

Dr. K.-P. SENGPIEL, München

"Vergleich von Modellrechnungen mit Meßergebnissen des
erdelektrischen Feldes am Rheingraben"

Dienstag, den 4. 3. 1969

Der Rheingraben erstreckt sich über eine Länge von fast 300 km bei einer durchschnittlichen Breite von 35 km. Für die im Mittel 4 km mächtige Grabenfüllung ist ein mittlerer spezifischer Widerstand von 5 bis 10 Ωm anzunehmen; der spezifische Widerstand der Gesteine zu beiden Seiten des Grabens ist wesentlich größer. Somit ist der Rheingraben als eine zweidimensionale Leitfähigkeits-Anomalie anzusehen, mit der aus Symmetriegründen geforderten Eigenschaft, daß sich die induzierten elektromagnetischen Felder in der Längsrichtung y nicht ändern, d.h. es gilt $\frac{\partial}{\partial y} = 0$ (mit Ausnahme der Umgebung der Grabenenden). Es läßt sich für diesen Fall aus den Maxwell'schen Gleichungen ableiten, daß die von einem homogenen Magnetfeld H_0 induzierten Komponenten des elektrischen Feldes parallel und senkrecht zum Streichen des Grabens entkoppelt sind und zwar in der Weise, daß

- 1) H_{0y} nur die Komponenten E_x und E_z ,
- 2) H_{0x} und H_{0z} nur E_y induziert.

Es ist daher möglich, bei Modellrechnungen beide Fälle getrennt zu behandeln. Im folgenden sollen die Ergebnisse solcher Rechnungen mit Meßergebnissen vom Gebiet des Rheingrabens verglichen werden. Insbesondere soll untersucht werden, welche Aussagen über den tieferen Untergrund unter dem Rheingraben möglich sind.

I. Das elektrische Feld senkrecht zum Rheingraben

1) Modellrechnungen

Der Verlauf der senkrechten Komponente E_x des E-Feldes über verschiedenen Grabenmodellen wurde von RANKIN (1962)

theoretisch behandelt. Dem Fall des Rheingrabens entspricht etwa RANKINs Modell einer unendlich ausgedehnten Platte der Dicke H und des spezifischen Widerstandes ρ_2 , die von einem unendlich langen Streifen (= Graben) der Breite L und gleicher Dicke H , jedoch unterschiedlichen spezifischen Widerstands ρ_1 durchzogen wird. Ober- und unterhalb dieser Platte ist $\rho = \infty$. Daraus ergibt sich, daß das Magnetfeld H_y außerhalb der Platte auch in x -Richtung konstant ist, also beim Übergang über den Graben unverändert bleibt. Für das elektrische Feld E_x außerhalb (Medium 2) und innerhalb (Medium 1) des Grabens erhält RANKIN verschiedene Ausdrücke. Beide enthalten eine unendliche Summe, die für Aufpunkte in der Nähe der Grabenränder langsam, für weiter entfernte Punkte schnell konvergiert. Zur Berechnung des elektrischen Feldes mit den RANKINschen Formeln wurde ein Algol-Programm für beliebige Modell-Parameter entworfen. Für das Rheingraben-Modell wurde $\rho_1 = 5 \Omega\text{m}$, $L = 36 \text{ km}$, $H = 4 \text{ km}$ und $\rho_2 = 80 \Omega\text{m}$ (= mittlerer spez. Widerstand über die obersten 4 km) angenommen. Fig. 1 zeigt den Verlauf der Amplituden von E_x (bezogen auf das konstante H_y) für die Perioden 5, 50, 500 und 5000 sec. Fig. 2 zeigt die Phasendifferenz zwischen E_x und H_y . Als Abszisse ist jeweils die Entfernung x von der Grabenmitte gewählt; bei $x = L/2$ befindet sich der Grabenrand. Dort verändert sich die Amplitude von E_x bekanntlich im Verhältnis der spezifischen Widerstände der angrenzenden Medien. Nähert man sich von außen (= von rechts) dem Grabenrand, so ist bei RANKINs Modell nur eine sehr geringe Änderung von $|E_x|$ zu beobachten; das gleiche gilt für $T \gg 50 \text{ sec}$, wenn man sich von links (= grabenseitig) dem Rand nähert. Nur für sehr kurze Perioden ($T = 5 \text{ sec}$) ist grabenseitig ein größerer Randeffect festzustellen, der aber nach etwa 3 km abgeklungen ist. Die Phasen (Fig. 2) eilen in diesem Modell grabenseitig für $T = 5$ und $T = 50 \text{ sec}$ gegenüber dem Außenraum voraus. Für $T = 500$ und 5000 sec ist die Phasendifferenz zwischen E_x und H_y überall ≈ 0 . Zusammenfassend ist festzustellen, daß das elektrische Feld E_x in RANKINs Grabenmodell bereits in geringer Entfernung vom Grabenrand (hier ca. 3 km) den Wert für den Normalfall einer unendlich ausgedehnten Schicht entsprechender Leitfähigkeit annimmt. Leider ist in diesem Modell nicht berücksichtigt, wie

