die m -Werte sind in den Kreisen auf den Kurven des Grunddiagrammes gezeichnet.

Durch die theoretischen ausgerechneten Grunddiagramme erhält man die wahren spez. Widerstände $d_1, d_2, d_3, \dots, d_n$ und die Tiefen $h_1, h_2, h_3, \dots, h_n$. Natürlich ab zwei Schichten sind die Berechnungen der spez. Widerstände und deren Tiefen sehr schwierig. Dafür braucht man sehr komplizierte mathematische Wege.

DIE BESTIMMUNG d_1, d_2 UND h_1 DURCH d_s -KURVE, DIE AUF DEM GELANDE GEMESSEN WURDEN

Wie alle geophysikalischen Aufschlussmethoden braucht man für die Widerstandsmessung die korrekten und sehr gut ausgearbeiteten geologischen Unterlagen. Sind diese geologischen Unterlagen nicht vorhanden, kann man die Messungen fast nicht durchführen, weil jeder Geophysiker oder die Messungen durchführende Person die Geologie des Messgebietes wissen muss. Falls es der Fall ist, dann kann man die Profile senkrecht zum Streichen legen und die Arbeitsrichtung gegen den Einfall beginnen lassen. Auch muss der Messungen führende Geophysiker wissen, was von ihm verlangt wird. Wenn die Tiefe der Schichten von ihm gewünscht wird, dann muss er seinen Elektrodenabstand drei mal gross auslegen als die gewünschten Tiefen.

DIE AUSWERTUNG DES ZWEI SCHICHTSPROBLEMS

Für die Bestimmung der Schichtstiefen r_1 und r_2 hat man viele Methoden entwickelt. Nachfolgend wurden für zwei Methoden Beispiele gegeben.

a. In der Wenner-Methode tragt man r_s —der scheinbare spez. Widerstand in Ohmmeter, der auf dem Gelände gemessen wird, in einem nach unten gerichteten rechtwinkligen Koordinatensystem auf der Abszisse und die Elektroden-Sohden Abstand (a) in meter auf die Ordinate. Durch r_s -Werte erhält man eine Kurve. Die Asymptoten dieser Kurve geben r_1 der Wahre spez. Widerstand der ersten Schicht und r_2 der wahre spez. Widerstand der zweiten Schicht. Der Wert des Wende-

punktes von r_s -Kurve auf die Ordinate gibt die Tiefe h_1 der ersten Schicht (Abb. 13). In der Schlumberger-Methode ist es derselbe Vorgang, nur statt «a» nimmt man auf der Ordinate $L/2$ m L ist der Abstand zwischen zwei Elektroden E_1 und E_2).

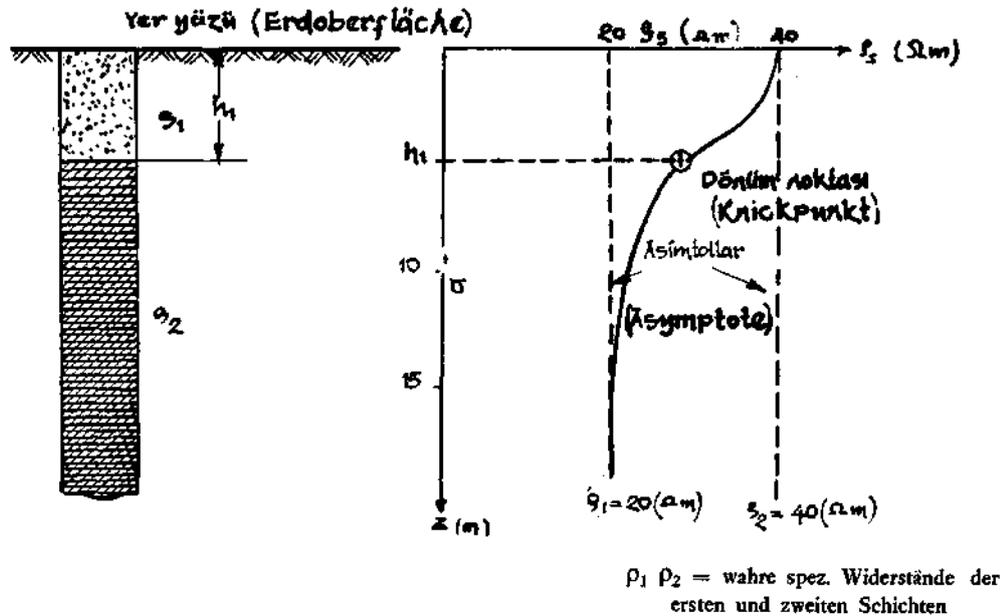


Abb. 13

Hier muss man nur darauf achten, wenn die Abstände der Elektroden und Sonden klein genommen werden, dann nähert sich der r_s -Wert zu dem wahren spez. Widerstand r_1 der ersten Schicht. Dann bleibt r_s -Wert von den d_2 ungestört. Deswegen kann man die im Gelände gemessenen r_s -Werte als r_1 -Wahre spez. Widerstandswerte annehmen. Wenn man die Abstände der Elektroden und Sonden sehr gross nimmt, dann nähert sich der r_s -Wert zu dem wahren spez. Widerstand r_2 -Wert. Diesmal bleibt r_s -Wert von dem r_1 -Wert der ersten Schicht ungestört. Dadurch kann man ruhig bei dem ersten Fall $r_s = r_1$ und bei dem zweiten Fall $r_s = r_2$ annehmen.

b. Bei dieser Auswertung kann man sowohl Wenner als auch Schlumbergermethoden anwenden. Wie oben beschrieben, trägt man die Abstände «a» (bei Schlumberger $L/2$) in meter auf die Abszisse und r_s -Werte in Ohmmeter auf die Ordinate. Nur muss man hier wie folgend die Werte auf die Koordinaten eintragen. Zuerst trägt man auf der Abszisse «a» m oder $L/2$ m und auf die Ordinate r_{s1} . Bei der zweiten Messung muss r_{s1} -Wert auf dem gemessenen r_{s2} -Wert zusammengezählt werden. Es wird immer dem gemessenen r_{sn} Wert die vorher gemessenen Werte zugezählt. Dadurch erhält man eine Kurve, deren Knickpunkt auf der Abszisse die Tiefe h (m) und auf der Ordinate r_1 -Ohmmeter der ersten Schicht gibt (Abb. 14).

DIE BESTIMMUNG d_1 , d_2 UND h DURCH DIE GRUNDDIAGRAMME

Im Oberen Kapitel wurde über die theoretische ausgerechneten Grunddiagramme ausführlich berichtet. Dafür wird für Wenner-Messmethoden ein Grunddiagramm Abb. 15 und für Schlumberger Messmethoden zwei Grunddiagramme Abb. 16 und 16 a gegeben. Welche auf dem Gelände oder in der Auswertung der Messergebnisse verwendet wird.

