

Vortrag Dr.H.J.Meyer, Göttingen

Auswertungsmöglichkeiten für den normalen Feldanteil

Donnerstag, den 1.2.1962

Es wird ausgegangen von folgender Zusammensetzung des erdmagnetischen Feldes:

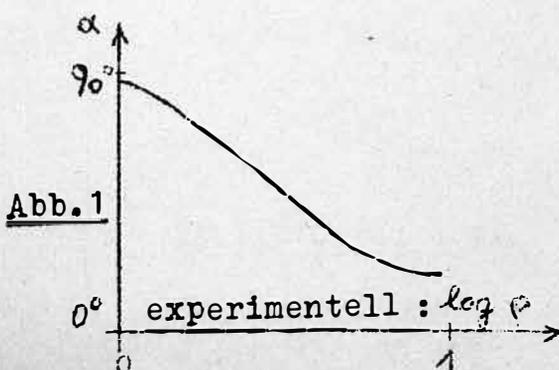
$$F = F_{\text{außen}} + F_{\text{innen}} = F_{\text{außen}} + F_{\text{innen normal}} + F_{\text{innen anomal}}$$

Die beiden Anteile $F_{\text{außen}}$ und $F_{\text{innen normal}}$ können zusammengefaßt werden zu F_{normal} (normaler Feldanteil).

Nach der Zerlegung des registrierten Gesamtfeldes F wird zur Gewinnung von Aussagen über den tieferen Untergrund im allgemeinen nur der anomale innere Anteil herangezogen. Aus ihm kann im Vergleich zu Modellrechnungen oder -versuchen auf Lage und Gestalt lokaler Inhomogenitäten der Leitfähigkeit geschlossen werden. Systematische Änderungen von G mit der Tiefe wirken sich dagegen in $F_{\text{innen anomal}}$ nicht aus, wohl aber in F_{normal} . Sie können infolgedessen auch nur aus F_{normal} erschlossen werden. Nachstehend soll für den Modellfall eines vertikalen magnetischen Dipols als Quelle des induzierenden Feldes eine Möglichkeit aufgezeigt werden, mit F_{normal} eine Form der "Tiefensondierung" vorzunehmen, die mehr den in der Geoelektrik verwandten Potentialmethoden entspricht.

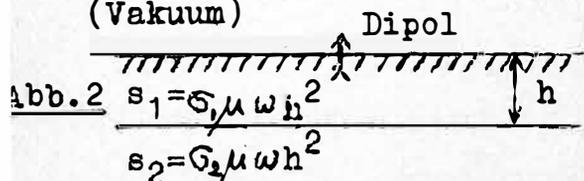
1) Der mit der Kreisfrequenz ω oszillierende Dipol befindet sich an der Oberfläche eines homogenen Halbraumes. Das magnetische Gesamtfeld (Normalfeld) ist an jeder Stelle der Oberfläche elliptisch polarisiert. Der "Vertikalwinkel" α zwischen der großen Halbachse der Feldellipse und der Horizontalen nimmt dabei mit wachsendem

Abstand ρ vom Dipol immer mehr ab. Die gemessene und über $\log \rho$ aufgetragene Winkelabhängigkeit läßt sich mit der berechneten und über $\log(\sqrt{5} \mu \omega \rho)$ aufgetragenen Kurve durch reines Verschieben längs der Abszisse zur Deckung bringen (Abb.1) Aus einem belie-



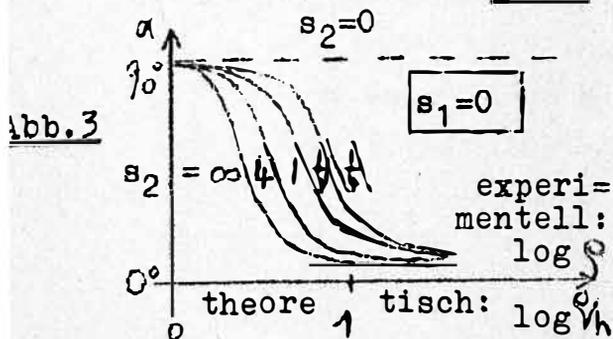
bigen entsprechenden Wertepaar von φ und $\sqrt{\sigma_1 \mu \omega} \varphi$ kann dann bei bekannter Frequenz ω und Permeabilität μ ($= \mu_0$) die Leitfähigkeit σ des Halbraumes bestimmt werden.