das E-Feld an der Erdoberfläche sich verhält, wenn sich in gewisser Tiefe unter der Platte eine Schicht guter Leitfähigkeit befindet.

2) Meßergebnisse

Die in Fig. 3 und 5 als dicke Punkte eingetragenen Meßwerte sind Mittelwerte der Übertragungsfunktionen in den Richtungen maximaler Kohärenz des E-Feldes an Wander- und Basisstation (siehe Beitrag von HAAK in diesem Heft S.109). Leere Kreise bedeuten unsichere Meßwerte. ⁺⁾

In Fig. 3 (oben) ist der Verlauf der Amplituden der zum Graben senkrechten Komponente E_x , bezogen auf eine Station am westlichen (linken) Profilende für Variationen der Periode $T = 50$ sec und 500 sec dargestellt. Deutlich ausgeprägt ist die sprunghafte Änderung der Amplituden beim Übergang über den Grabenrand und zwar in gleichem Maße für beide Perioden. Allerdings beträgt die Sprunghöhe etwa nur $4/5$ der berechneten. Die kleinräumigen Veränderungen der Feldstärke, insbesondere der steile Aufstieg westlich (links) vom Graben ist auf die wechselnde Mächtigkeit der sedimentären Deckschicht zurückzuführen, so wie es im unteren Teil von Fig. 3 dargestellt ist.

Im mittleren Teil von Fig. 3 ist die Phase von E_x , bezogen auf die Variationen am westlichen Profilende eingetragen. Für $T = 500$ sec ist - in Übereinstimmung mit der Theorie - keine systematische Phasendifferenz erkennbar. Für $T = 50$ sec ist der Verlauf der gemessenen Phasendifferenzen ein anderer als der berechnete: Außerhalb der Grabenränder sind relative Minima, innerhalb relative Maxima der Phasendifferenz zu beobachten. - Mit dem einfachen Modell von RANKIN können also die Meßergebnisse für E_x nicht vollständig erklärt werden.

⁺⁾ Die Messungen wurden im Herbst 1966 und 1967 von A. BERKTOLD, S. GREINWALD, V. HAAK und K.-P. SENGPIEL im Auftrag von G. ANGENHEISTER durchgeführt.

Die theoretische Behandlung erweiterter Modelle ist daher anzustreben. E_x scheint jedoch den Verlauf der Mächtigkeit der sedimentären Deckschicht längs des Profiles annähernd richtig wiederzugeben.

II. Das elektrische Feld parallel zum Rheingraben

1) Modellrechnungen

Der Verlauf von E_y und H_x über einem Grabenmodell wurde von R. LATKA (1966) mit numerischen Methoden berechnet. LATKA nimmt allerdings an, daß die Felder in relativ geringer Entfernung (= halbe Grabenbreite) vom Grabenrand bereits wieder den Normal-Wert gemäß dem CAGNIARD'schen Modell angenommen haben. Dies wird jedoch im allgemeinen nicht zutreffen.