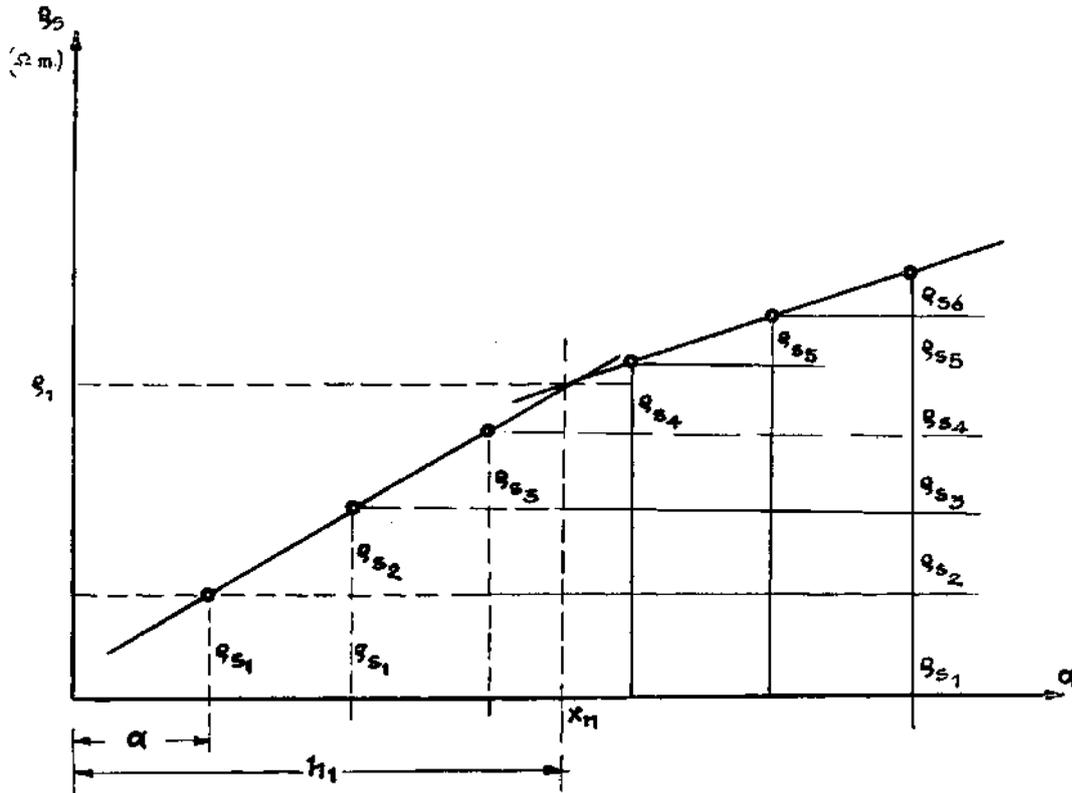


Abb. 14

In Abb. 17, ein originales Beispiel, welches die Messergebnisse von Ayaş-Ankara darstellt. Die Auswertung wie folgend: Man trägt auf ein lichtdurchlässiges und doppelt logarithmisches Papier die Abstände der Elektroden auf die Abszisse (log h Achse) und die im Gelände gemessenen r_s -Werle auf die Ordinate (log—Achse). Dadurch erhält man eine r_s -Kurve auf dem lichtdurchlässigen und doppeltlogarithmischen Papier. Dieses wird auf die Grunddiagramme gebracht. Man schiebt dieses, auf welchem die r_s -Kurve gezeichnet ist, solange (nur hier die horizontale und vertikalen Achsen beibehalten), dass man eine passende Kurve auf dem Grunddiagramm findet. Ist eine passende Kurve zu p_s -Kurve gefunden, dann ist der Wert auf der Abszisse (auf log h) des Wendepunktes von der g_s -Kurve die Tiefe h in Meter und der untere Asymptotenwert auf die Ordinate d_1 -Wert in Ohmmeter und der obere Asymptotenwert auf die Ordinate g_2 -Wert in Ohmmeier. d_1 -Wert ist der spez. Widerstand der ersten Schicht und d_2 -Wert ist der spez. Widerstand der zweiten Schicht. Falls die d_s -Kurve nicht mit einer Kurve auf dem Grunddiagramm übereinstimmt, wird die nächste und ungefähr passende Kurve zur d_s -Kurve auf dem Grunddiagramm gesucht und die Formel(38) wird zur Lösung verwendet. Wie in Abb. 18 gezeigt ist, gibt die untere Asymptote der d_s -Kurve auf die Ordinate den g_1 -Wert und der Betrag des Wendepunktes auf der Abszisse die Tiefe h_1 . Um d_2 -Wert bestimmen zu können, braucht man den Wert in dem Kreis der ungefähr passende Kurve auf dem Grunddiagramm. Diesen Betrag setzt man in die Formel (38) und erhält wie unten folgt d_2 -Wert Ohmmetern.

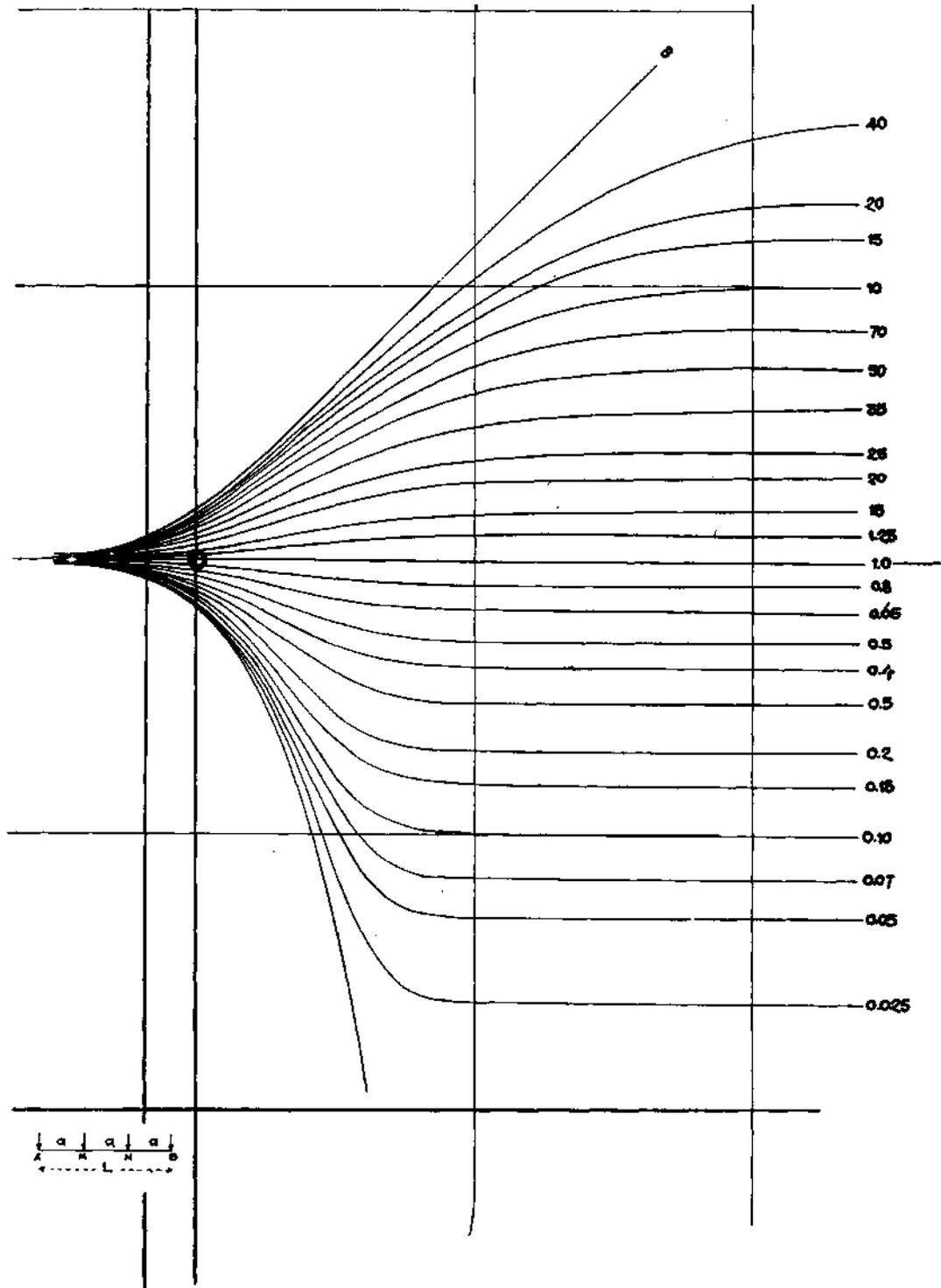


Abb. 15 - Wenner Grunddiagramm für zwei Schichten.

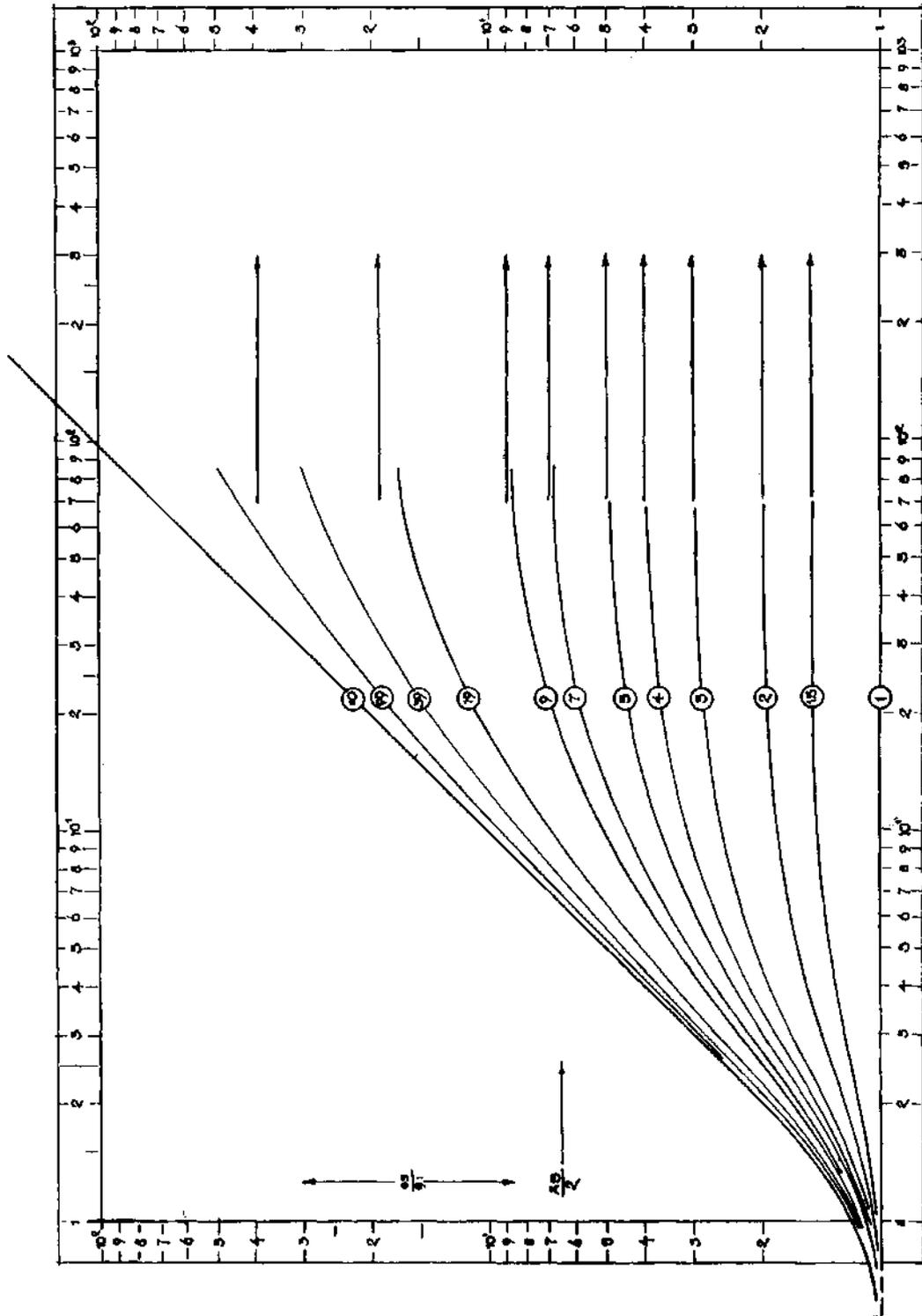


Abb. 16 - 1. Grunddiagramm für die Schlumberger-Messmethode der zwei Schichten. (Die Ziffern in den Kreisen bedeuten das Widerstandsverhältnis $\mu = \frac{Q_2}{Q_1}$)