2) Der oszillierende Dipol befinde sich an der Oberfläche einer Zwei-Schichten-Erde (Abb.2). Die Grenzfläche zwischen der oberen Schicht und dem unteren (homogenen) Halbraum liege in der Tiefe h . Schicht und Halbraum werden gekennzeichnet durch "numerische Leit



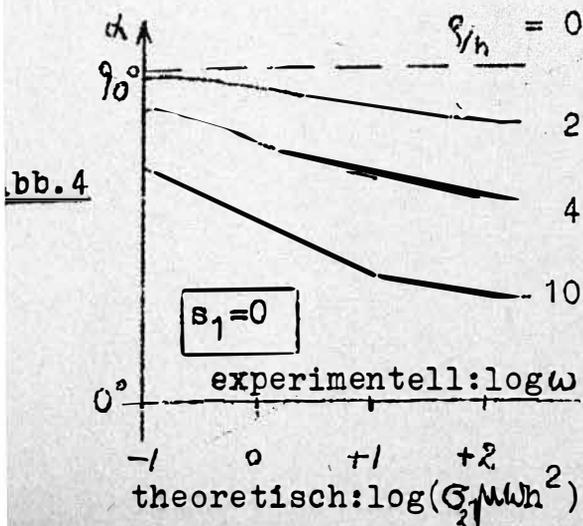
fähigkeiten" $s_1 = \sigma_1 \mu \omega h^2$ und $s_2 = \sigma_2 \mu \omega h^2$ (vgl. Literaturverzeichnis: Slichter, Knopoff).

a) Die obere Schicht sei nichtleitend ($\sigma_1 = 0$ und damit $s_1 = 0$) Trägt man wiederum den Vertikalwinkel der Feldellipsen an der Erdoberfläche in Abhängigkeit von $\log \varphi$ auf, so erhält man eine Kurve, die mit jeder der für verschiedene Werte von s_2 be-



rechneten und über $\log \varphi/h$ aufgetragenen Kurven durch Verschieben längs der Abszisse zur Deckung gebracht werden kann (Abb.3). Auf diese Weise ist also keine eindeutige Bestimmung von σ_2 und h möglich.

Trägt man dagegen den Vertikalwinkel für einen festen Abstand φ vom Dipol über $\log \omega$ auf, so hat man in den für verschiedene Werte von φ/h über $\log s_2$ aufgetragenen theoretischen Kurven eine Schar von wesentlich verschiedenen Vergleichskurven, mit denen σ_2 und h eindeutig bestimmt werden können (Abb.4)



Die gemessene Kurve läßt sich wieder durch Verschieben längs der Abszisse mit genau einer der Vergleichskurven zur Deckung bringen. Aus dem Wert des Parameters φ/h für diese Kurve und dem festen Abstand φ , in dem die Messungen ausgeführt wurden, ergibt sich die Tiefe h der Grenzfläche. Die Leitfähigkeit σ_2 des unteren Halbraumes läßt sich dann aus einem beliebigen entsprechenden Wertepaar von ω und s_2 auf der Abs-

b) Bei einer leitfähigen oberen Schicht ($s_1 \neq 0$) sind an Stelle der Kurven in Abb. 4 wesentlich verschiedene Vergleichskurvenscharen zu erwarten, so daß auch bei einer allgemeinen Zwei-Schichten-Erde eine eindeutige Bestimmung von σ_1, σ_2 und h möglich erscheint. Dazu müssen aber zunächst die numerischen, bzw. graphischen Ergebnisse von Slichter und Knopff erweitert werden.

Statt des hier betrachteten Vertikalwinkels können auch andere Bestimmungsstücke der Feldellipsen (Amplitude, Phase) verwandt werden. Der Modellfall des oszillierenden Dipols stellt zwar bezüglich der harmonischen Erregung eine Idealisierung der wirklich induzierenden Felder dar. Da die Feldellipsen beim oszillierenden Dipol jedoch den Vektogrammen bei aperiodischer Erregung entsprechen, entspricht dem Vertikalwinkel einer Feldellipse in erster Näherung der Maximalwert der Größe $\text{arc tg } \frac{Z}{H}$ (Z, H = Vertikal- und Horizontalkomponente von F_{normal}). Eine wesentlich stärkere Idealisierung der wirklichen Verhältnisse ist dagegen die aus mathematischen Gründen erfolgte Annahme einer dipolförmigen Quelle.