Um den Einfluß einer vertikalen Grenzfläche - entsprechend einem Grabenrand - auf die parallele Komponente des elektrischen Feldes ($= E_y$) zu untersuchen, wurden hier Modellrechnungen von WEIDELT (1966) herangezogen. Diese gestatten es, das anomale innere Magnetfeld H_{xia} zu beiden Seiten der Grenzfläche zwischen dünnen Platten unterschiedlicher Leitfähigkeit zu berechnen. WEIDELT selbst hat Werte von H_{xia} für ein Leitfähigkeits-Verhältnis von 1:10 zwischen den beiden Platten, unter welchen sich in einer gewissen Tiefe a eine Schicht mit $\rho = 0$ befindet, ausgerechnet. Daraus wurde vom Verfasser ein komplexer Korrektionswert $R(x)$ bestimmt, mit dem man das normale elektrische Feld multiplizieren muß, um das wahre, d.h. durch die vertikale Grenzfläche veränderte, elektrische Feld E_y zu erhalten. Betrag und Argument dieses Faktors $R(x)$ sind in Fig. 4 als Ordinate aufgetragen. Die Abszisse gibt die Entfernung von der Grenzfläche an; die obere Skala gilt für $T = 50$ sec, die untere ist auf eine charakteristische Länge $\eta_2 = 2\rho_2/\omega\mu_0 d$ (mit $d =$ Plattendicke, $\rho_2 =$ spezifischer Widerstand der besser leitenden Platte) bezogen. R wirkt in der Nähe der Grenzfläche auf E_y ähnlich wie eine gutleitende Schicht im Untergrund: Die durch die Leitfähigkeitsänderung der oberen Schicht zu erwartende Änderung des elektrischen Feldes wird herabgemildert. In Fig. 4 ist zu sehen, daß z.B. in 20 km Ent-

fernung von der Grenzfläche auf der Seite der gutleitenden Platte (= rechte Hälfte der Fig.) das E-Feld (für $T = 50$ sec) noch stark erhöht ($|R| > 1.5$) ist und daß von der normalen Phase im Falle ϕ_{∞} etwa 30° abzuziehen sind. Die Indizes von R und ϕ beziehen sich auf die Tiefe der Konduktopause, die hier entweder ∞ oder $2\eta_2$ ist, d.h. für $\eta_2 = 15.6$ km (bei $T = 50$ sec) ist $a \approx 31$ km. Über der schlechter leitenden Platte ist die Amplitude von E_y anomal klein (z.B. $|R| < 0.6$ bei $x = 20$ km). Eine gewisse, interessante Ausnahme zeigt der Verlauf der anomalen Phase ϕ_k in Anwesenheit einer gutleitenden Schicht in relativ geringer Tiefe (hier ca. 31 km): Bereits in etwa 20 km Entfernung (rechts) von der Grenzfläche (bzw. 25 km auf der linken Seite) ist die anomale Phase $\phi_k \neq 0$. Dort hat sich also die Phase von E_y bereits auf den Normalfall eingestellt. Bei fehlender Konduktosphäre ist die durch die vertikale Grenzfläche verursachte Störung des normalen E-Feldes noch in großer Entfernung unerwartet groß. In diesem Grenzfall beherrscht also die vertikale Grenzfläche das E-Feld (E_y) in einer großen Umgebung sehr stark. Im anderen Grenzfall einer hoch liegenden Konduktosphäre wirkt die Störung durch die Grenzfläche nur in deren Nahzone, insbesondere in Bezug auf die Phasen.

2) Meßwerte

In Fig. 5 sind die Meßwerte für die Parallel-Komponente E_y (bezogen auf die gleiche Basisstation wie in Fig. 3) für $T = 50$ und 500 sec als dicke Punkte eingetragen, und zwar im oberen Teil die relativen Amplituden q_{μ} und in der Mitte die Phasendifferenzen $\Delta\phi_{\mu}$. Im unteren Teil des Bildes sind die aus relativen Amplituden und Phasen berechneten Werte für die sedimentäre Deckschicht eingezeichnet. Die dünnen Linien ergaben sich aus Modellrechnungen: Die durchgezogenen Linien stammen von LATKA für ein Grabenmodell mit $d = 9$ km, $a = 48$ km, $\sigma_1:\sigma_2 = 1:10$ und einer Breite von 36 km; die gestrichelten dünnen Linien wurden aus R_{∞} (= o.C.) und R_k (= m.C.) der Fig. 4 gewonnen. Letzteren zufolge sollte sich im Bereich der Grabenränder eine wesentlich schwächere Änderung von E_y ergeben, als tatsächlich beobachtet wurde (und wie sie auch die LATKAsche Modellkurve zeigt). Dies gilt sowohl für den Vergleich der