M. T. A. ENSTITÜSÜ

Die Kurve der elektrischen Tiefenordnung
Elektrik Sondaj Grafiği

Messgebiet:
Erüd Bölgesi: Ayas
Punkt No.:
Nokta No.:
MSA des punktes:
Nokta Kotu:

Datum:
Tarih:
Messrichtung:
Açılış Yönü: N-S
Die Art der Messung:
Açılım cinsi: Wenner

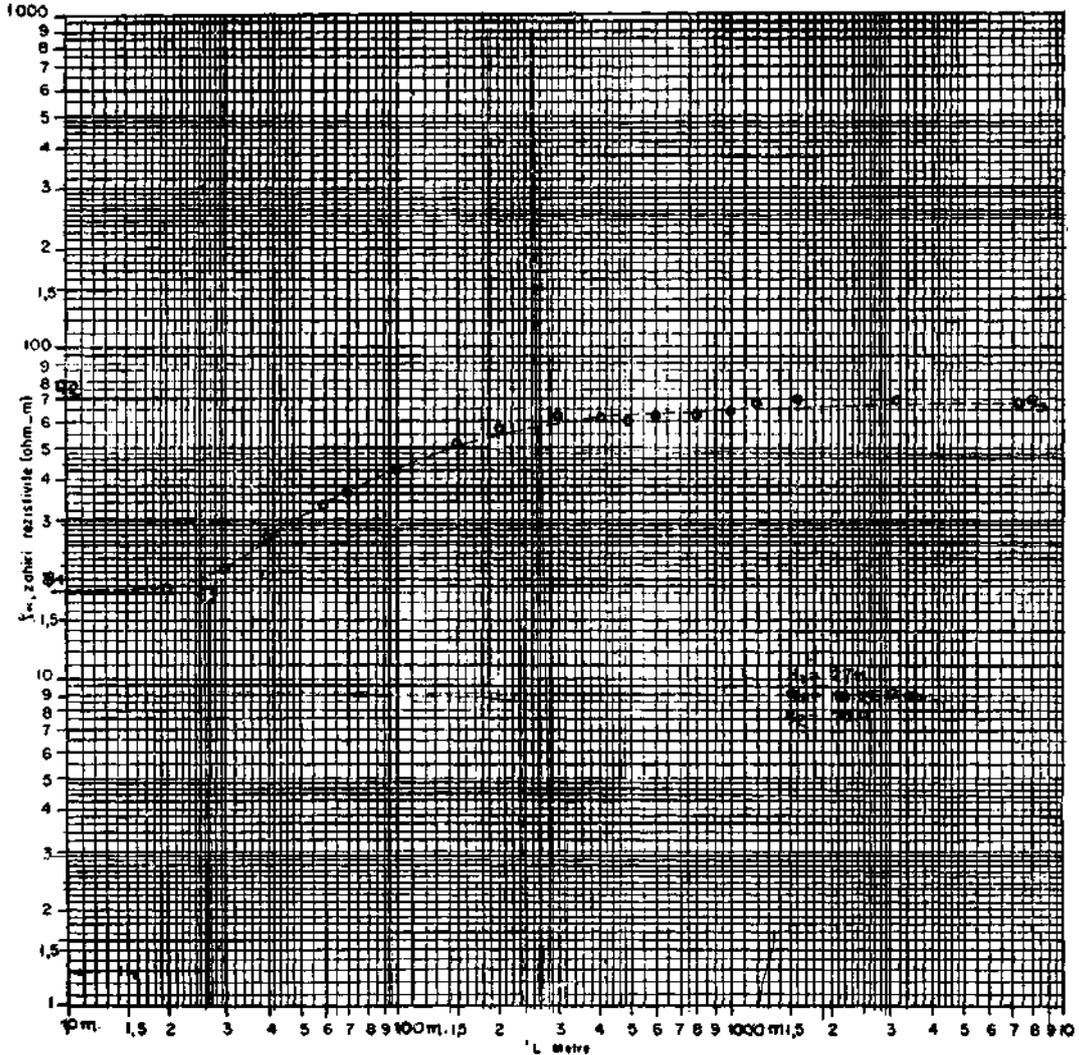


Abb. 17

$$\mu = \frac{\rho_2}{\rho_1}$$

$\rho_1 = 70$ Ohmmeter und die Tiefe $h_1 = 7$ meter wurden auf dem doppelt logarithmischen Papier gelesen. μ -Wert ist auf der Kurve 9.

$$9 = \frac{\rho_2}{70} \quad \rho_2 = 9 \times 70 = 630 \text{ Ohmmeter.}$$

Also dadurch erhält man $\rho_1 = 70 \text{ } \Omega\text{m}$, $\rho_2 = 630 \text{ } \Omega\text{m}$ und $h_1 = 7 \text{ m}$.

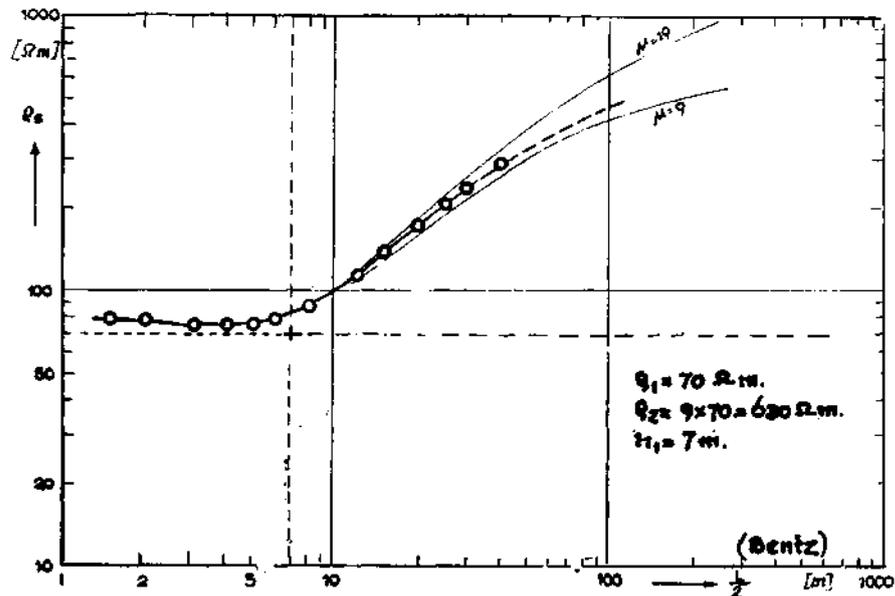


Abb. 18

DREI SCHICHTPROBLEME

Gibts auf dem Gelände drei Schichtsfalle, kann man das auch wie in dem vorherigen erzählten Kapiteln als zwei Schichten betrachten und die Lösung so anfangen zu bearbeiten. Aber es ist immer schwierig das drei Schichtsprobleme wie zwei Schichtsprobleme zu lösen, denn braucht man dafür viele komplizierte mathematischen Berechnungen. Für die Lösung solcher drei Schichtsprobleme kann man in jedem geoelektrischen Buch genügend Kenntnis entnehmen. Tölge und Hummel haben viele theoretischen Grunddiagramme für das drei Schichtproblem ausgerechnet. Diese kann man auch in den geoelektrischen Literaturen finden. Hier werden vier verschiedene Fälle von d_1 , d_2 , d_3 sowie dazugehörige Grunddiagramme gegeben.

a. 1. Fall (minimum Typ): Wenn eine sehr gut leitende Schicht sich zwischen den schlechtleitenden Schichten befindet,

$$r_1 < r_2 < r_3$$

Ton-Sand-Ton

Abb. 19 und dazu Grunddiagramm 19 a

b. 2. Fall (doppelt aufsteigender Typ) :

Wenn die spez. Widerstände der Schichten von oben nach unten sich steigern,

$$r_1 < r_2 < r_3$$

Kalk-Schiefer-gestorter Schlamm :

Abb. 20 und dazu Grunddiagramm 20 a

c. 3. Fall (doppelt abnehmender Typ):

