

E.-K. BLOHM & J. HOMILIUS, Hannover

"Anschlußmessungen der Tiefengeoelektrik an Tiefbohrungen"

Montag, den 11.3.1974

1. Einleitung

Die Arbeitsgruppe Tiefengeoelektrik des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung befaßt sich im Rahmen eines durch die DFG geförderten Programmes mit der Erprobung eines Instrumentariums zur Durchführung von Widerstandsmessungen zur Erreichung von Aufschlußtiefen von mehreren Kilometern. Während die technische Seite weitgehend gelöst ist, treten immer wieder Fragen bei der Deutung der gewonnenen GTS-Kurven auf, die sich üblicherweise nicht bei Widerstandsmessungen für flache Teufen stellen. Es sind dies z.B. die Frage der Lateral-Effekte und der Einfluß der Anisotropie eines mächtigen Schichtpaketes.

Diese Einflüsse wurden besonders deutlich bei der Interpretation der 1967 im Rheingraben gewonnenen GTS-Kurve Lahr, wo trotz Berücksichtigung lateraler Effekte hohe Anisotropiewerte der gesamten Grabenfüllung aufgetreten sind (HOMILIUS & BLOHM 1973).

Um die Einflüsse näher zu untersuchen, wurden in der Folgezeit mehrere Versuche gemacht, an Tiefbohrungen Anschlußmessungen durchzuführen und die Ergebnisse mit den Bohrergebnissen, insbesondere mit den geoelektrischen Bohrlochdiagrammen zu vergleichen. Man stößt hierbei auf den Begriff der Anisotropie, über den MAILLET (1932, 1947) eingehende Überlegungen angestellt hat, insbesondere im Hinblick auf den Zusammenhang zwischen Bohrlochdaten und scheinbarem Widerstand einer GTS.

Wir wollen hier an die Überlegungen über die Anisotropie anknüpfen, die FLATHE (1971) in Rothenberge zur Diskussion stellte (vgl. auch FLATHE & HOMILIUS 1972).

Eine Anisotropie in einer Schichtfolge liegt vor, wenn sich die Längsleitfähigkeit (parallel zur Schichtung) und der Querswiderstand (senkrecht zur Schichtung) unterscheiden.

Wir haben weiterhin zu unterscheiden:

Mikroanisotropie	Makroanisotropie	Pseudo-Anisotropie
$\theta \cong 1$	$\lambda \cong 1$	$[\rho] \cong 1$

- a) Mikroanisotropie  $\theta$  liegt in einer Feinschichtung vor, die selbst in einem Bohrloch geoelektrisch quantitativ nicht faßbar ist. Eine Schicht der Dicke  $m$  mit dem Durchschnittswiderstand  $\rho$  wirkt nach außen wie eine Schicht mit der Mächtigkeit  $\theta \cdot m$ .
- b) Makroanisotropie  $\lambda$  liegt bei Schichten vor, wenn diese sich im Bohrlochdiagramm gegeneinander abgrenzen lassen. Sind die Mächtigkeiten  $m_i$  und die "wahren" spezifischen Widerstände  $\rho_i$  aus dem Bohrlochdiagramm bekannt, so kann die Makroanisotropie eines Schichtpaketes  $j$  berechnet werden, wie noch gezeigt wird.
- c) Von Pseudo-Anisotropie zu sprechen ist dann angebracht, wenn bei der Auswertung geoelektrischer Widerstandsmeßkurven unter Benutzung von Hilfspunkt-Diagrammen Schichtgrenzen-Änderungen gegenüber den wahren Schichtgrenzen entstehen.

Bekanntlich faßt man beim Auswerten mehrere Einzelschichten, die sich in der Meßkurve als solche erkennen lassen, zu einer Schicht zusammen, die einen Pseudo-Widerstand und eine Pseudo-Mächtigkeit besitzt.

Bei den folgenden Überlegungen geht es darum, die Makroanisotropie geeigneter Schichtpakete eines Bohrlochdiagramms zu berechnen, um z.B. Ausgangswerte für die Berechnung einer GTS-Modellkurve für eine Oberflächensondierung an einer solchen Bohrung zu erhalten.

## 2. Vergleich von GTS-Kurven mit Bohrlochmessungen

Wie läßt sich die Makroanisotropie  $\lambda_j$  einer Schichtfolge  $j$  berechnen?

Aus Widerstandsdiagrammen einer Tiefbohrung werden die spezifischen Widerstände  $\rho_i$  möglichst vieler, widerstandsmäßig unterscheidbarer Schichten mit den Mächtigkeiten  $m_i$  bestimmt. Bei der folgenden Berechnung aus Bohrlochdaten darf nicht vergessen werden, daß die benutzten  $\rho_i$  keineswegs echte Widerstandswerte sind, sondern gemäß dem "Anisotropie-Paradoxon" (MAILLET & DOLL 1932) immer Längswiderstände (also  $\rho_{(II) i}$ ).

Geeignet erscheinende Schichtfolgen  $j$  werden nun zusammengefaßt und dafür der spezifische Querwiderstand

$$(\rho_t)_j = \frac{1}{h_j} \sum m_{ij} \cdot \rho_{ij} \quad (h_j = \sum m_{ij})$$

sowie die spezifische Längsleitfähigkeit

$$\left(\frac{1}{\rho_l}\right)_j = \frac{1}{h_j} \sum \frac{m_{ij}}{\rho_{ij}}$$

bestimmt. Das geometrische Mittel aus Längs- und Querwiderstand nennen wir Ersatzwiderstand:

$$\bar{\rho}_j = (\sqrt{\rho_t \rho_l})_j$$

Der Anisotropie-Koeffizient

$$\lambda_j = \left(\sqrt{\frac{\rho_t}{\rho_l}}\right)_j$$

stellt den Faktor dar, um den die Gleichstrom-Tiefensondierung ein gegebenes Schichtpaket  $j$  als zu mächtig erscheinen läßt. Diese Betrachtungen sind gültig für den homogenen, horizontal geschichteten Untergrund.

Um die Berechnung der Makroanisotropie aus einem Bohrlochdiagramm zu verdeutlichen, ist in Fig. 1 ein Ausschnitt aus einem Laterolog-Diagramm aus einer Keuper-Formation nördlich des Bodensees dargestellt. Die daraus abgelesenen Widerstandswerte sind beispielsweise folgende

Teufe [m]	$m_i$	$R_{LL} = \rho_i$	$m_i \rho_i$	$m_i / \rho_i$
2400 - 2402,5	2,5 m	7,2 m	17,5	0,357

Es ist bei dem Laterolog-Diagramm durchaus möglich, Schichten mit einer Mächtigkeit von 0,5 m widerstandsmäßig zu unterscheiden. Außerdem können die Widerstandswerte des Laterologs mit hinreichender Genauigkeit als wahre Gebirgswiderstände angesehen werden, soweit nicht außergewöhnliche Bohrlochverhältnisse eine Korrektur erforderlich machen.