Amplituden- als auch der Phasenkurven. Es sei jedoch daran erinnert, daß beim Modell von WEIDELT nur eine Grenzfläche vorkommt, in der Umgebung der Grabenmitte aber der Einfluß beider Grabenränder zusammenwirkt. Außerhalb des Grabens wird allerdings der Einfluß des näheren Grabenrandes vorherrschen. Dennoch weisen z.B. die gemessenen Kurven für die relativen Amplituden $q_{||}$ erhebliche Unterschiede gegenüber den berechneten Kurven (m.C., o.C.) im Ostteil des Profils (Fig. 5 oben, rechts) auf. Da der beobachtete starke Anstieg der relativen Amplituden weder mit einer starken Abnahme der integrierten Leitfähigkeit der Deckschicht erklärt werden kann - wie der steile "peak" westlich des Grabens - noch als "Randeffekt" zu betrachten ist, müssen weitere Annahmen über die mögliche Leitfähigkeitsverteilung gemacht werden. Immerhin fällt auf, daß der beobachtete Anstieg von $q_{||}$ für $T = 50$ sec und $T = 500$ sec etwa gleich groß ist. Die Ursache dafür ist also weniger an der Oberfläche als in einiger Tiefe zu suchen; z.B. könnte der beobachtete Effekt qualitativ durch eine gutleitende Schicht im Untergrund erklärt werden, die überall unter dem Meßprofil, ausgenommen unter dessen östlichem Ende, vorhanden ist. Andere Möglichkeiten der Interpretation können natürlich zunächst nicht ausgeschlossen werden. Falls eine solche gutleitende Schicht unter dem größten Teil des Meßprofils vorhanden ist, sollte - wie bei der Diskussion von Fig. 4 bereits vermerkt wurde - die anomale Phase ϕ_K am westlichen Profilende und in der Grabenmitte klein sein, so daß für die Phasen der Normalfall (CAGNIARDsches Modell) anzunehmen wäre. In Fig. 6 ist die Phasendifferenz von E und H für zwei Drei-Schichten-Fälle in Abhängigkeit von der Tiefe h (= Abszisse) der dritten, gutleitenden Schicht (unendlicher Dicke) aufgetragen, und zwar für $T = 50$ und 500 sec. Das Modell TRI (grabenferne Station) gilt für $\rho_1 = 20 \Omega\text{m}$, $d_1 = 1$ km und KUH (Grabenmitte) für $\rho_1 = 5 \Omega\text{m}$ und $d_1 = 4$ km. $\rho_2 = 5000 \Omega\text{m}$ und $\rho_3 = 5 \Omega\text{m}$ ist in beiden Modellen gleich. Schraffiert eingetragen ist die beobachtete Phasendifferenz für Meßpunkte, die dem Modell TRI und KUH entsprechen, und zwar die Werte für $T = 50$ sec (40° bis 55°) und $T = 500$ sec (ca. 15°). Die beiden schraffierten Bereiche fallen zusammen über der Abszisse $h = 22$ km, wohin die Oberkante der

gutleitenden Schicht im Normalfall zu legen wäre, um die beobachteten Phasendifferenzen zu erklären. Über die erforderliche Dicke dieser Schicht kann hier nichts gesagt werden.-

Die obige Aussage ist zunächst nicht viel mehr als eine Ausgangsbasis für weitere Untersuchungen. So ist zunächst zu prüfen, ob a l l e vorhandenen Meßwerte aus diesem Gebiet mit diesem Ergebnis in Einklang zu bringen sind.

Abschließend kann man feststellen, daß die hier zur Interpretation benutzten einfachen Modelle der Leitfähigkeitsverteilung im Untergrund zur Erklärung der Meßwerte noch nicht ausreichen. Aber es werden doch die Richtungen aufgezeigt, in die eine weitergehende Interpretation mit komplizierteren Modellen zielen sollte.

Literatur:

LATKA, R.: Modellrechnungen zur Induktion im Erdinnern. Diplomarbeit am Inst. für Angew. Geophysik der Univ. München, 1966.

RANKIN, D.: The magnetotelluric effect on a dike. Geophysics 27, 666-676, 1962.