Wenn die spez. Widerstände der Schichten sich von unten nach oben steigern,

$$r_1 > r_2 > r_3$$

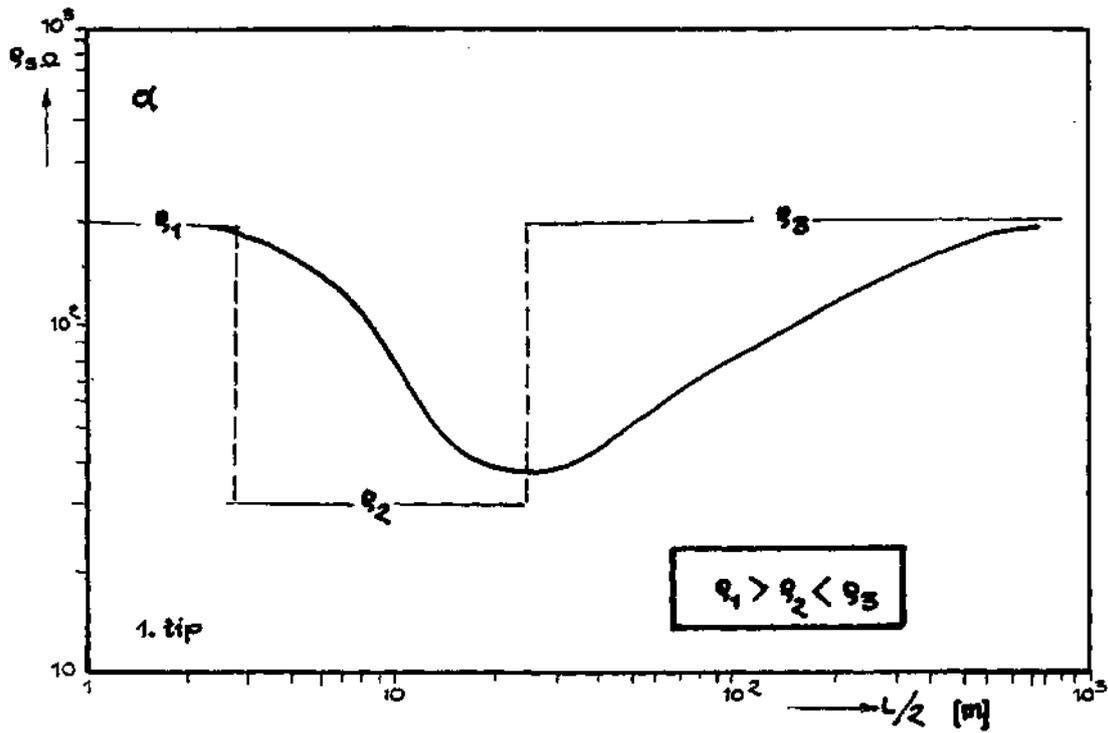


Abb. 19

Trockener Sand-wässriger Sand-Ton

Abb. 21 und dazu Grunddiagramm 21 a

d. 4. Fall (maximum Typ):

Wenn eine schlechtleitende Schicht sich zwischen den zwei gutleitenden Schichten befindet,

$$r_1 < r_2 < r_3$$

Kies-Schlamm-Kies

Abb. 22 und dazu Grunddiagramm 22 a.

ERGEBNIS

Aus den bisherigen Kenntnissen ist zu ersehen, dass man mit den spez. Widerstandsmethoden viele Probleme der Geologie lösen und bestimmen kann.

Z.B.

- a. Die Strukturen der Schichten
- b. Die tektonischen Vorgänge
- c. Die spez. Widerstände der Schichten
- d. Die Tiefe der Schichten

Diese Aufschlussmethode der Geophysik kann fast alle Fragen der Geologie beantworten.

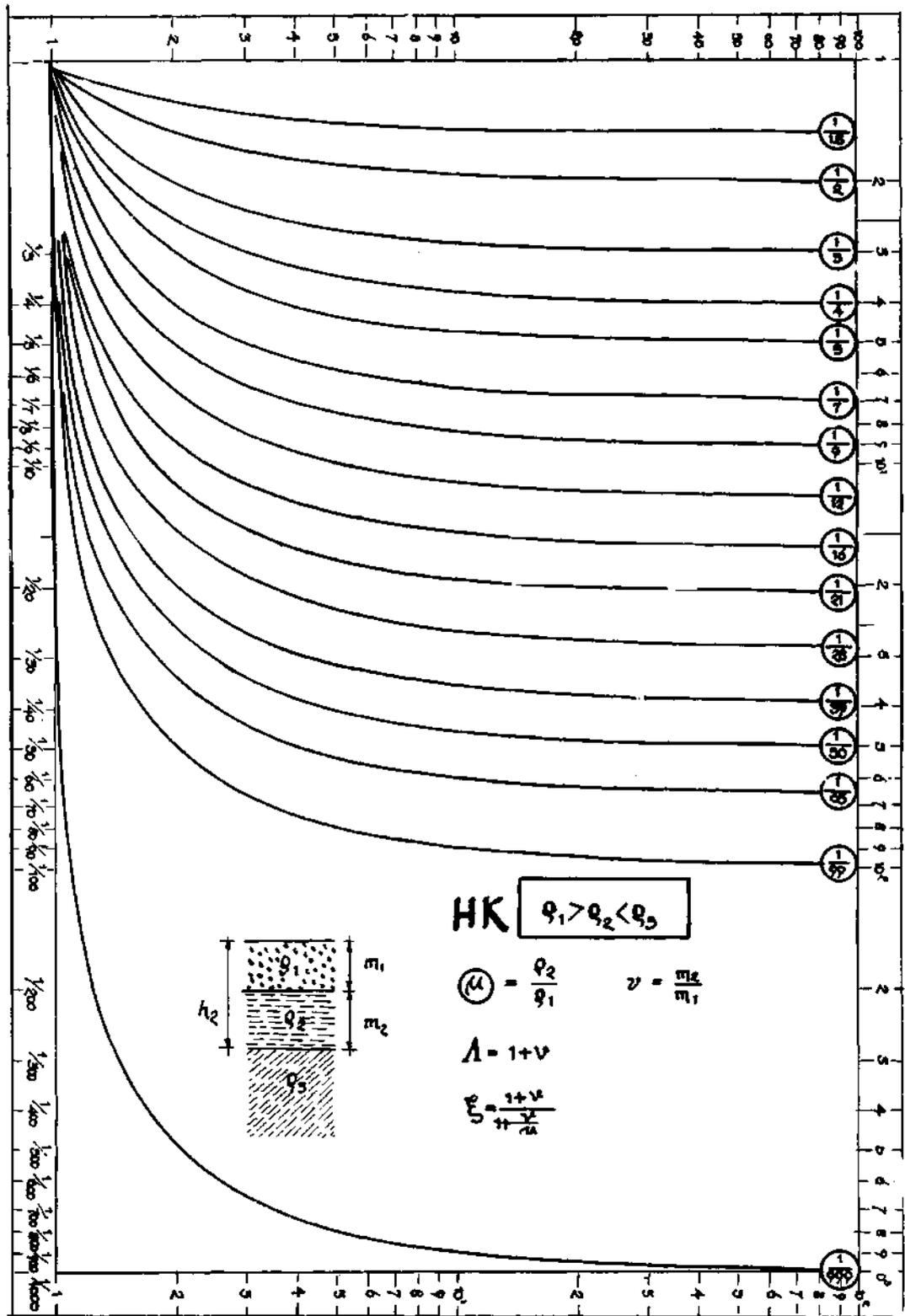


Abb. 19a - Grunddiagramm für 1. Typ der drei Schichten.

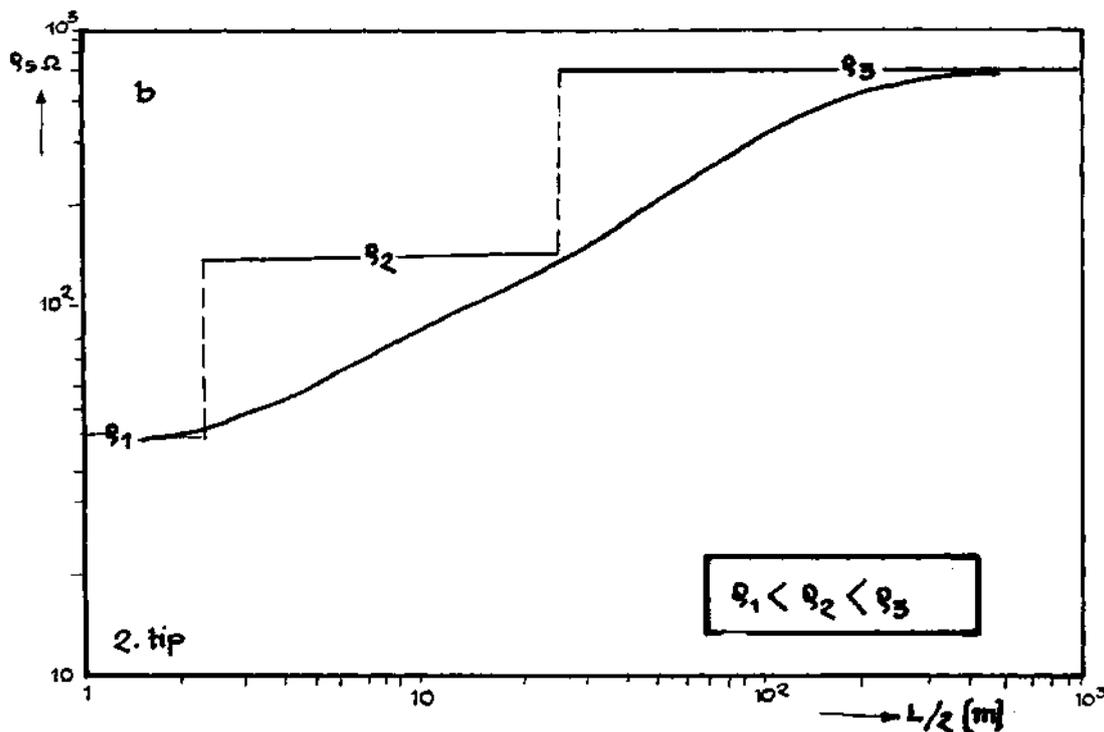


Abb. 20

DER KURZE ÜBERBLICK ÜBER IP-MESSMETHODEN

IP heisst Induktion Polarization. Wenn man auf der Erdoberfläche die künstlichen Ströme in die Erde zuführt und eine stromleitende Mineralzone oder eine metallische Lagerstätte sich in der Erde befindet, bringt dieser Stromzufuhr um die Zone oder die metallischen-Lagerstätte eine magnetische Feldstärke hervor. Nach dem Abschalten des Stromzufuhrs fließt ein Induktionsstrom durch dieses magnetische Feld in der leitenden Zone oder der metallischen Lagerstätte. Dieser Induktionsstrom erzeugt um sich ein Potentialfeld ($E = -\text{grad } V$). Dadurch kann man auf der Erdoberfläche durch die Sonden S_1 und S_2 die Potentialdifferenzen messen. Für die IP-Auflösungsmethoden hat man viele Messapparaturen entwickelt. M.T.A. werden heutzutage Mac-Phar- und Geo-Science Messapparaturen verwendet. Durch IP Messungen wird es auf die Pb-Zn, FeS_2 und Fe_3O_4 Lagerstätten (Blei-Zink, Magnetit und Pyrit) sehr gute Ergebnisse erzielt.