Für die in dem Beispiel behandelte Schichtfolge "Stubensandstein - Rote Wand - Schilfsandstein - Gipskeuper" ergeben sich

ein Anisotropiekoeffizient	$\lambda_j = 1,25$
ein mittlerer Längswiderstand	$\rho_l = 10,65 \text{ Ohm.m}$
ein spez. Querwiderstand	$\rho_t = 16,54 \text{ Ohm.m}$
ein spez. Ersatzwiderstand	$\bar{\rho}_j = \sqrt{\rho_t \rho_l} = 13,17 \text{ Ohm.m.}$

Für den angestrebten Vergleich einer GTS-Kurve, die an der Oberfläche in der Nähe einer Tiefbohrung gemessen wurde, mit Bohrlochmessungen wird nunmehr eine Modellkurve folgendermaßen berechnet:

Die Schichtenfolgen  $j$  werden mit ihren Ersatzwiderständen  $\bar{\rho}_j$  und den um die Faktoren  $\lambda_j$  "aufgeblähten" Mächtigkeiten geologisch geordnet und in ein Computerprogramm für Schlumberger-Modellkurven gegeben, das die Modellkurve zu berechnen gestattet. Dabei müssen die Widerstände der oberflächennahen Schichten, die meist in den Bohrlochdiagrammen einer Tiefbohrung ausfallen, willkürlich den wirklichen Verhältnissen angepaßt werden. Die Mikroanisotropie  $\theta$ , die in den Schichten zusätzlich vorhanden sein kann, kann weder durch Bohrlochmessungen noch durch Oberflächenmessungen erfaßt werden. Sie wird bei den Untersuchungen zunächst gleich eins gesetzt; bei Abweichungen zwischen der an der Erdoberfläche gemessenen GTS-Kurve und der aus Bohrlochdiagrammen abgeleiteten Modellkurve sollte überlegt werden, wieweit diese Abweichungen evtl. auf die Mikroanisotropie einzelner Schichten zurückzuführen ist.

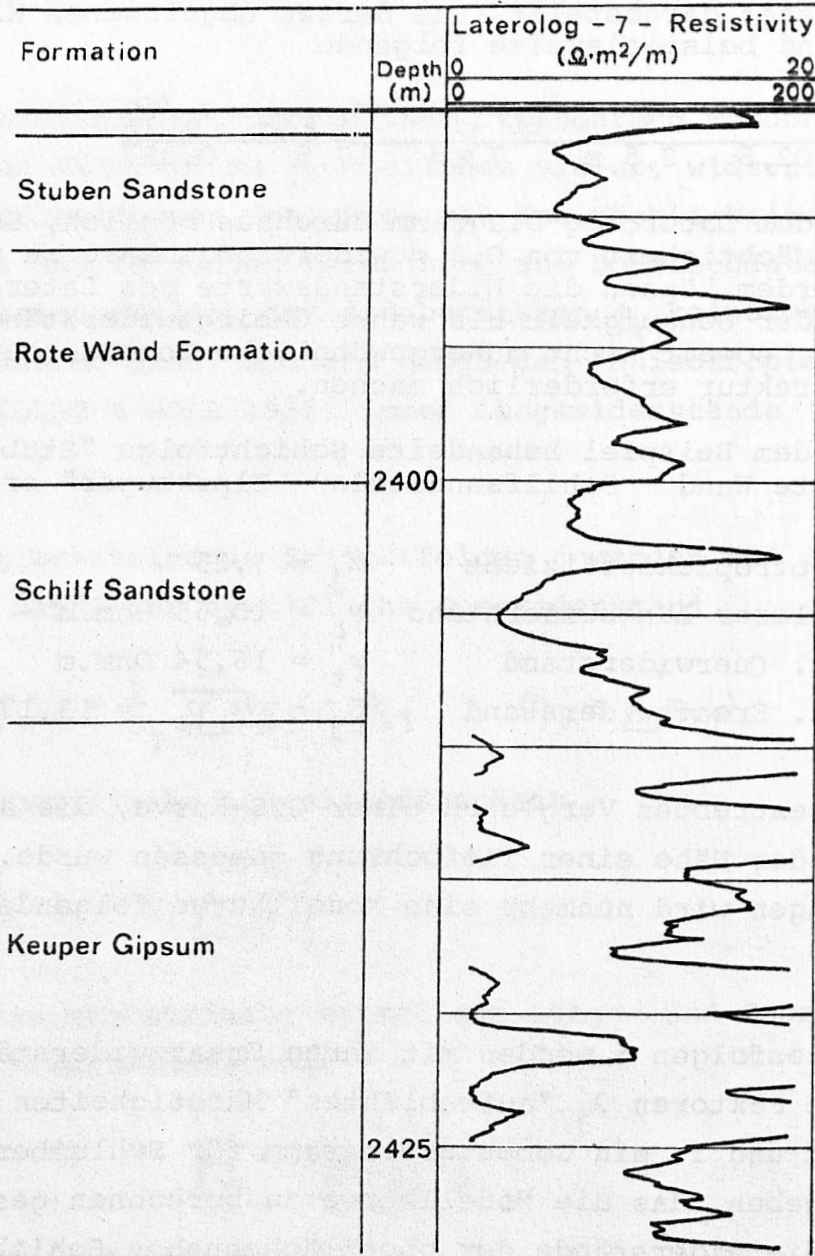


Fig.1: Laterolog ( $R_{LL}$ ) der Bohrung Markdorf 2.  
Ausschnitt aus der Keuper-Formation.

Im folgenden sollen einige Versuche diskutiert werden, bei denen in der Nähe von Tiefbohrungen geoelektrische Tiefensondierungen ausgeführt worden sind.

### 3. Vergleichsmessungen an der Tiefbohrung Urmannsau 1

Im Zusammenhang mit dem Projekt einer Tiefbohrung in den deutschen Kalkalpen war die Frage gestellt worden, ob geoelektrische Tiefensondierungen niederohmige Schichten des Helvetikum, Flysch und der Molasse unter einer mächtigen hochohmigen Kalk/Dolomit-Decke erkennen lassen.

Um die Frage zu beantworten, ob durch eine geoelektrische Tiefensondierung in der vergleichsweise ähnlich gelagerten geologischen Situation, wie sie die Bohrung Urmannsau 1 ange- troffen hat, Aussagen über eine niederohmige Folge unter ei- ner mächtigen hochohmigen Decke gemacht werden können, wurden folgende Fakten zusammengetragen:

- a) Die Bohrlochdiagramme der Tiefbohrung Urmannsau 1 zeigen an, daß eindeutig Schichten unterschiedlichen Widerstandes vorliegen. Dabei heben sich markant die Kalke, Dolomite, Mergelkalke, Rauhwacken und Schiefer der Trias, des Jura und des Neokom durch höhere Widerstände von den liegenden Schichten, vor allem den Tonen und Tonmergeln des Helveti- kum und der Molasse ab. Das Kristallin im Liegenden hat sehr hohe Widerstände.

Fig.2 gibt einen Überblick über die Lage der Bohrung Ur- mannsau 1, Fig.3 einen geologischen Schnitt, der von KRÖLL & WESSELY (1967) entwickelt worden ist.

- b) Die Analyse der Bohrlochdiagramme erlaubt, die Anisotropie zusammengefaßter Schichtpakete zu berechnen und damit ein Maß zu gewinnen, wie stark im Widerstandsbild einer GTS- Kurve ein solches Schichtpaket "aufgebläht" erscheint (Fig.4).