WEIDELT, P.: Modellrechnungen zur Deutung der norddeutschen Leitfähigkeitsanomalie als oberflächennahe Leitfähigkeitsänderung. Diplomarbeit am Geophysikal. Inst. der Univ. Göttingen, 1966.

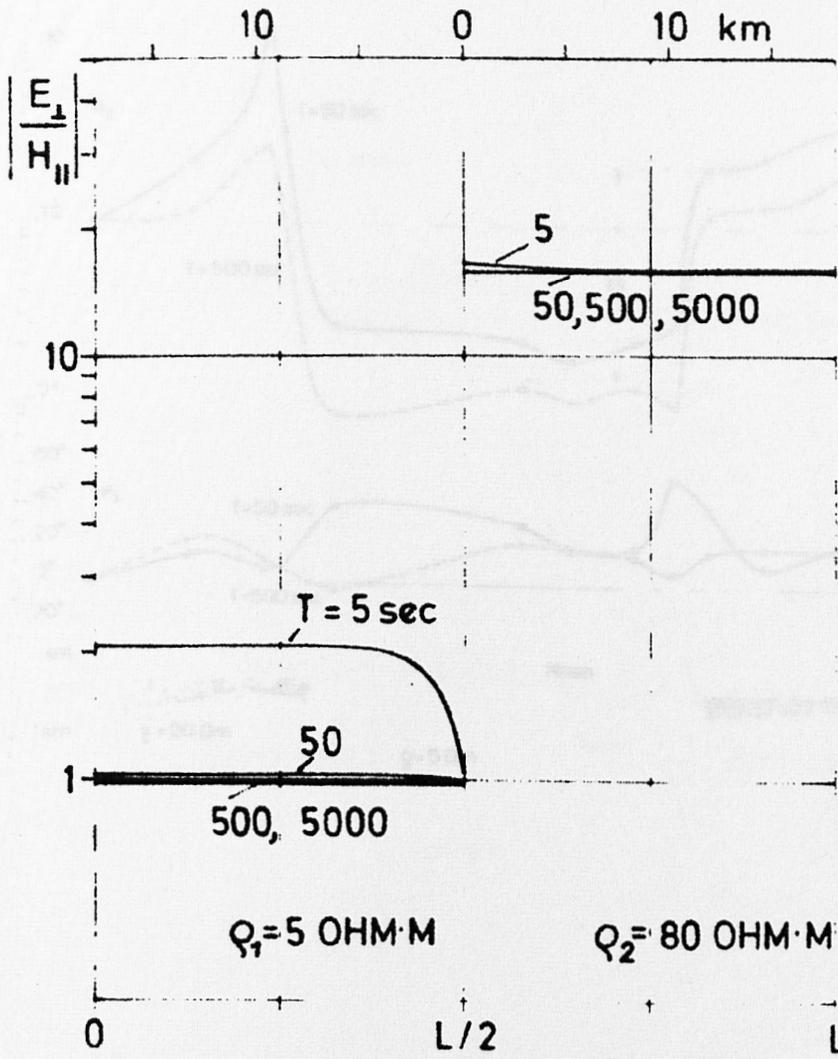


Fig. 1