Kurze Kenntnisse über IP Messmethoden

1. Wo die geologischen Unterlagen (Daten) gut bearbeitet wurden, werden die IP Profile, welche zu sich parallel sind, senkrecht zum Streichen ausgelegt. Die Profilabstände können zwischen 10-400 Metern sein (Abb. 1). Erhalt man irgendwo durch die Messeergebnisse gute Anomalien, dann werden paar querprofile zu den Parallelprofilen auf den Anomalienstellen ausgelegt, d.h. parallel zum Streichen.

2. Die nötigen Sachen zu messen, a) tregbare Generatoren, b) IP Apparaturen, c) Regulatoren, d) Elektroden, e) Sonden, f) Kabel, g) Klipsen, h) handliche Funkgerate, i) Akkus, j) Batterien (1,5 V).

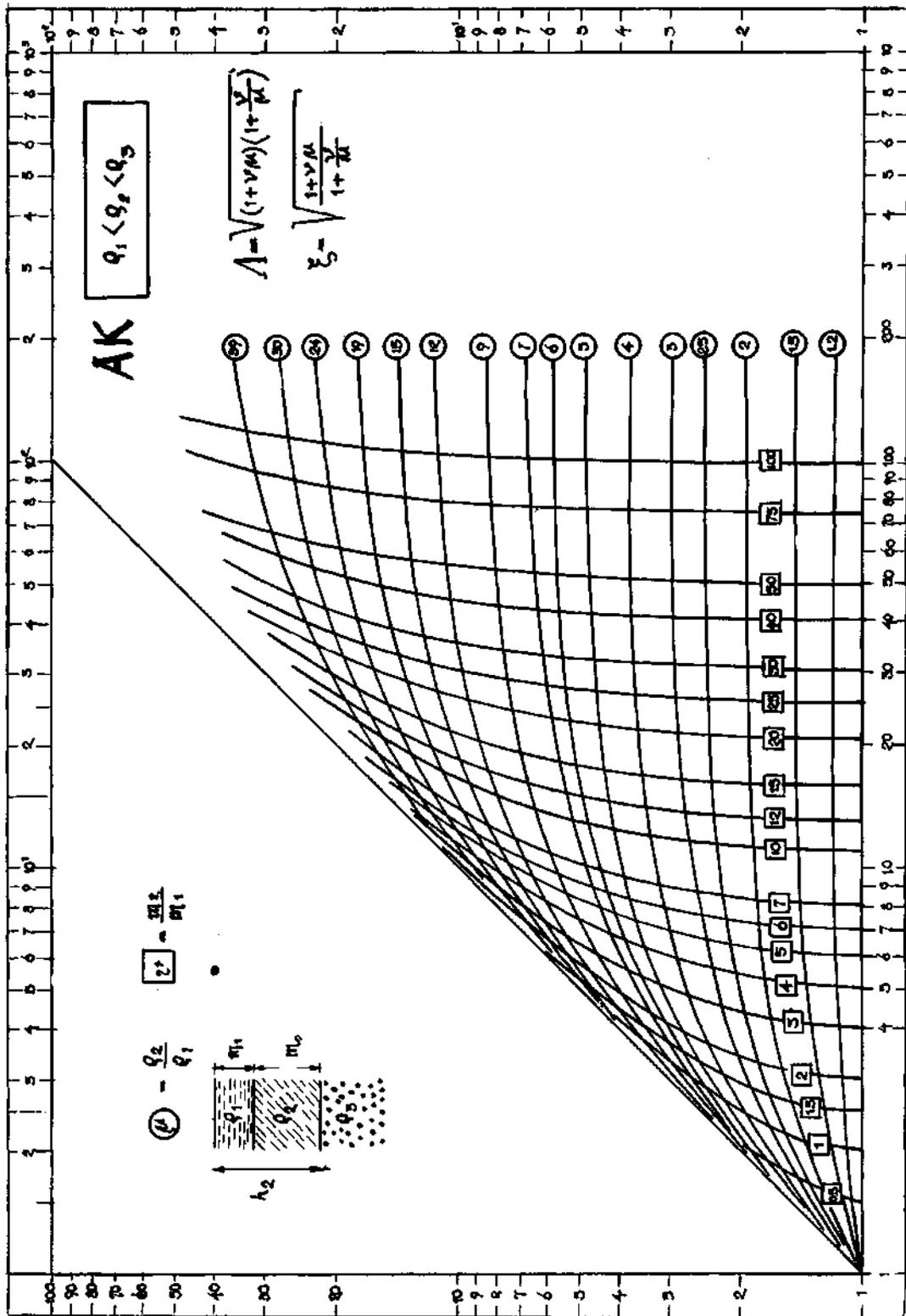


Abb. 20a - Grunddiagramm für 2. Typ der drei Schichten.

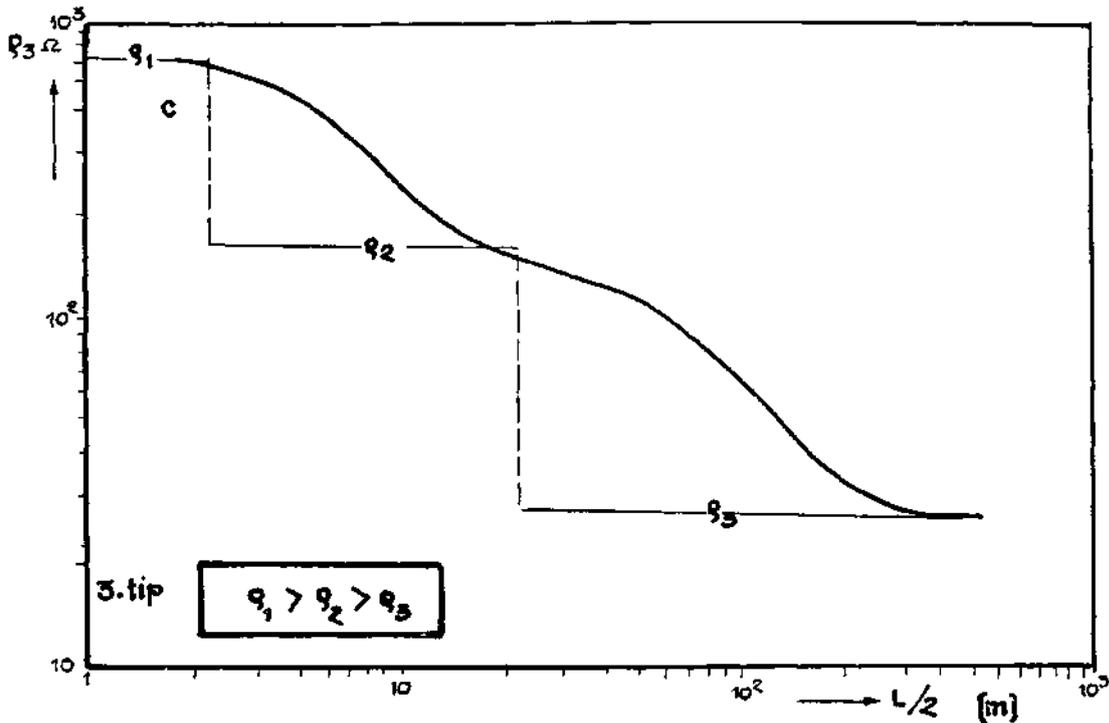


Abb. 21

3. Wie in Abb. 2 gezeigt ist, werden die Elektroden und die Sonden in die Erde in gleiche Abstände gesteckt. Nach n-Faktorfall ($n=1,2,3,4,5,6,\dots$) werden die Sonden unter der Beibehaltung des gleichen Abstandes (nach jeder Messung auf die Profillinien verschoben. Z.B. Wenn $n=3$ ist, werden die Elektroden (Stromzuführenden) festgehalten und die Sonden nach jeder Abmessung einmal und insgesamt 3 mal auf die Profillinien verschoben.

4. Die Messrichtung ist die entgegengesetzte Richtung des Einfalls.

5. Der Wechselstrom bis 0,5 hz (frequenz) welcher durch Regulator aus dem Generator erzielt wird, nimmt man als Gleichstrom an.

Der Wechselstrom über 5 hz (frequenz) nimmt als Wechselstrom an, denn er ist nicht mehr als Gleichstrom anzunehmen.

Die Auswertung der Messergebnisse

1. Nach den Messergebnissen wird der spez. Widerstand der Schicht durch die Formeln (siehe Formelnseite) erzielt und die Anomalienkarte des spez. Widerstandes gezeichnet. Bei der IP Methode verwendet man doppelt Frequenzen (z.B. 0,3 hz und 5 hz), um die Ergebnisse bekommen zu können. Dadurch wird einmal d_{DC} (der spez. Widerstand der Schicht durch den Gleichstrom) und das zweite mal d_{AC} (der spez. Widerstand der Schicht durch den Wechselstrom).