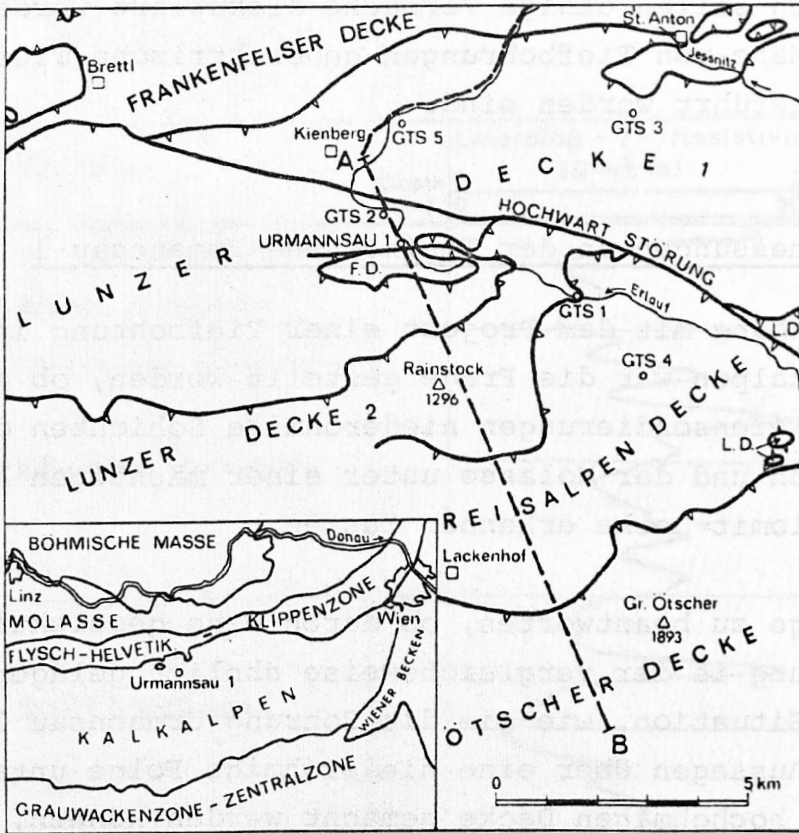


Fig.2: Lage der Tiefbohrung Urmannsau 1

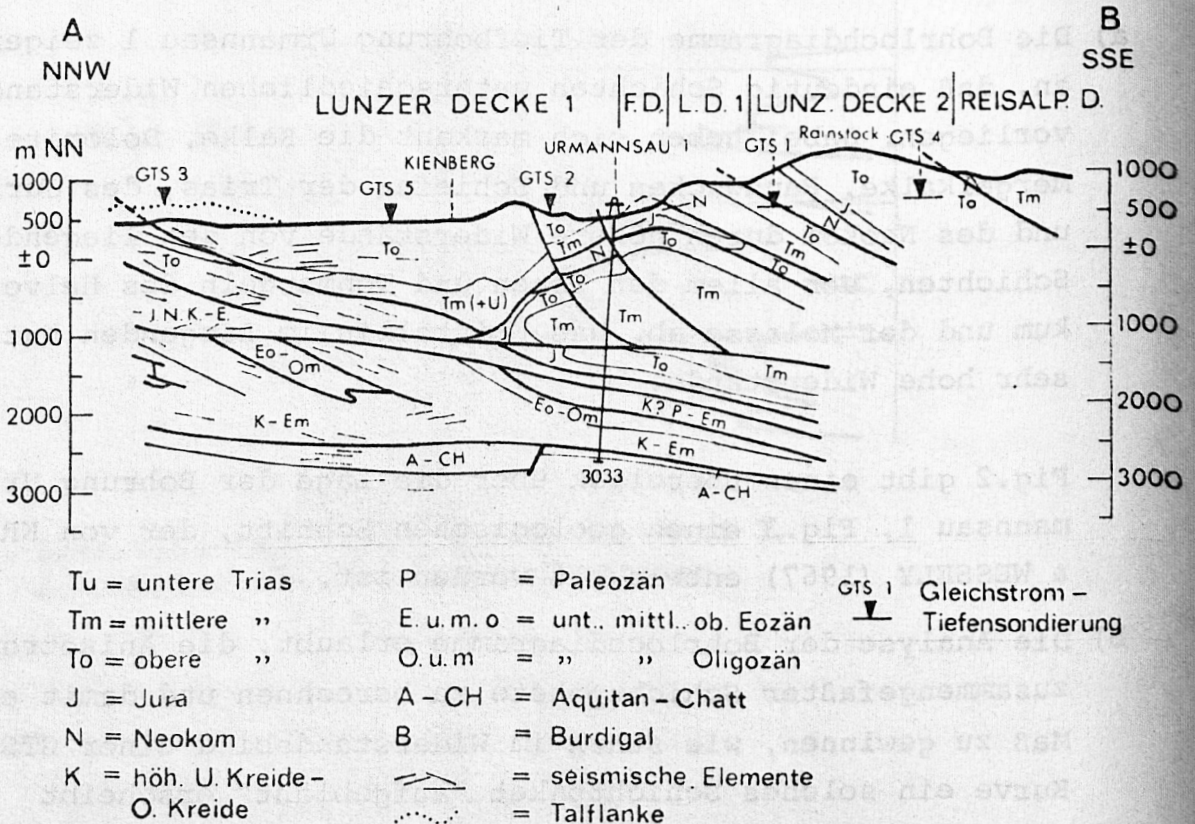
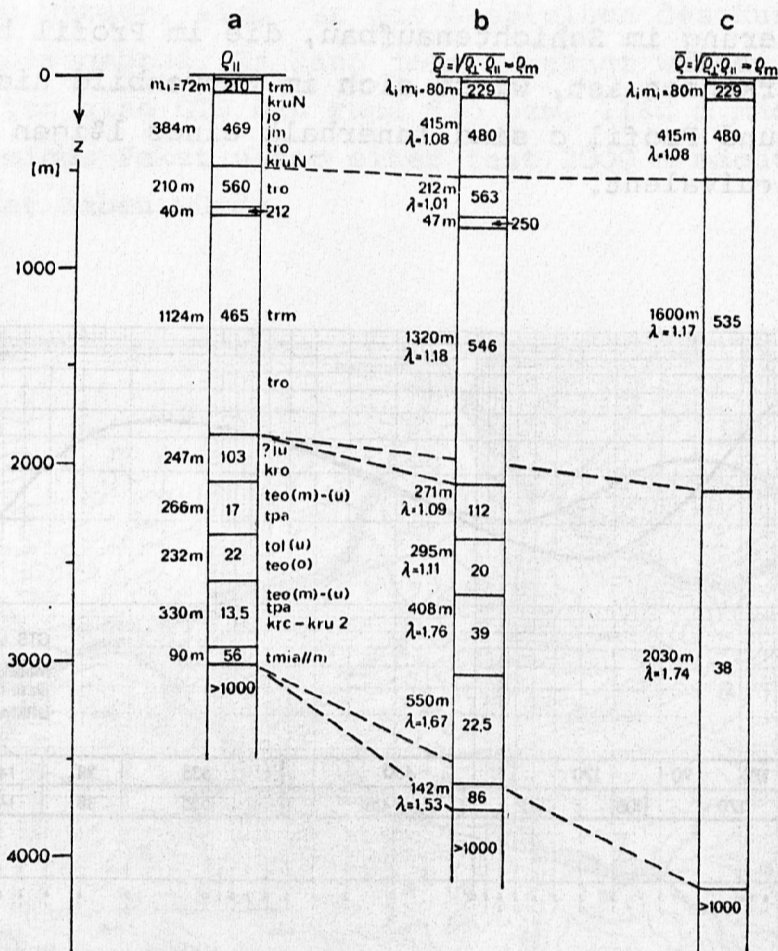


Fig.3: Geologischer Schnitt im Gebiet der Tiefbohrung Urmannsau 1 (nach KRÖLL & WESSELY 1967) mit den in den Schnitt projizierten GTS-Positionen 1970.