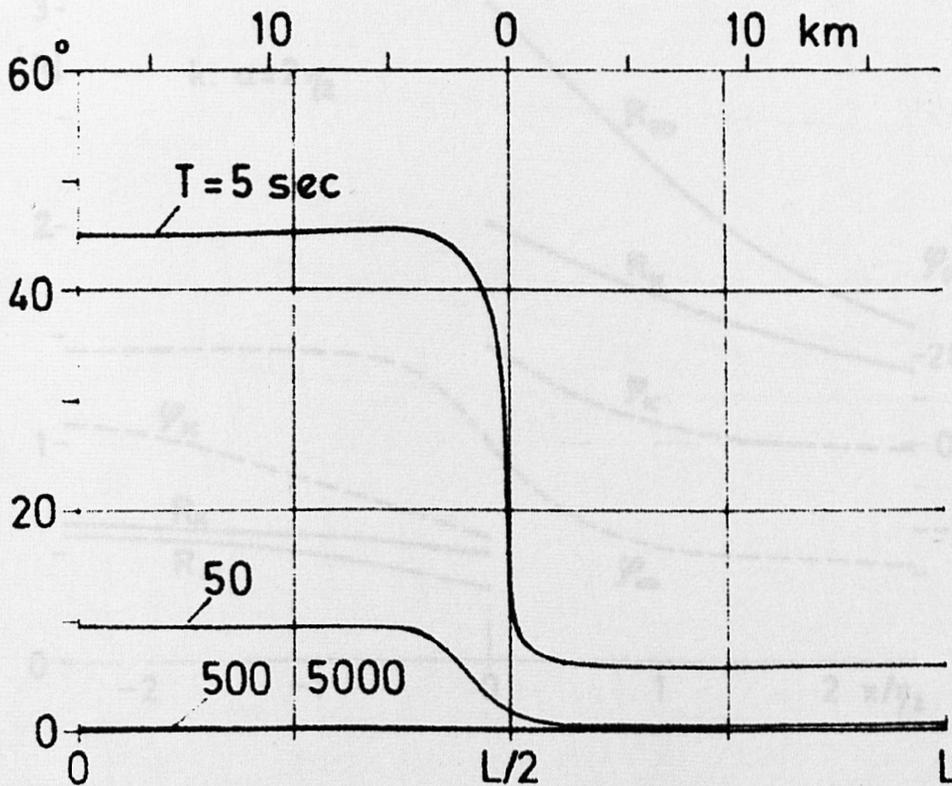


Fig. 2

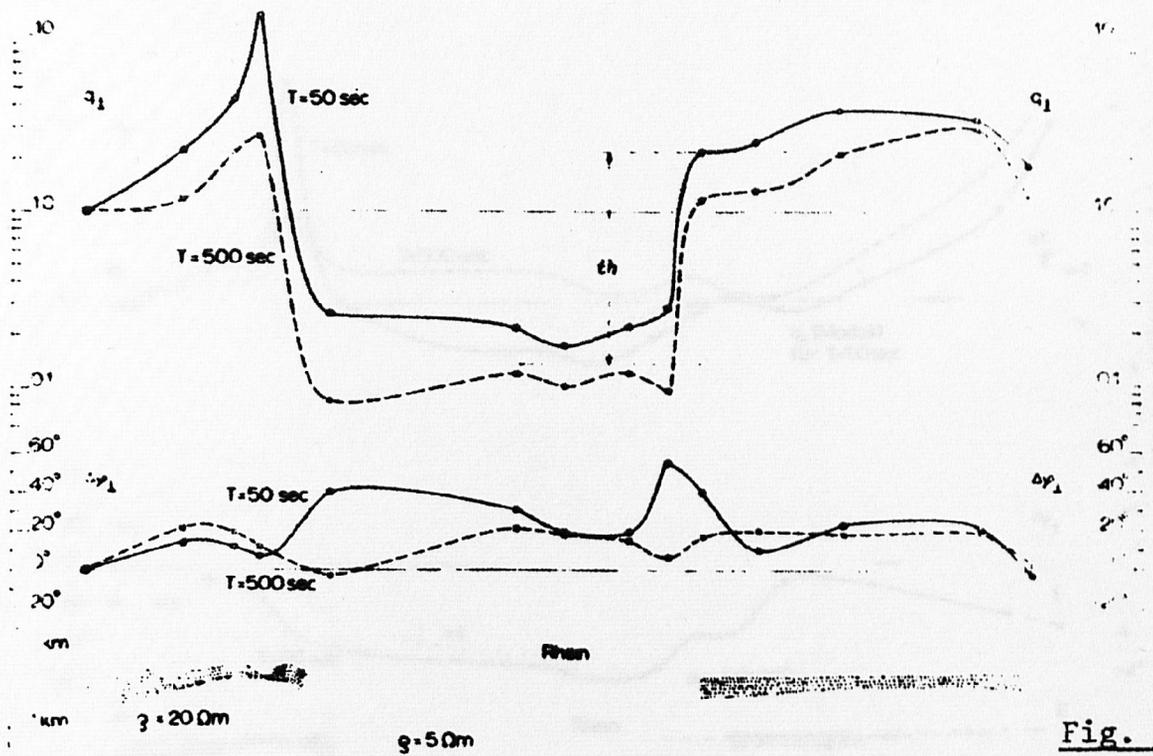


Fig. 3

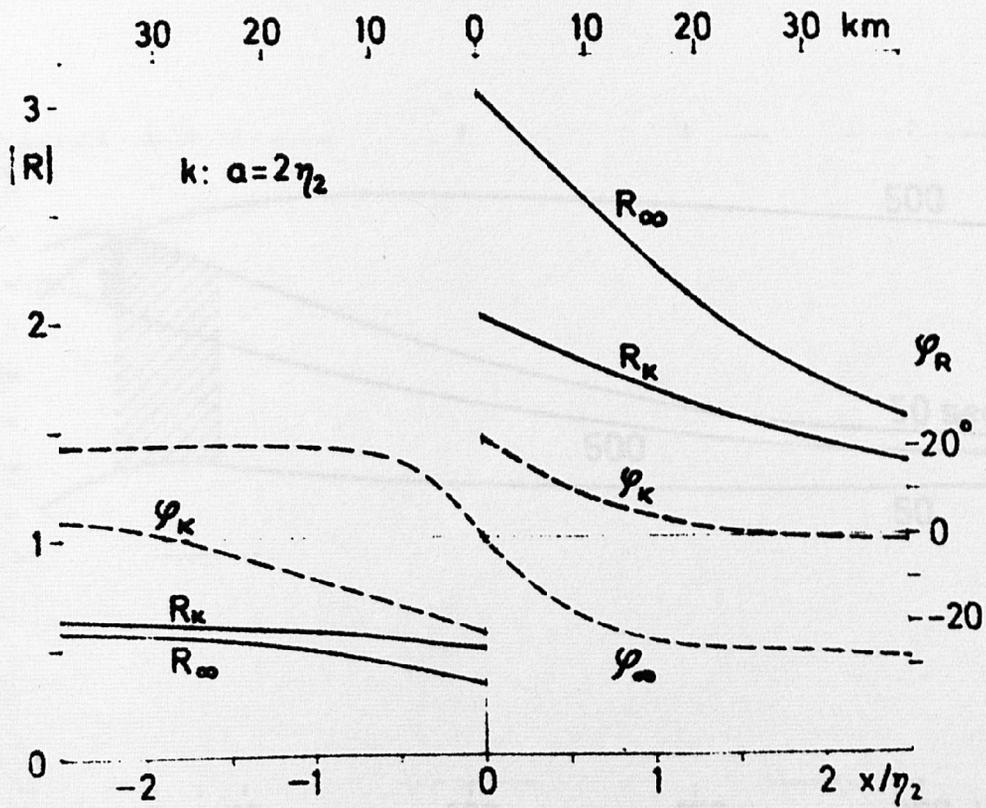