2. Nach diesen Rechnungen werden die Frequenz-Effekte FE auch ausgerechnet und ihre Anomalienkarte gezeichnet. Um d_{DC} und d_{AC} der ersten Schicht errechnen zu können, braucht man doppel Stromzufuhr in die Erde (einmal als Gleichstrom, das zweitemal als Wechselstrom).

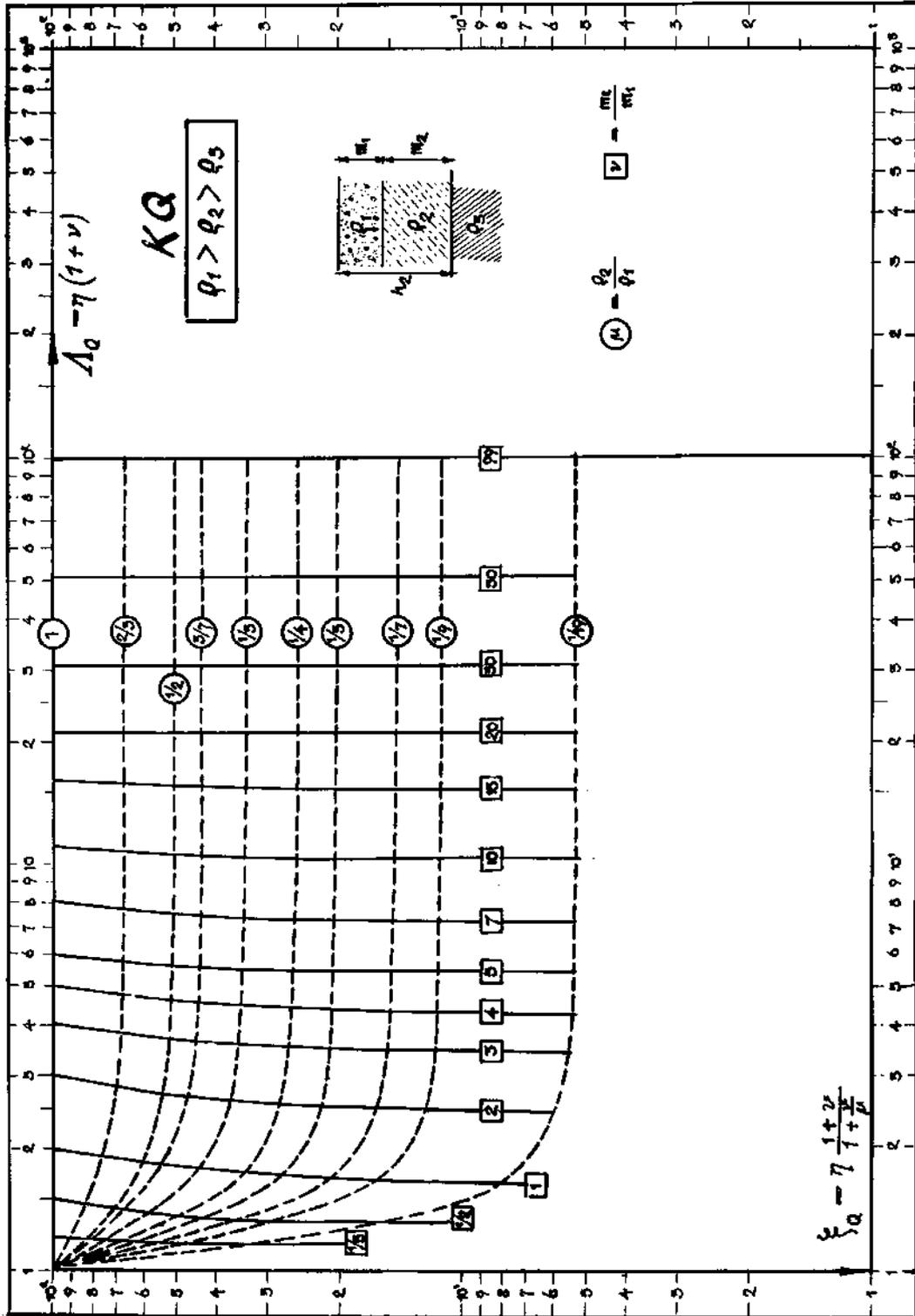


Abb. 21a - Grunddiagramm für 3. Typ der drei Schichten.

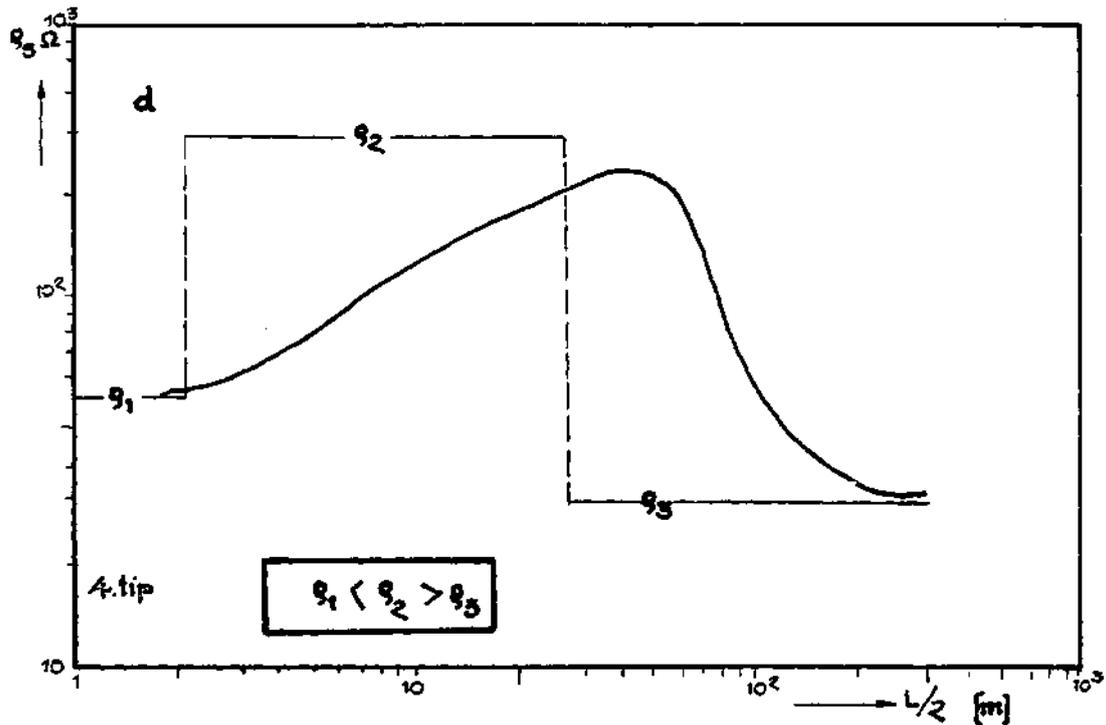


Abb. 22

3. Nach diesen werden die Metallfaktoren durch die Formeln bestimmt und deren Anomalienkarten gezeichnet. Um die leitende Stelle (die Lagerslatte) bestimmen zu können, muss man auf den Anomalienkarten die Stellen finden, deren spez. Widerstände klein aber dafür Metallfaktoren sehr gross sind. Auf solchen Stellen kann man ruhig die Kernbohrungen einsetzen. In der Anlage sind zwei originale Messprofile, um die Messungen richtig verstehen zu können.

FORMELN

V = Potential (Spannung) = Vm.

I = Stromstärke = Am.

R = Widerstand = Wm.

d = spez. Widerstand = Wm.

a — Abstand der Elektroden und Sonden = m.