**Fig. 4:** GTS URMANNSAU 1970  
Widerstandprofile  
berechnet aus Bohrlochmeßdaten  
der Tiefbohrung URMANNSAU 1

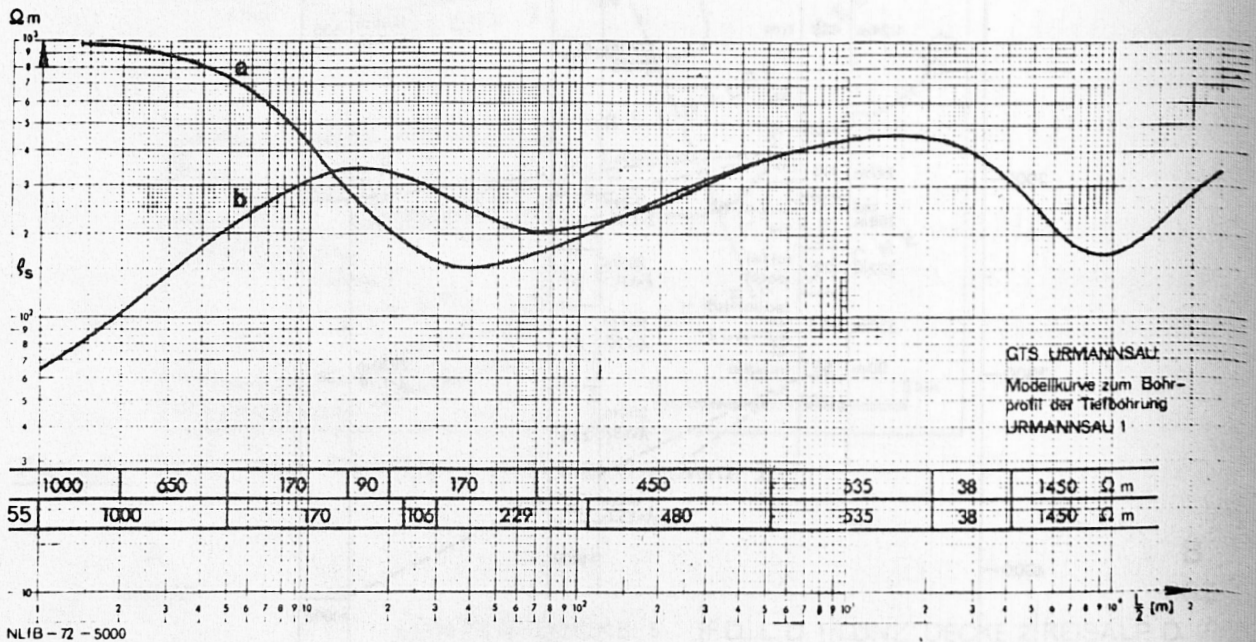
- a Widerstandsprofil aus Bohrlochmeßdaten (Mittl. Langwiderstände).
- b Widerstandsprofil mit Berücksichtigung der Makroanisotropie aus Bohrlochmeßdaten. (Mikroanisotropie unbekannt, durchweg  $\theta = 1$  gesetzt).
- c Vereinfachtes Widerstandsprofil, äquivalent zu b.

c) Eine GTS-Modellkurve wurde an Hand der so aufgearbeiteten Bohrlochdaten berechnet (Fig. 5). Diese zeigt eindeutig ein von dem niederohmigen Helvetikum bzw. der Molasse stammendes Kurvenminimum zwischen  $AB/2 = 6$  km und 12 km ( $AB=L$ ). Schon bei kürzeren Elektrodenabständen, etwa ab  $AB/2 = 3$  km, ist ein Abstieg der Meßkurve zu kleineren Widerstands-



werten zu erkennen. Ein solches Modell gilt allerdings nur für einen parallel geschichteten Untergrund.

Eine Feingliederung im Schichtenaufbau, die im Profil b der Fig.4 zu erkennen ist, wirkt sich im Kurvenbild nicht aus. Profil b und Profil c sind innerhalb eines 1 $\frac{1}{2}$ igen Fehlerschlauchs äquivalent.



**Fig.5:** Modellkurve zum Bohrprofil c von Fig.4 der Tiefbohrung Urmannsau 1. Die Varianten a und b zeigen den (für den Tiefeneffekt unwesentlichen) Einfluß oberflächennaher Schichten, wie sie im Meßgebiet vorlagen.

- d) In der Umgebung der Tiefbohrung wurden fünf geoelektrische Tiefensondierungen angesetzt. Die Geländebedingungen ließen es zu, zwei dieser Tiefensondierungen (GTS 1 und GTS 5 in Fig.6) ungestört bis zu Elektrodenabständen  $AB/2 = 3$  km auszudehnen. GTS 5 ist in Fig.7 dargestellt. Bei beiden Sondierungskurven konnte kein Kurvenabstieg bei den maximalen Elektrodenauslagen, eher ein Anstieg zu höheren Werten beobachtet werden.

Topographische und geologische Gründe, aber auch die Unsicherheit, mit der die letzten Meßpunkte der Kurven aufgenommen wurden, sind für das Ausbleiben des Kurvenabstiegs ausschlaggebend. Es kann jedoch gesagt werden, daß grundsätzlich eine GTS ein rund 830 bzw. 1160 m mächtiges niederohmiges Paket unter einer fast 2000 m mächtigen Decke erkannt haben würde.