Fig. 4

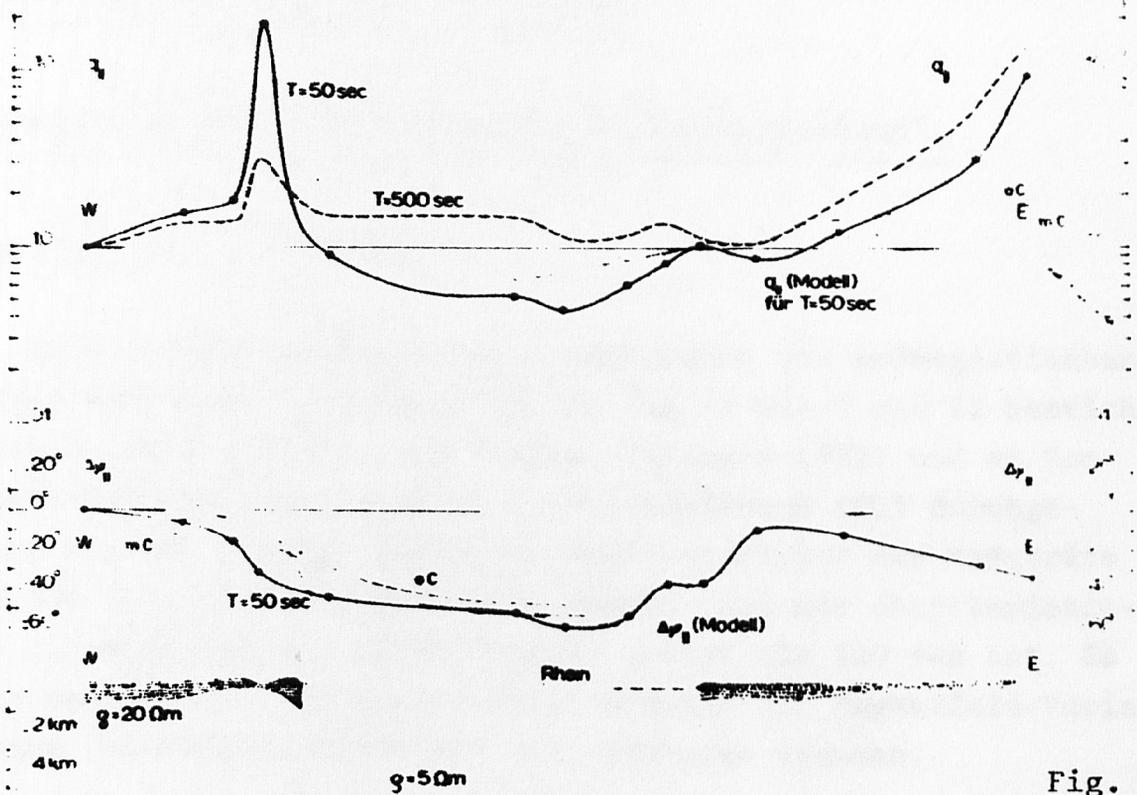


Fig. 5

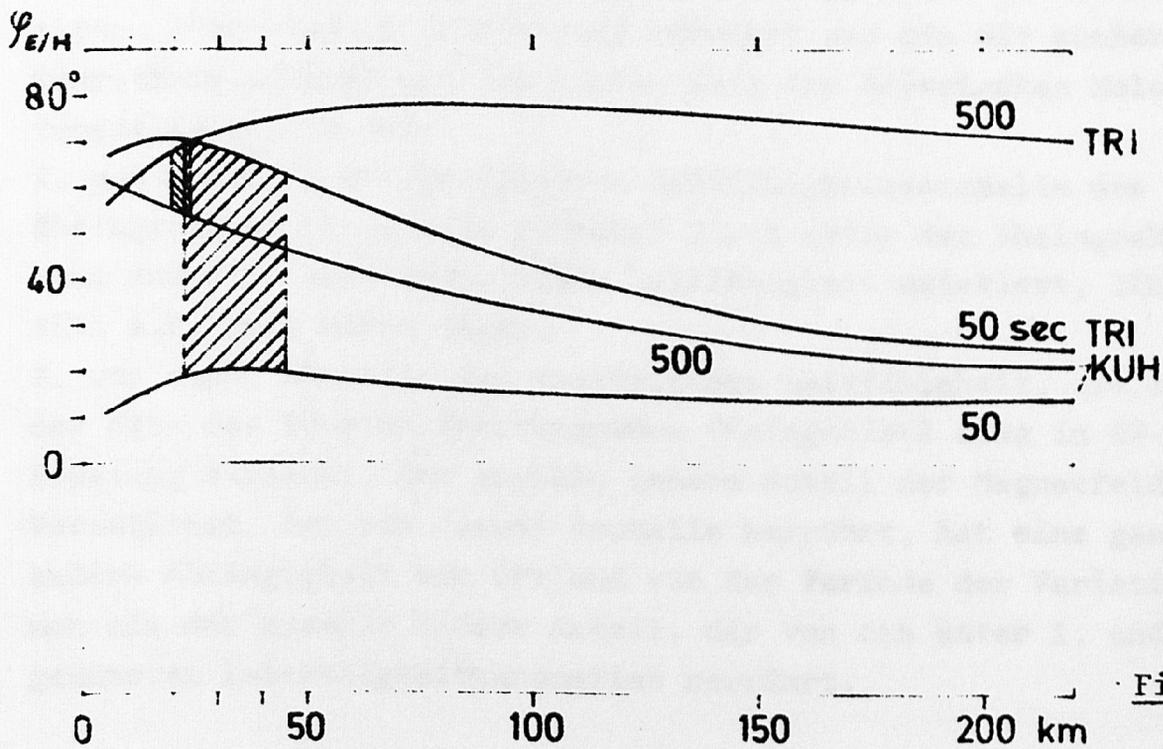


Fig. 6