n = Faktor

Nach dem Ohmschen Gesetz,

$$V = I \cdot R \quad (1)$$

$$R = \frac{V}{I} \quad (2)$$

$$R = \rho \cdot \frac{l}{q}$$

l = die Länge der Leiter

q = der Querschnitt der Leiter

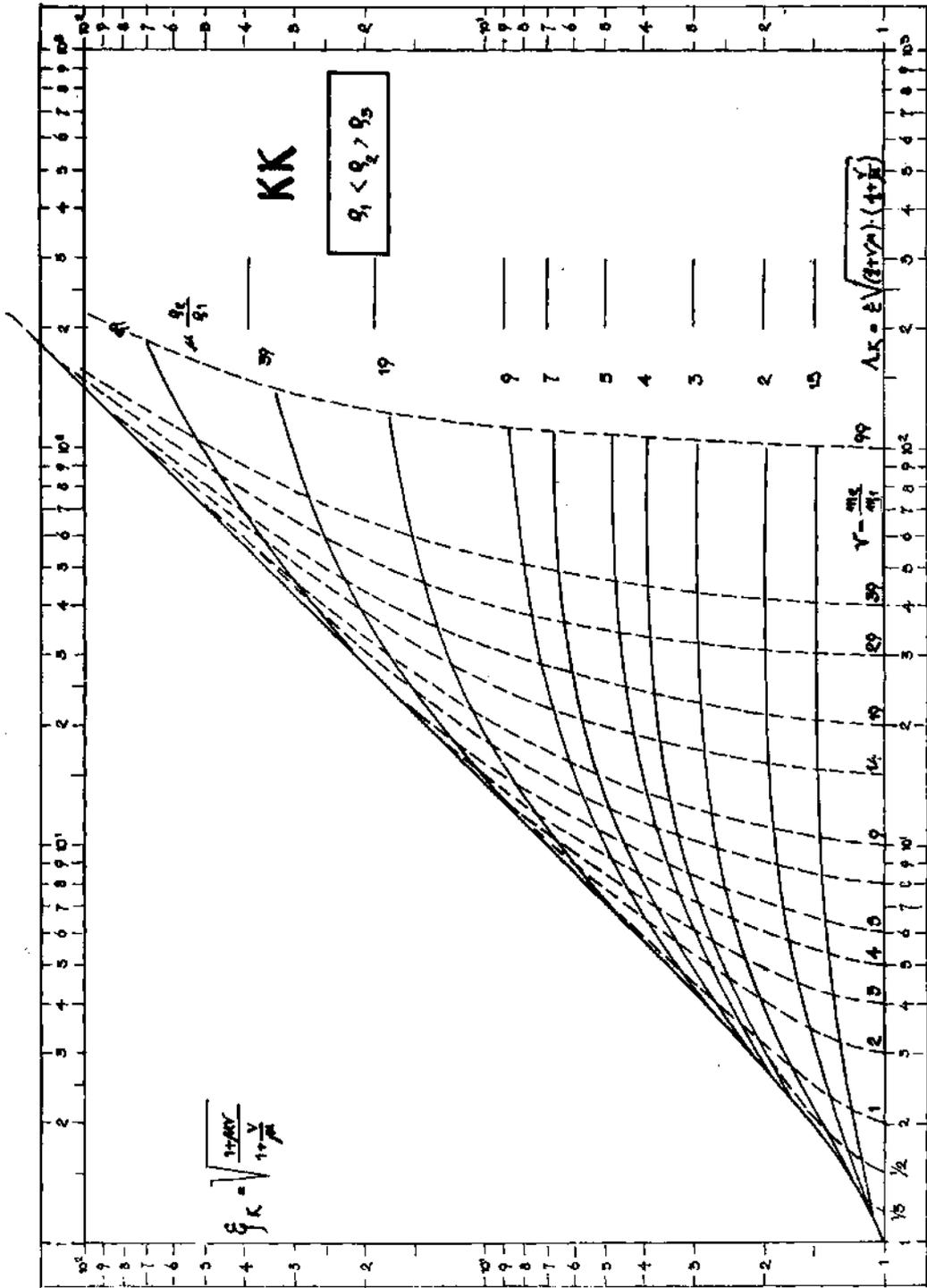
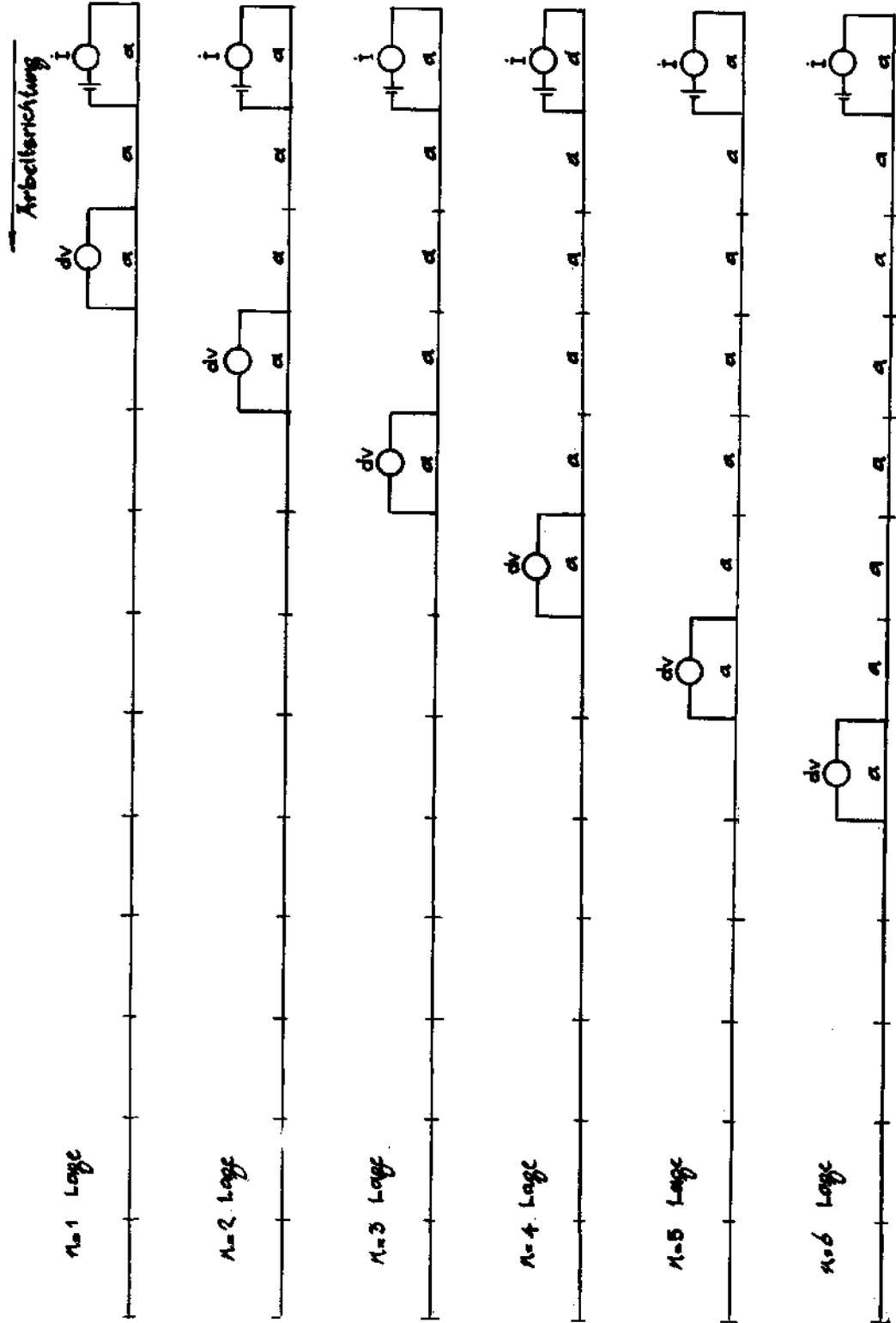


Abb. 22a - Grunddiagramm für 4. Typ der drei Schichten.



Abb. 23

Abb. 24-Die Lage der n -Faktors.

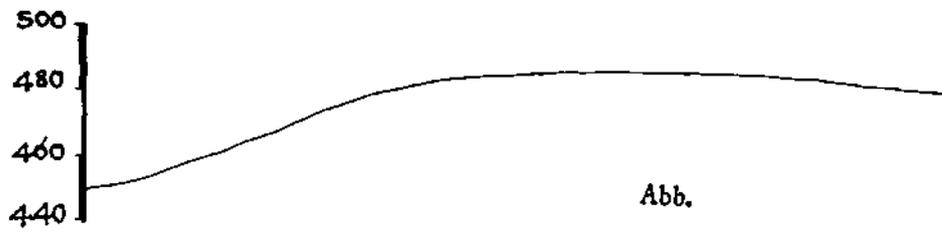
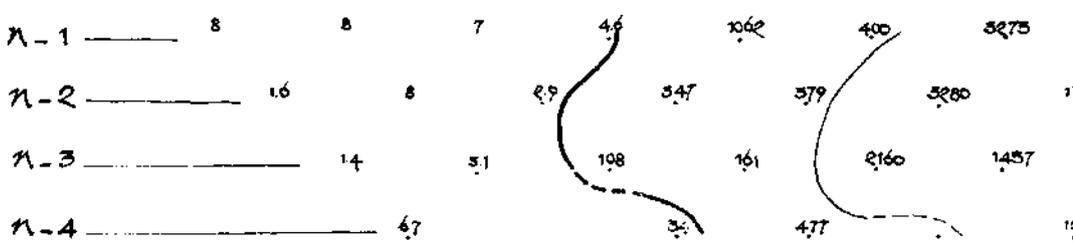
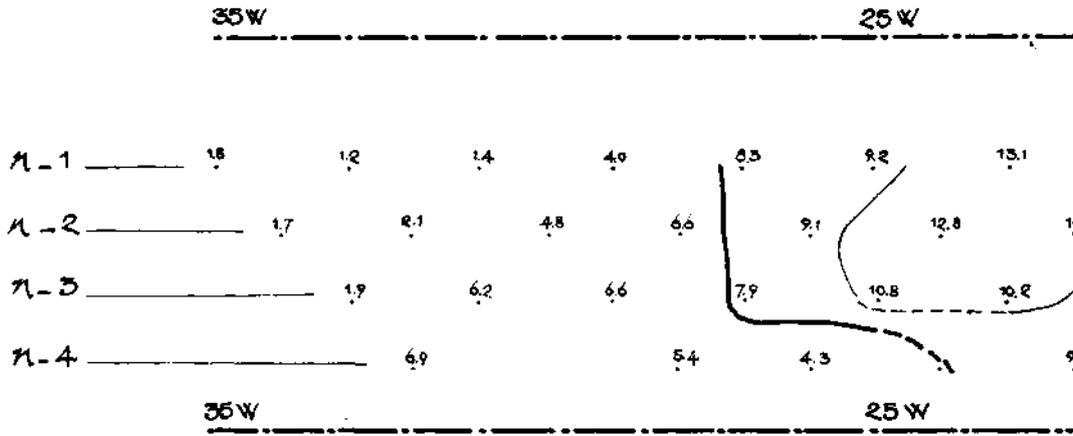
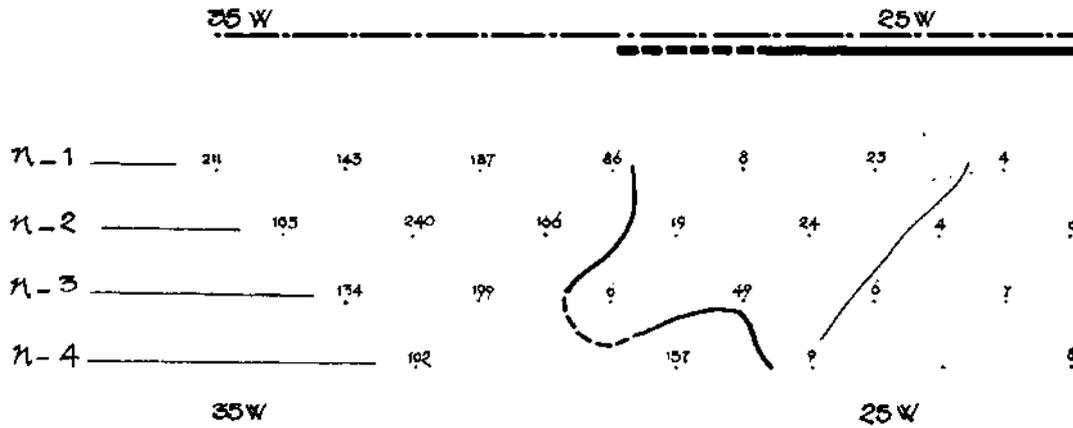


Abb.