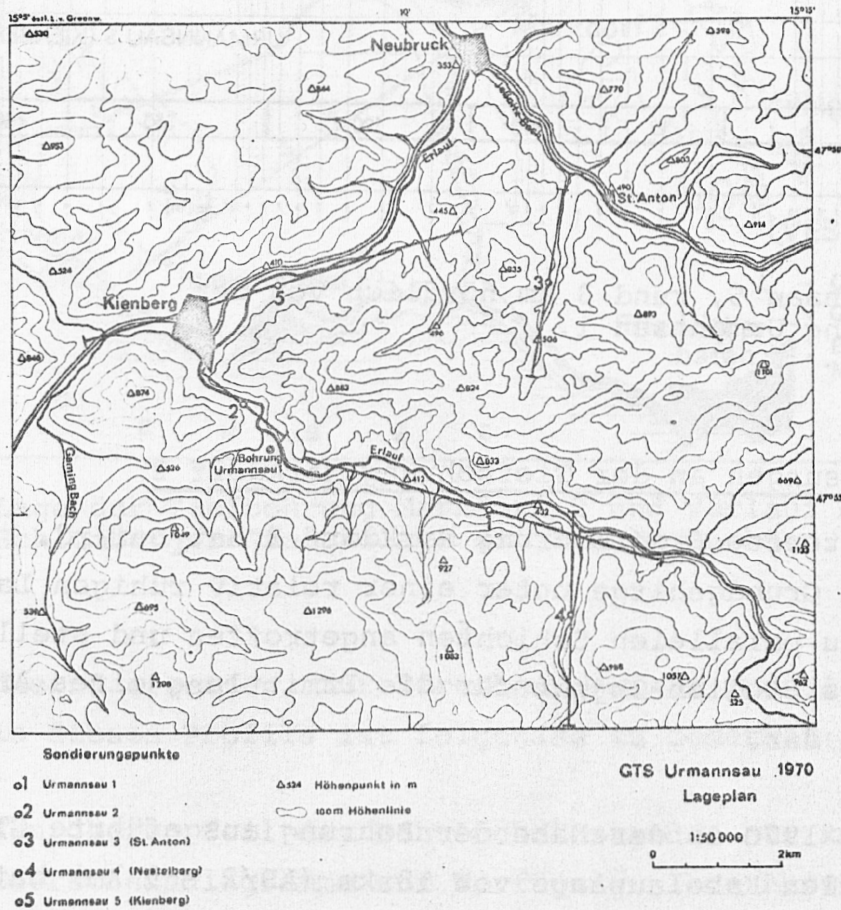


Fig. 6

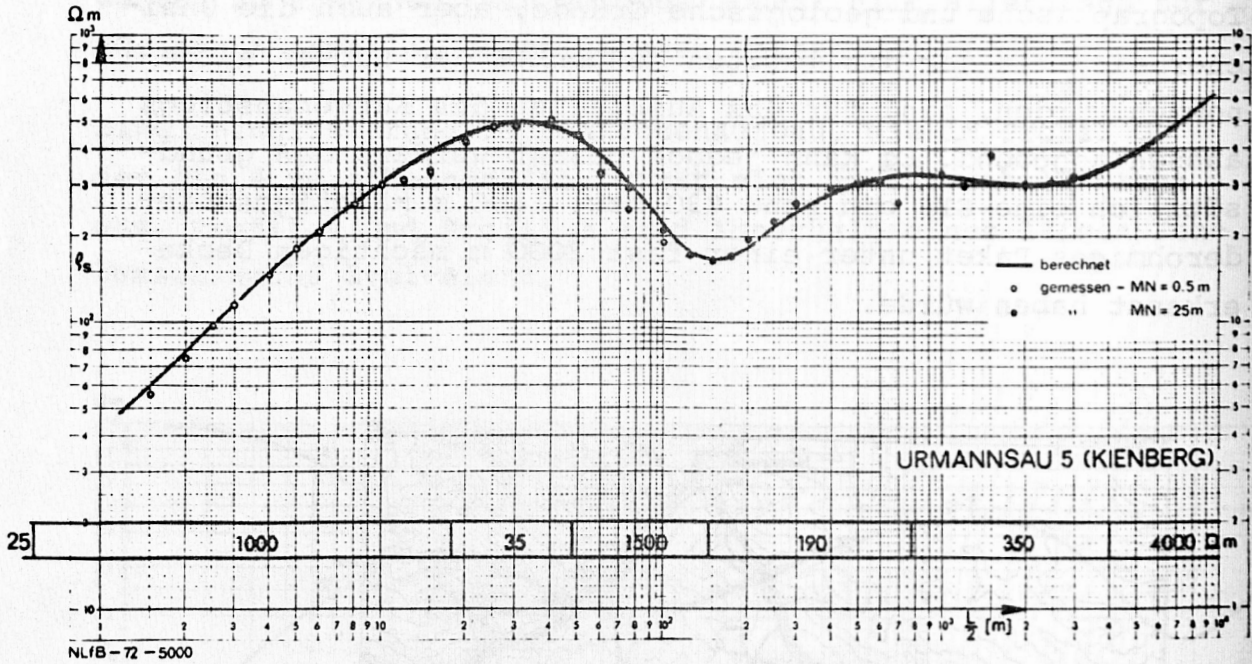


Fig.7: GTS Urmannsau 5, rund 3 km nördlich von der Tiefbohrung Urmannsau 1.

#### 4. Vergleichsmessungen an der Tiefbohrung Markdorf 2

Die 1961 abgeteufte Erdölbohrung Markdorf 2 hat bei rd. 2540 m Tiefe das Grundgebirge unter einer relativ ruhigen Lagerung von nahezu parallelen Schichten angetroffen und stellt somit ein ideales Studien-Objekt für die Ermittlung eines Anisotropiefaktors dar.

Die im Herbst 1970 in der Nähe der Bohrung ausgeführte GTS mit einer maximalen Kabelauslage von 18 km ( $AB/2 = 9$  km) hat eindeutig das Grundgebirge erfaßt. Fig.8 zeigt die Lage der Bohrung mit der Ansatzstelle der GTS in unmittelbarer Nähe sowie die Lage der Erdungspunkte  $AB/2 = 4, 5, 7$  und 9 km. Fig.9 gibt den Verlauf der Sondierungskurve wieder sowie darunter u.a. das Bohrprofil in log. Skala.

Bei der Auswertung der Bohrlochdiagramme wurden 11 homogene horizontale Schichten über der kristallinen Basalschicht ermittelt, die das vorhandene, sehr viel kompliziertere Pro-

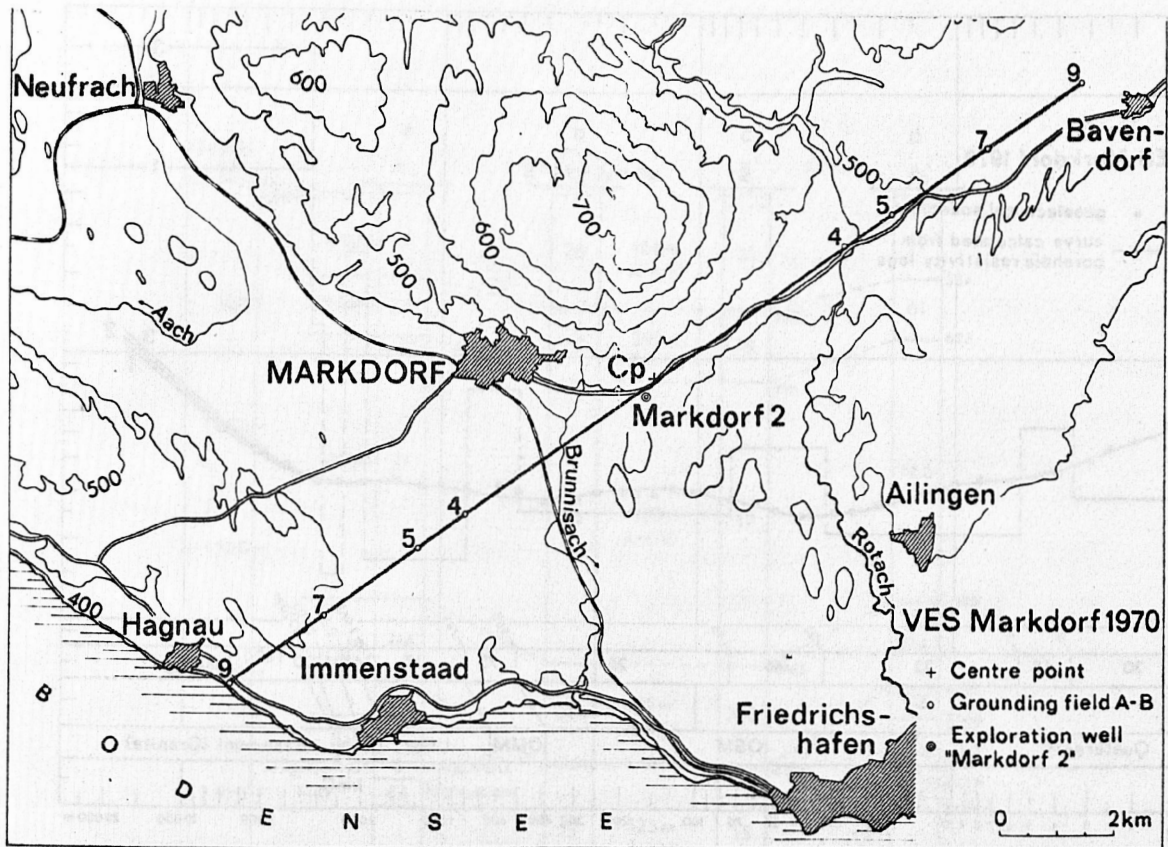


Fig.8: Lage der Tiefbohrung Markdorf 2 und Verlauf der Schlumberger-Großauslage mit Erdungspunkten.

fil annähernd ersetzen. Zur Berechnung einer Modellkurve auf der Basis dieses Profils ist folgendes zu bemerken:

Für den oberen Teil des Bohrloches standen nur konventionelle Widerstandsdiagramme zur Verfügung. Ihre Auswertung wurde erschwert durch den großen Bohrlochdurchmesser bis etwa 500 m Teufe und durch Spülung hoher Leitfähigkeit. Hier können die Abweichungen vom wahren Widerstand größer sein als bei den Werten im tieferen Teil des Bohrloches unterhalb 2050 m Teufe. Dort wurden die Widerstände aus Laterolog-7-Diagrammen entnommen, die eine sehr gute Bestimmung der wahren Widerstände erlauben.

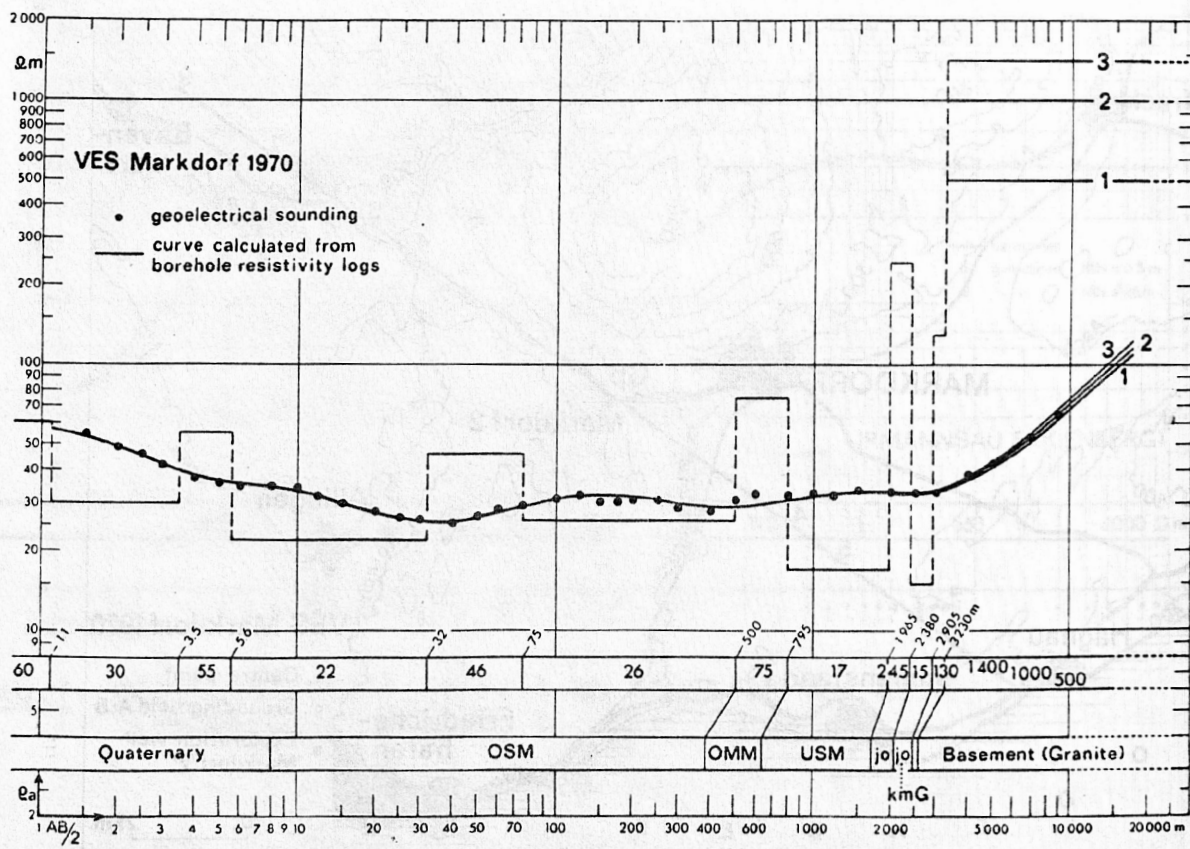
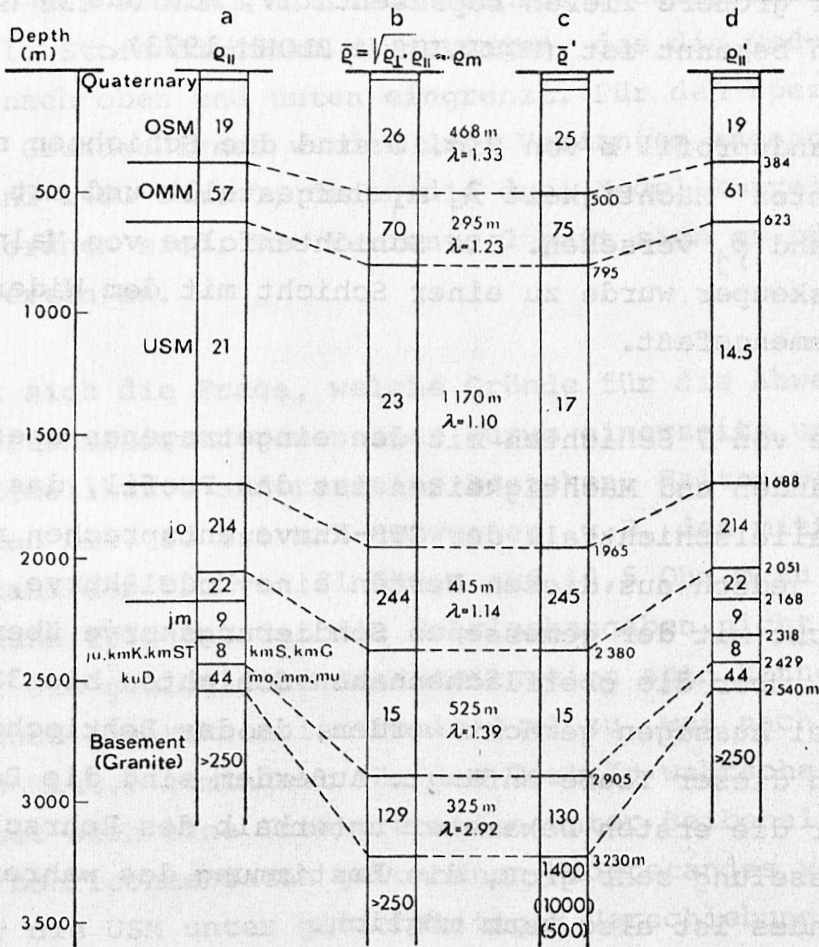


Fig.9: GTS Markdorf 1970 mit Bohrprofil und einem aus den Bohrlochdiagrammen abgeleiteten Widerstandsprofil.

In Fig.10 sind mehrere Widerstandsprofile im linearen Maßstab aufgetragen, die aus den Daten dieser Tiefbohrung abgeleitet worden sind.

Das Widerstandsprofil a entspricht der Widerstandsverteilung im Bohrloch, wie sie aus den Diagrammen errechnet wurde. Eingetragen sind die mittleren Längswiderstände  $\rho_{||}$  von 8 Schichtpaketen zwischen der Deckschicht und der kristallinen Basalschicht. Diese Schichtpakete erfassen teilweise eine gesamte geologische Formation oder gar mehrere; teilweise ist eine Untergliederung einer Formation in eine hochohmige und eine niederohmige Stufenfolge notwendig.



**Fig.10:** GTS Markdorf 1970. Widerstandsprofile, berechnet aus Daten der Tiefbohrung Markdorf 2.

- a** Widerstandsprofil aus Bohrlochmessungen. Eingetragen sind mittlere Längswiderstände.
- b** Gleiches Profil mit Berücksichtigung der Makroanisotropie aus Bohrlochmeßdaten. (Mikroanisotropie unbekannt,  $\Theta=1$  gesetzt)
- c** Als Modellkurve dargestelltes Profil mit optimaler Annäherung an die Sondierungskurve.
- d** Längswiderstände auf Bohrlochprofil zurückgerechnet. ( $\lambda$  unverändert.)

Von etwa 2540 m bis 2554 m (ET) wurde granitisches Grundgebirge erbohrt. Sein Widerstand wurde vom Laterolog mit 250 bis 300 Ohm.m gemessen. Dieser relativ niedrige Wert ist sicher nicht für größere Tiefen repräsentativ, wie aus anderen Untersuchungen bekannt ist (HOMILIUS & BLOHM 1973).