25 - Messgebiet :

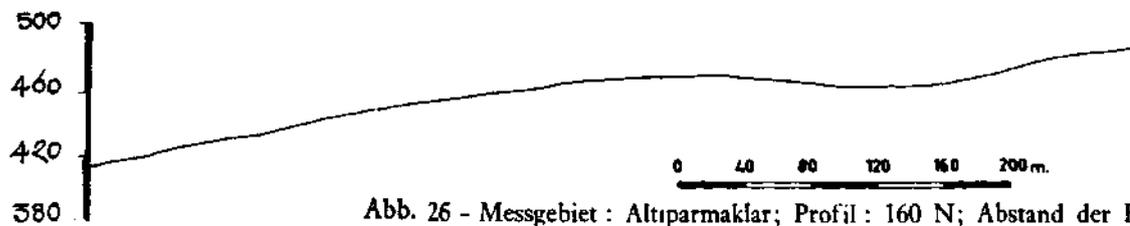
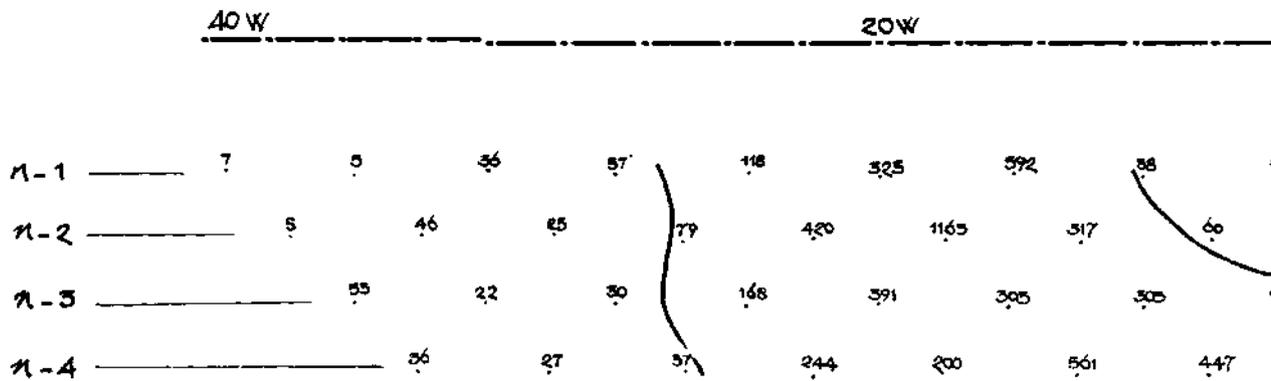
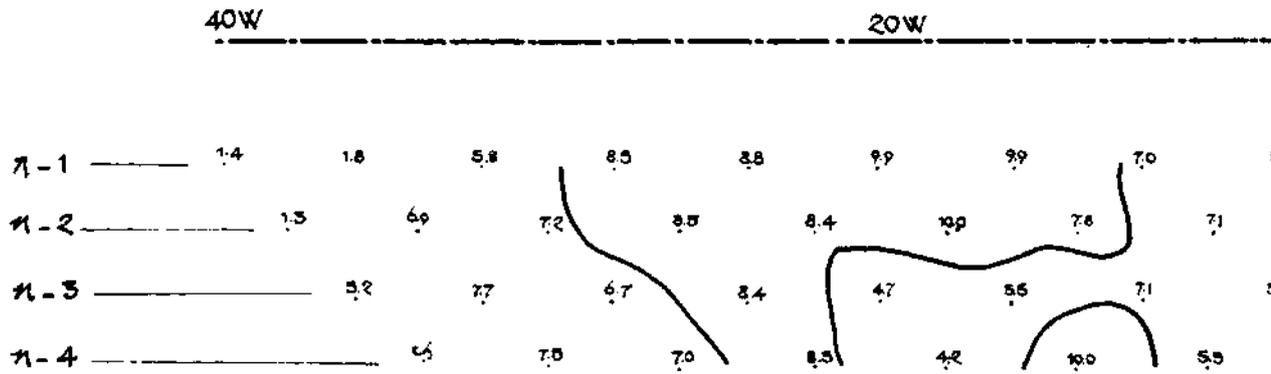
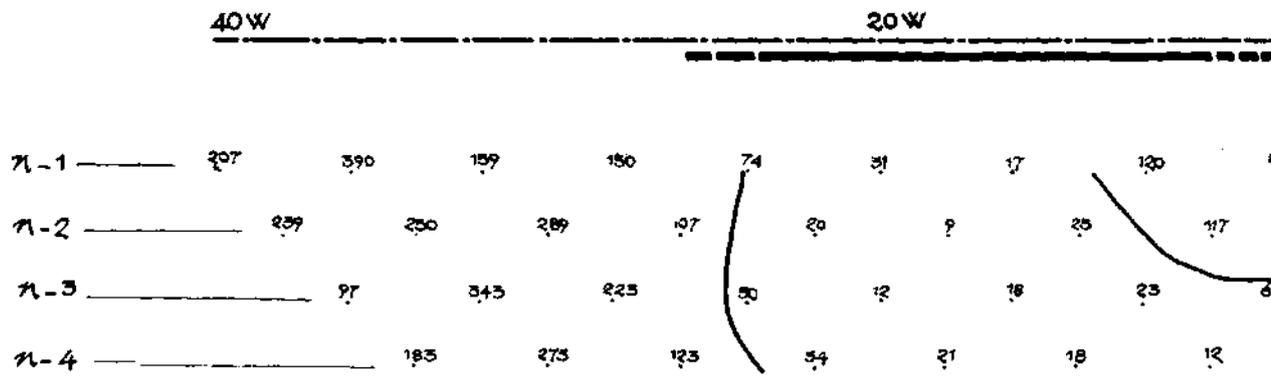


Abb. 26 - Messgebiet: Altirpamaklar; Profil: 160 N; Abstand der P...

$$\rho = \frac{q}{I} \cdot \frac{V}{I} \dots \dots \dots (3)$$

$$\rho = \frac{q}{I} \cdot \frac{dv}{I} = k_n \frac{dv}{I} \quad dv = \text{Potentialdifferenz zwischen zweier Punkten} \dots (4)$$

$$\int_{V_1}^{V_2} dv = \left| V \right|_{V_1}^{V_2} = V_2 - V_1 = \Delta V$$

$$k_n = \pi \text{ a.n. } (n+1) (n+2) \dots \dots \dots (5)$$

$$g = \pi \text{ a.n. } (n+1) (n+2) \frac{dV}{I} \dots \dots \dots (6)$$

g_{DC} = der spez. Widerstand der Schicht durch den Gleichstrom =

$$= \rho_{DC} \text{ (0,3 Hz)} = \pi \text{ a.n. } (n+1) (n+2) \frac{dv}{I} \dots \dots \dots (7)$$

g_{AC} = der spez. Widerstand der Schicht durch den Wechselstrom =

$$= g_{AC} \text{ (5Hz)} = \pi \text{ a.n. } (n+1) (n+2) \frac{dV}{I} \dots \dots \dots (8)$$

$$\text{Frequenz-Effekt} = FE = \frac{\rho_{DC} - \rho_{AC}}{\rho_{AC}} \cdot 10^2 \dots \dots \dots (9)$$

$$\text{Metall-Faktor} = MF = \frac{FE}{\rho_{DC}} \cdot 10^3 \dots \dots \dots (10)$$

Die Formel der Tiefe ist,

$$\boxed{h = a + \frac{(n-1)}{3} \cdot 2 \cdot a} \dots \dots \dots (11)$$

LITERATUR

ACUN, N. (1959): Arazide yapılan temel zemini etütleri. *Teknik Üniv. Yayınl.*
 BENTZ, A. (1961): Lehrbuch der angewandten Geologie. Band I.
 HAALCK, H. (1958): Lehrbuch der angewandten Geophysik.
 HUND, F. (1957): Theoretische Physik. Band II.
 MENZEL, H. (1960): Die Aufschlussmethoden der Geoelektrik. Vorgelesen von Prof. Dr. H. Menzel, im Sommer Semester 1960 an der Bergakademie in Chlausthal-Zellerfeld.
 SOROKIN, L.W. (1953): Lehrbuch der geophysikalischen Methoden zur Erkundung Erdolvorkommen.