Im Widerstandsprofil b von Fig.10 sind die Schichten mit der "aufgeblähten" Mächtigkeit  $\lambda_j \cdot m_j$  dargestellt und mit dem Ersatzwiderstand  $\bar{\rho}_j$  versehen. Die Schichtenfolge von Malm Delta bis Gipskeuper wurde zu einer Schicht mit dem Widerstand 15 Ohm.m zusammengefaßt.

Diese Folge von 7 Schichten mit den eingetragenen spezifischen Widerständen und Mächtigkeiten ist das Profil, das im homogenen Parallelschichtfall der GTS-Kurve entsprechen müßte. Errechnet man jedoch aus diesen Werten eine Modellkurve, so stimmt sie nicht mit der gemessenen Sondierungskurve überein. Es können z.B. über die oberflächennahen Schichten bis 32 m Tiefe keinerlei Aussagen gemacht werden, da das Bohrlochdiagramm erst von dieser Teufe anfängt. Außerdem sind die Bohrlocheinflüsse über die ersten Dekameter unterhalb des Rohrschuhs infolge Auskesselung sehr groß, die Bestimmung des wahren Gebirgswiderstandes ist also kaum möglich.

Bei den folgenden Berechnungen von Modellkurven mittels EDV wurde daher von den Widerstandswerten des Profils b ausgegangen und diese schrittweise verändert, bis eine möglichst gute Übereinstimmung mit der gemessenen Kurve erzielt wurde. Der Versuch, auch die Schichtgrenzen zu variieren, zeigte, daß diese bereits optimal gewählt waren.

Das Ergebnis dieser Anpassung ist als Profil c eingetragen. Man sieht, daß nur in zwei Schichten zwischen 500 m und 2000 m scheinbarer Tiefe die spezifischen Widerstände nennenswert geändert werden mußten. Oberflächennahe Schichten bis 75 m Tiefe sind nur angedeutet; sie sind im einzelnen in dem Widerstandsprofil unter der Meßkurve in Fig.9 eingetragen. Dieses

Widerstandsprofil c stellt im logarithmischen Maßstab das vollständige Profil dar, für das die darüber eingetragene Modellkurve berechnet wurde. Zur Verdeutlichung sind in Fig.9 die Schichten des Profils mit ihren wahren spezifischen Widerständen als Stufendiagramm eingetragen, das die Meß- bzw. Modellkurve nach oben und unten eingrenzt. Für den spez. Widerstand des Grundgebirges wurden drei Varianten angenommen (500, 1000 und 1400 Ohm.m), denen die drei Modellkurvenäste 1, 2 und 3 zuzuordnen sind. Die Variante 2 paßt sich am besten den gemessenen Werten an.

Es erhebt sich die Frage, welche Gründe für die Abweichung der aus Bohrlochmeßdaten gewonnenen Kurve einerseits und der angepaßten Modellkurve andererseits bestehen. Halten wir die Schichtgrenzen bei, so ist man gezwungen, z.B. den mittleren Längswiderstand der USM von 21 Ohm.m auf 14,5 Ohm.m zu setzen und können dann folgern, daß die Bohrlochangaben nicht repräsentativ für die geologische Gesamtsituation sein können. Läßt man jedoch ein Mikroanisotropie  $\theta > 1$  zu, was nach FLATHE (persönliche Mitt.) zumindest für das Tertiär wahrscheinlich ist, so bietet sich eine Interpretation unter Beibehaltung des aus den Bohrlochmeßdaten gewonnenen Widerstandes von 21 Ohm.m für die USM unter gleichzeitiger Verschiebung der Unterfläche der Serie zur Tiefe hin als Folge einer Mikroanisotropie von  $\theta = 1,41$  an. Dieser Wert hält sich in den Grenzen, die MAILLET (1947) zuläßt, indem er auf Werte von  $\theta = 2$  bei Pechelbronn im Elsaß hinweist.

##### 5. Tiefbohrung Nördlingen

Zur Untersuchung des Untergrundes in der Impakt-Struktur des Rieses wurde 1973 nördlich von Nördlingen eine Forschungsbohrung angesetzt, die am 15.1.74 das angestrebte Bohrziel -- nämlich ein Tiefenaufschluß bis 1200 m -- erreicht hatte. Es wurden angetroffen:



- O - 324,5 m Subaquatisch gebildete Sedimente, u.zw.
  - 39 m Verlandungseinflüsse
  - 256 m pelitische und
  - 324,5m klastische Sedimente,
- 605 m ausgeschleuderte und wieder zurückgefallene Gesteinsmassen fast ausschließlich kristallinen Ursprungs
  - 506 m suevitisch bzw. suevitähnlich,
  - 605 m grobstückig,
- 1206 m kristalline Trümmersmassen,
  - 740 m allochton, polymikt,
  - 892 m zertrümmert und scherbilig zerfallen,darunter durchweg Gneis.

Schon immer war der Ries Gegenstand zahlreicher geophysikalischer, auch geoelektrischer Untersuchungen. Vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung wurden 1971/72 VersuchsgTS ausgeführt, die allerdings einen für einen Vergleichszweck relativ großen (rund 3 - 7 km) Abstand von der Bohrung haben. Trotzdem wollen wir zum Schluß einige Betrachtungen anfügen, die zum Ziel haben, aus dem Bohrprofil eine Modellkurve abzuleiten.

Das bis 1030 m im Bohrloch gefahrene Laterolog wurde gedeutet. Es konnten 16 Schichten mit einheitlichen Widerständen zusammengefaßt werden. Aus den Längswiderständen der Pakete wurden die zu den GTS-Messungen adäquaten  $\bar{\rho}_j$ -Werte errechnet, die auf dem Diagramm aufgetragen sind. Bei ihren Mächtigkeiten sind jeweils die Anisotropien  $\lambda_j$  (maximales  $\lambda_j = 1,286$ ) berücksichtigt, so daß die ursprünglichen Schichten "aufgebläht" erscheinen.

Der Verlauf der Modellkurve, die aus diesen  $\bar{\rho}_j$ -Werten berechnet worden ist, ist in Fig.11 zu erkennen. Wir erhalten eine Kurve vom Minimumtyp. Das Minimum wird durch die limni-

schen Sedimente -- insbesondere zwischen 22 m und 254 m mit 6,8; 3,1 bzw. 2,6 Ohm.m -- geprägt.

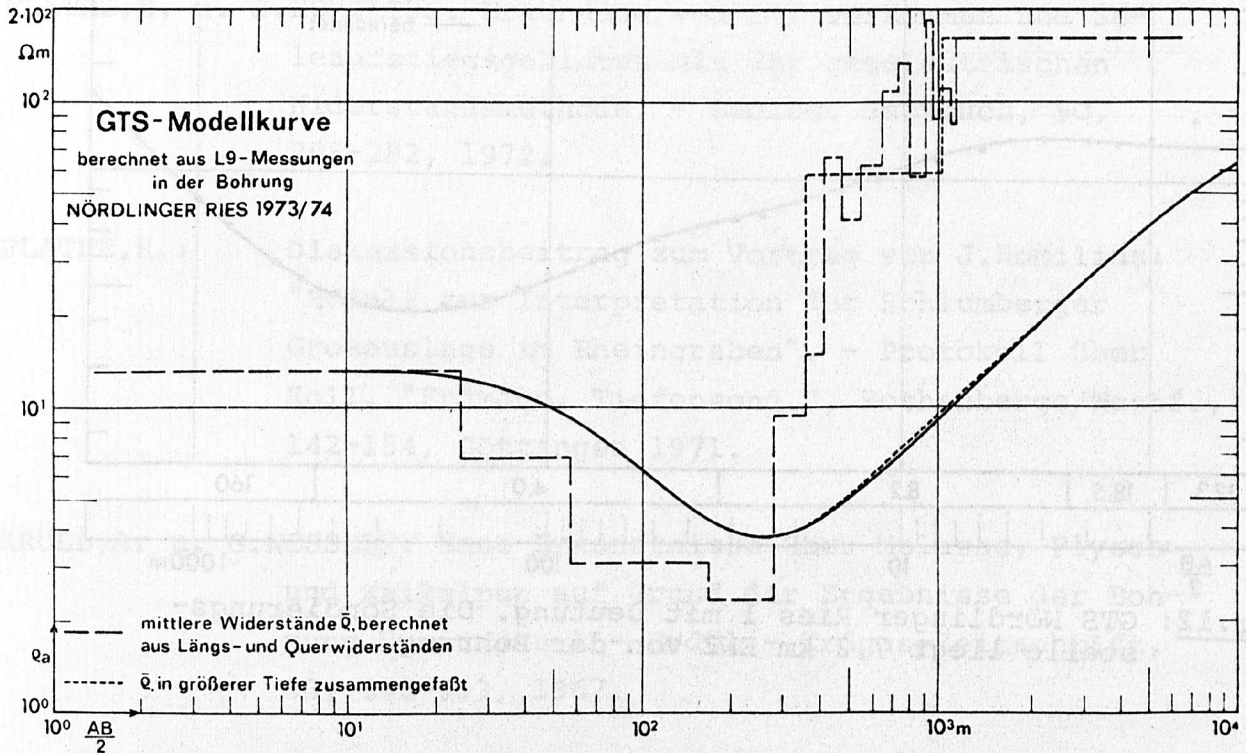


Fig.11

Ohne Einfluß bleibt die Unterscheidung der spez. Widerstände im Anstieg der Kurve. Wenn man 9 Schichten, die im Kurvenanstieg liegen, zusammenfaßt, so ist kaum eine meßbare Modifikation der Modellkurve zu erwarten.

Die in einiger Entfernung vom Bohrpunkt aufgenommene GTS-Kurve gleicht der Modellkurve in Fig.12. Betrachten wir die GTS-Kurve 1 einmal im einzelnen und deuten sie mit einer EDV genau, so müssen wir erkennen, daß das Minimum durch eine einzige Schicht mit 4 Ohm.m nahezu exakt angenähert werden kann. Wir wissen aber, daß die limnischen Sedimente der Postkatakastrophen-Phase im Bereich der Bohrung im Widerstand noch untergliedert sind.

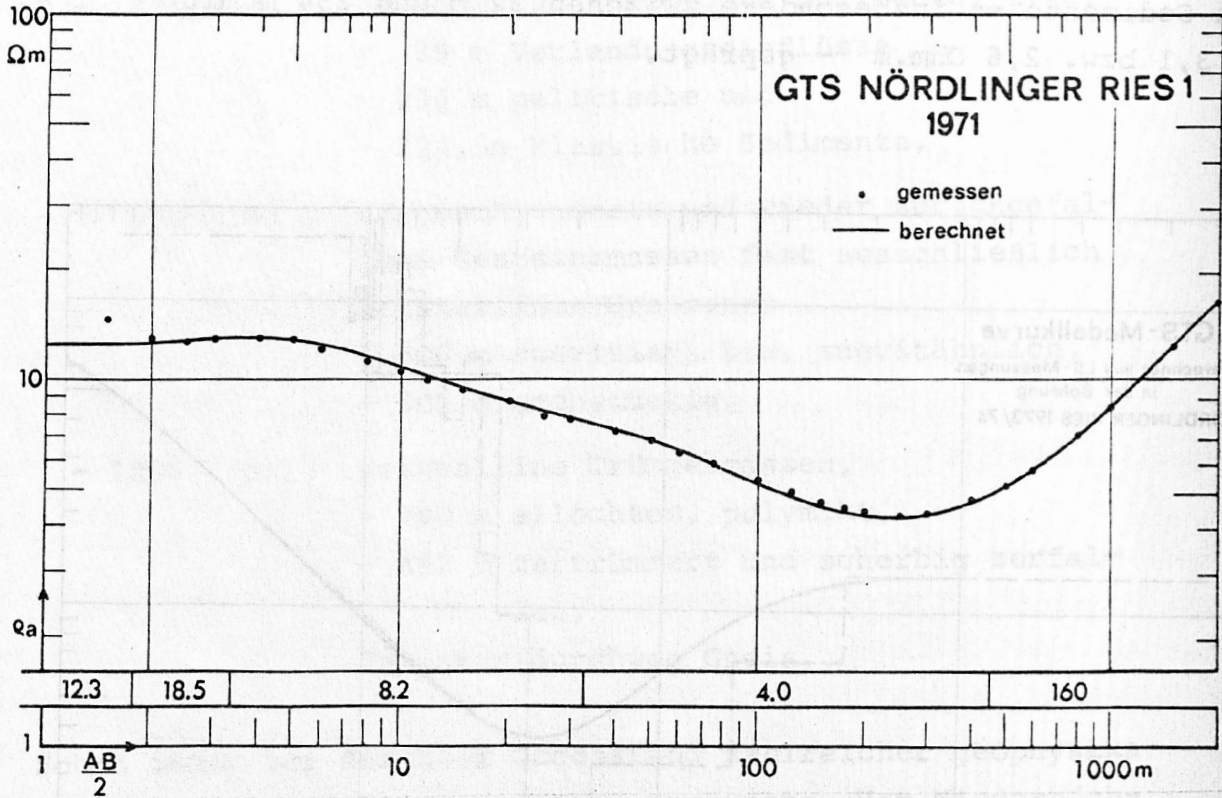


Fig.12: GTS Nördlinger Ries 1 mit Deutung. Die Sondierungsstelle liegt 7,2 km ENE von der Bohrung.

Eine Vergleichsmessung an der Tiefbohrung, die für 1974 geplant ist, wird zeigen, ob sich eine Untergliederung des Minimums anbietet. Hieraus könnten sich Hinweise für eine Modifikation des Interpretationskonzepts der geoelektrischen Tiefensondierungen im gesamten Ries ergeben.

### Literatur

BLOHM, E.-K. u. H. FLATHE: Geoelectrical Deep Sounding in the Rhinegraben. In: Graben Problems (Intern. Upper Mantle Proj. Scien. Rep. 27), 239-242, Stuttgart 1970.

BLOHM, E.-K.: Die Methode der geoelektrischen Tiefensondierungen mit großen Elektrodenentfernungen. - Diss. TU Clausthal 1972.

HOMILIUS, J. u. E.-K.BLOHM: Modell zur Interpretation der geoelektrischen Tiefensondierung im Rheingraben 1967. - Z. f. Geophys. 39, 441-459, 1973.

FLATHE, H. u. J.HOMILIUS: Erkundung von Salzvorkommen und Soleaufstiegsgebieten mit der geoelektrischen Widerstandsmethode. - Geolog. Jahrbuch, 90, 265-282, 1972.

FLATHE, H.: Diskussionsbeitrag zum Vortrag von J.Homilius: "Modell zur Interpretation der Schlumberger Großauslage im Rheingraben". - Protokoll über Koll. "Erdmagn. Tiefensond.", Rothenberge/Westf., 142-154, Göttingen 1971.

KRÖLL, A. u. G.WESSELY: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1 - Erdöl - Erdgas-Zeitschrift, 83, 342-353, 1967.

MAILLET, R.: The Fundamental Equations of Electrical Prospecting. - Geophysics, 12, 529-556, 1947.

MAILLET, R. & H.G.DOLL: Sur un théorème relatif aux milieux électriquement anisotropes et ses applications à la prospection électrique en courant continu.- Erg.H.f. angew. Geophysik III, 1, Leipzig, 1932.